



HAL
open science

Spectre de vagues par LiDAR aéroporté comparé aux mesures satellitaires

Paul Ternon

► **To cite this version:**

Paul Ternon. Spectre de vagues par LiDAR aéroporté comparé aux mesures satellitaires. Sciences de l'ingénieur [physics]. 2019. dumas-02959277

HAL Id: dumas-02959277

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-02959277>

Submitted on 6 Oct 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.



CONSERVATOIRE NATIONAL DES ARTS ET METIERS
ECOLE SUPERIEURE DES GEOMETRES ET TOPOGRAPHES

MEMOIRE

Présenté en vue d'obtenir

Le DIPLOME D'INGENIEUR CNAM

SPECIALITE : Géomètre et Topographe

par

Paul TERNON

Spectre de vagues par LiDAR aéroporté comparé aux mesures satellitaires

Soutenu le 5 Septembre 2019

JURY

Monsieur Laurent MOREL	Président du jury
Monsieur Laurent FROIDEVAL	Maître de stage
Monsieur Laurent POLIDORI	Enseignant référent

Remerciements

Au cours de ce TFE, j'ai été amené à rencontrer des personnes aux parcours différents du miens qui m'ont apporté beaucoup, chacun à leur façon pour la réalisation de ce projet.

Tout d'abord, je tiens à remercier Laurent Froideval pour m'avoir aiguillé et soutenu durant ce projet, m'avoir permis de m'intégrer au laboratoire M2C à Caen. Je le remercie aussi de m'avoir permis d'assister à la vie d'un laboratoire, ainsi qu'aux réunions sur des projets comme la phase CalVal de la mission SWOT, grâce auxquelles j'ai rencontré des gens venant de domaines et de pays différents, passionnés par leur travail et dont les compétences sont impressionnantes.

Je remercie le CNES pour son intérêt sur le projet, et pour avoir permis la réalisation de ce TFE.

Je remercie aussi Christophe Connessa et Xavier Pellerin-Lebas pour l'excellente ambiance de travail, les remarques toujours pertinentes sur mon travail, ainsi que les connaissances et les éclaircissements qu'ils m'ont fournis tout au long de ce TFE. J'adresse aussi des remerciements à Iskander Abroug, pour avoir largement contribué à l'excellente ambiance de travail, ainsi que pour sa gentillesse et sa bienveillance lorsqu'il m'expliquait certains mécanismes qui régissent la mécanique des fluides et plus particulièrement les vagues. Car en effet, si l'ESGT forme à la mesure, il était nécessaire pour ce TFE d'avoir des connaissances sur les phénomènes de vagues.

Merci à Pascal Bonnefond pour avoir pris le temps d'échanger avec moi et pour avoir eu un avis toujours constructif sur les données que nous échangeons.

Je remercie Luc Lenain d'avoir pris le temps de regarder mon travail et pour m'avoir permis de déceler des erreurs que je n'aurais pas vu sans lui, ainsi que pour m'avoir donné des pistes sur les origines de ces erreurs et la manière de les corriger.

Merci à Laurent Polidori pour son suivi et ses remarques constructives durant ce TFE.

Je remercie aussi mes camarades de l'ESGT pour leur soutien tout au long de ce TFE. Et enfin, je tiens à remercier ma famille pour avoir pris le temps de relire mes travaux, ainsi que Tanguy Leroy et Christophe Richer, pour avoir apporté un regard critique sur ma rédaction.

Liste des abréviations

CFOSAT : China France Oceanography SATellite

CNES : Centre National des Etudes Spatiales

DGPS : Differential Global Positionning System

FFT : Fast Fourier Transform

FFT2D : Fast Fourier Transform two Dimensions

LiDAR : Light Detection And Ranging

NASA : National Aeronautics and Space Agency

PPP : Precise Point Positioning

PSF : Point Spread Function

RL : algorithme de Richardson-Lucy

RSG : Remote Sensing Group

SAR : Synthetic Aperture Radar

SCAT : wind SCATerometer

SWOT : Surface Water and Ocean Topography

SWIM : Surface Waves Investigations and Monitoring

UMR : Unité Mixte de Recherche

Glossaire

Cloudcompare : Logiciel utilisé dans le traitement de nuages de points

Fast Fourier Transform : transformée de Fourier rapide

Point Spread Function : matrice représentant l'étalement d'un pixel unique sur une somme de pixels dans une image comportant un flou de mouvement.

S A R : Altimètre radar utilisant le fait qu'un point P illuminé par une impulsion le sera pour plusieurs impulsions consécutives, ce qui, par post-traitement permet de simuler l'effet qu'aurait eu une grande antenne de réception à très grande résolution.

Spécularité : aptitude pour une surface à réfléchir un rayon lumineux incident en un unique rayon lumineux réfléchi.

RSG : groupe de télédétection du laboratoire M2C (UMR 6143 UNICAEN/UNIROUEN / CNRS)

Table des matières

I	LE SPECTRE DANS LE CADRE DE LA MISSION SWOT	9
I.1	PRESENTATION ET ENJEUX DE SWOT	9
I.2	LES DONNEES PAR ALTIMETRES LASER.....	10
I.2.1	TOPEX-POSEIDON	10
I.2.2	JASON.....	11
I.2.3	SWIM/CFOSAT	12
II	PRESENTATION DU LiDAR AEROPORTE	13
II.1	PRINCIPE DE FONCTIONNEMENT	13
II.1.1	Principe	13
II.1.2	Erreurs.....	14
II.1.3	Matériel utilisé pendant le TFE.....	15
II.2	METHODE D'ACQUISITION.....	18
II.2.1	Format LAS	18
II.2.2	Classification	18
II.2.3	Validation de la méthode d'acquisition	19
II.2.4	Utilisation du format GeoTIFF pour le LiDAR aéroporté	22
III	CREATION DU SPECTRE DIRECTIONNEL	24
III.1	BASES SUR LA THEORIE DES VAGUES.....	24
III.1.1	Définition des vagues.....	24
III.1.2	Formules d'Airy	25
III.2	CREATION D'UN SPECTRE DIRECTIONNEL EN DEUX DIMENSIONS	27
III.2.1	Décomposition en séries de Fourier	27
III.2.2	Spectre en deux dimensions	27
III.2.3	Caractéristiques du spectre obtenu	29
III.3	ERREURS PRISES EN COMPTE	31
III.3.1	Effet Doppler.....	31
III.3.2	Effet transversal	32
III.4	SOLUTIONS APPORTEES	35
III.4.1	Correction de l'effet Doppler par algorithme Richardson-Lucy	35
III.4.2	Correction de l'effet de bord dû à l'algorithme Richardson-Lucy	37
III.4.3	Correction théorique de l'effet Doppler	38
III.4.4	Corrections de l'effet transversal explorées	39
	Conclusion.....	42
	Perspectives	44
	Bibliographie	47
	Annexe 1 : Bathymétrie dans la Manche.....	50
	Liste des figures.....	51
	Liste des tableaux	52

Introduction

L'océanographie est un domaine des sciences qui s'attèle à observer, explorer et modéliser les océans. Puisque la Terre est recouverte à 70,8% par des océans, il s'agit d'un domaine de recherche offrant de nombreuses zones d'études. Pourtant, compte tenu de la taille de ces étendues d'eau, il est encore aujourd'hui complexe d'étudier l'ensemble des phénomènes se déroulant à la surface des océans, et il est encore plus complexe d'étudier ce qui se passe sous leurs surfaces. En effet, bien que l'on connaisse de manière précise les surfaces visibles de corps célestes telles que la face visible de la Lune, nous n'avons exploré qu'une petite partie de nos océans. Cela s'explique par le fait qu'il est facile d'observer des objets lointains, ne présentant que relativement peu de sursol et n'ayant pas ou peu d'atmosphère. Les rayons lumineux du soleil ou d'un quelconque autre émetteur d'ondes électromagnétiques ne peuvent encore pas aujourd'hui pénétrer les océans jusqu'au plancher océanique. On exploite alors des capteurs de pressions, des sondes ou des sonars dont la portée n'est que de quelques kilomètres pour obtenir des informations sur ces zones. La surface des océans, elle, nous est beaucoup plus accessible.

L'étudier convenablement avec les méthodes ponctuelles que l'on connaît de marégraphes, de bouées ou de relevés LiDAR par bateau comme expérimentés par Churnside et al. (1998) ou de relevés LiDAR depuis la cote comme l'ont expérimenté Brodie et al. (2015) ne permettent de couvrir à un instant donné qu'une infime portion des océans, rendant ainsi les phénomènes à très grandes échelles difficiles voire impossibles à observer. Car, même si l'on choisit de réaliser des campagnes de mesures avec les méthodes mentionnées précédemment sur l'intégralité d'un océan, la donnée ne pourrait pas prendre en compte les phénomènes étendus spatialement sur plusieurs centaines de kilomètres et pourrait difficilement faire les liens entre les phénomènes de plus petite taille, à cause du caractère éphémère de ceux-ci. Ainsi, pour pouvoir avoir des données qui reflètent le mieux la réalité des océans, il est nécessaire d'avoir un capteur couvrant une zone de plusieurs centaines de kilomètres carrés, et réalisant cette couverture le plus vite possible, pour tenter de capter un maximum d'informations sur les relations entre des phénomènes de plus faible ampleur.

L'eau, de par ses propriétés physiques, est une pièce maîtresse de la compréhension du climat. Elle joue un rôle clé dans les échanges d'énergie sur Terre, leur répartition ainsi que dans l'effet de serre, et par conséquent, dans le réchauffement climatique. Si l'on regarde de plus près le spectre d'absorption de l'eau, on se rend assez vite compte que l'eau absorbe une grande partie des longueurs d'ondes situées dans l'infrarouge. Cette propriété, couplée au fait que notre soleil nous bombarde en permanence d'un tel rayonnement, responsable entre autres de la sensation de chaleur que nous éprouvons lors d'un bain de soleil, fait qu'une quantité d'énergie phénoménale est retenue sur Terre par les océans. De plus, lorsque l'eau est chauffée, elle s'évapore progressivement. Or, la vapeur d'eau étant un gaz à effet de serre bien plus puissant encore que le dioxyde de carbone, l'eau joue un rôle primordial dans la régulation du climat à l'échelle mondiale.

Sur une échelle plus modeste, toute cette énergie et la manière dont elle se déplace dans les océans fait de nos saisons et de nos différents climats ce qu'ils sont. Sans le courant « Gulf-stream », l'hiver norvégien ou suédois serait aussi rude que l'hiver en Alaska. Sans ces courants, les côtes du Sahara et de Floride présenteraient les mêmes types de climats. L'étude des océans est donc primordiale dans la climatologie et dans la météorologie. Il est nécessaire de mettre en place des équipements à acquisition rapide et couvrant de vastes zones.

C'est pour répondre à cette demande qu'a été créée l'océanographie satellitaire. Un satellite pouvant se déplacer à des vitesses de plusieurs milliers de kilomètres par heures par rapport au sol et se trouvant à des altitudes de plusieurs centaines de kilomètres est une plateforme idéale pour l'acquisition de données permettant une grande couverture du sol. Il s'est donc imposé de monter les capteurs les plus adaptés à ces missions sous la forme tout d'abord d'altimètres laser et de capteurs photographiques voire même hyperspectral. Puis la gamme des capteurs s'est diversifiée avec des capteurs radars, et des capteurs SAR et LiDAR. Vient ensuite la question de l'étalonnage de tels capteurs, et des techniques pertinentes dans cette optique. Le LiDAR aéroporté, par son aspect plus souple en termes de trajectoire, de répétabilité de la mesure et par sa capacité à réaliser une acquisition sur des zones de quelques centaines de kilomètres carrés en fait un candidat de choix. En effet, l'une des limites de l'altimétrie satellite est de ne pouvoir donner une valeur de hauteur précise qu'en moyennant la hauteur sur une large zone, ce qui a pour effet de noyer les phénomènes plus modestes en plus de nécessiter des mesures de vitesse du vent et de gradient de température. Le LiDAR, d'après Churnside et al. (2012), par sa grande précision de mesure

de distance et sa faible altitude relative à celle du satellite permet d'avoir des informations sur des phénomènes très restreints spatialement, ce qui en fait un instrument de précision dans le cadre de la mesure des hauteurs d'eau sur de grandes zones. L'un des types de données qu'il est intéressant de produire avec un capteur LiDAR et qui sera produit par le satellite océanographique de la mission SWOT est le spectre directionnel de vagues. En effet, depuis les travaux de Hwang et al. (2000), il est possible de créer des spectres directionnels de vagues à l'aide d'un LiDAR aéroporté, présentant des avantages et des inconvénients comme nous le verrons par la suite. Toutefois au regard de l'utilisation de ces données pour étalonner un capteur satellitaire, on peut légitimement se poser la question suivante :

Dans quelle mesure le spectre directionnel de vague réalisé par mesure LiDAR aéroporté peut-il fournir des données susceptibles de servir à l'étalonnage des capteurs de la mission SWOT ?

On s'attachera tout d'abord dans le présent mémoire à présenter l'altimétrie spatiale, les différentes missions en lien avec l'océanographie et leurs enjeux ainsi que les produits de ces missions autant en termes d'utilité que de caractéristiques techniques. Il est ensuite nécessaire d'identifier les matériels utilisés, avec leurs principes de fonctionnements et leurs caractéristiques afin de cerner les possibilités techniques de ce TFE. Puis nous nous intéresserons aux choix en termes de formats de données. Et enfin, nous aborderons les spectres directionnels de vagues, ainsi que la manière dont ils sont réalisés autant dans le domaine spatial que le domaine de l'aéroporté ainsi que les limites de ces procédés. Et nous examinerons, pour le cas aéroporté, les erreurs rencontrées dans ce TFE et les solutions apportées à ces erreurs.

I Le spectre dans le cadre de la mission SWOT

I.1 Présentation et enjeux de SWOT

Les altimètres laser par satellites étaient jusqu'alors utilisés pour des mesures par temps de vol, de phase et de forme d'onde complète pour mesurer la surface des océans. Ces mesures, dont la précision est d'environ 5 cm, permettent notamment d'évaluer les mouvements de grandes masses d'eau, qui sont de grands régulateurs thermiques à l'échelle planétaire et donc de prédire les événements climatiques liés à ces mouvements d'eau et de chaleur tels qu'El Niño. Il s'agit d'un événement dont les répercussions peuvent se manifester sous la forme de pluies diluviennes dans les zones côtières, de la disparition provisoire, dans certaines régions de l'Océan pacifique, de certaines espèces de poissons, ou encore la prolifération d'espèces comme les moustiques ou les tiques en Amérique du sud.

Selon le site <https://cnes.fr/fr>, la mission SWOT, abréviation de « Surface Water Ocean Topography Mission », est un projet conjoint de la NASA et du CNES de satellite d'observations océanographiques, hydrologiques et côtières, chargé de mesurer le niveau des eaux, la largeur des cours d'eau et lacs, les pentes de l'eau, d'estimer le débit des principales rivières. L'un des objectifs est de permettre d'affiner la connaissance des courants océaniques et d'améliorer les modèles climatiques. Pour répondre aux besoins de sa mission, il est prévu que SWOT utilise un instrument baptisé KaRIN (*Ka-band Radar INterferometer* ou radar interféromètre en bande Ka). Ce capteur devrait permettre d'effectuer des relevés de niveau sur des rivières de 50 mètres de large avec une résolution de 2×10 mètres et une précision altimétrique de 10 cm et 1,7 cm/km pour la pente (lorsque les mesures d'origine sont moyennées sur des zones de 1 km²) toujours selon le site internet du CNES.

Le lancement de la mission est programmé pour 2021 par la société SpaceX. L'équipe scientifique se prépare à la phase de trois mois de *Fast Sampling Orbit* qui permettra d'étalonner les capteurs ainsi qu'à l'utilisation des données dans différents milieux pour l'étalonnage de ces capteurs. L'estuaire de la Seine a originellement été retenu comme une zone côtière d'étalonnage, à laquelle se sont ajoutés l'estuaire de la Gironde et la zone de la Manche au large du Cotentin et c'est dans le cadre de cette mission que ce TFE s'inscrit. Les données utilisées plus tard seront donc issues de l'embouchure de la Seine et de la Manche au large du Cotentin.

I.2 Les données par altimètres laser

I.2.1 TOPEX-POSEIDON

D'après la page réservée à la mission TOPEX/POSEIDON sur le site <https://cnes.fr/fr>, dans les années 1990, le programme conjoint de la NASA et du CNES nommé TOPEX/POSEIDON, d'après le dieu grec des océans concrétise la volonté de surveiller les océans de manière précise. Il s'agit du premier satellite embarquant un capteur d'altimétrie satellitaire destiné à l'océanographie qui a permis de suivre l'évolution du niveau des océans sur plusieurs années. En effet, les mesures jusqu'à lors réalisées sur les océans étaient soit ponctuelles et prises depuis le sol ou un avion, soit satellitaires grâce au satellite SEASAT, mais ce dernier n'a opéré que quelques mois. L'intérêt de la mission était donc de fournir une couverture mondiale de mesures de la distance entre le satellite et la surface de l'eau, permettant de déduire la hauteur d'eau avec une précision de 3 cm selon le site <https://www.aviso.altimetry.fr/fr/missions.html>, grâce à un altimètre laser bi-fréquence. Ces mesures permirent entre autres de mesurer, pour la première fois à l'échelle mondiale, les effets des marées et donc d'affiner nos modèles et plus généralement notre compréhension du phénomène. De plus, en 1997, TOPEX/POSEIDON a pu mesurer pour la première fois l'évènement El Niño, qui sera le plus puissant du siècle avec des « bosses » d'eau dans l'Océan pacifique d'environ 20 à 30 cm (Figure 1), puis un El Nino avorté en 2005.

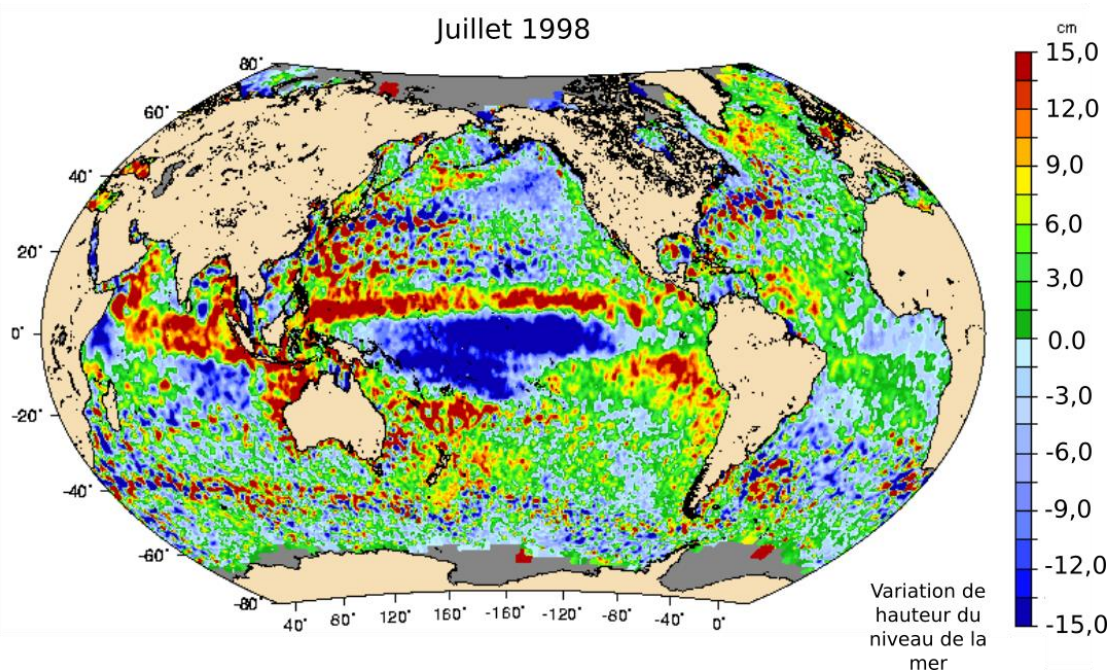


Figure 1 : Produit réalisé par TOPEX/POSEIDON crédit : CNES

Prévu pour fonctionner jusqu'en 1997, le satellite restera en activité jusqu'en octobre 2005 lorsqu'un dysfonctionnement mit fin à la mission après 13 ans de service et quelques 60 000 orbites effectuées.

I.2.2 JASON

Selon la page internet dédiée à la mission JASON du site <https://cnes.fr/fr>, la famille de satellites JASON, successeurs de TOPEX/POSEIDON, est constituée des satellites JASON I, II et III et est nommée en l'honneur d'un héros de la mythologie grecque ayant effectué une quête maritime avec ses compagnons, les argonautes. Jason I fut lancé en 2001, Jason II en 2008 et Jason III en 2016. Seuls les deux derniers sont encore en service, Jason I ayant cessé de fonctionner en 2013. Le satellite Jason-III est placé en orbite de telle sorte qu'il peut survoler 95% de la surface des océans en l'espace de 10 jours. Selon le site internet <https://www.aviso.altimetry.fr/fr/missions.html>, ils sont équipés d'altimètre POSEIDON RADAR mono-fréquence mesurant la distance de la surface de l'eau au satellite, et permettant d'établir la hauteur du niveau de la mer à une précision de 2 cm grâce à la détermination d'un écart à la moyenne calculé sur les très nombreuses orbites effectuées par le satellite. Parmi leurs objectifs, on trouve la surveillance du niveau des océans, la capacité de fournir, peu de temps après la mesure, la hauteur des vagues dans une zone ainsi que des informations sur le vent dans la zone survolée.

Le programme JASON commencera à être remplacé à partir de 2020 par des satellites Sentinel-6.

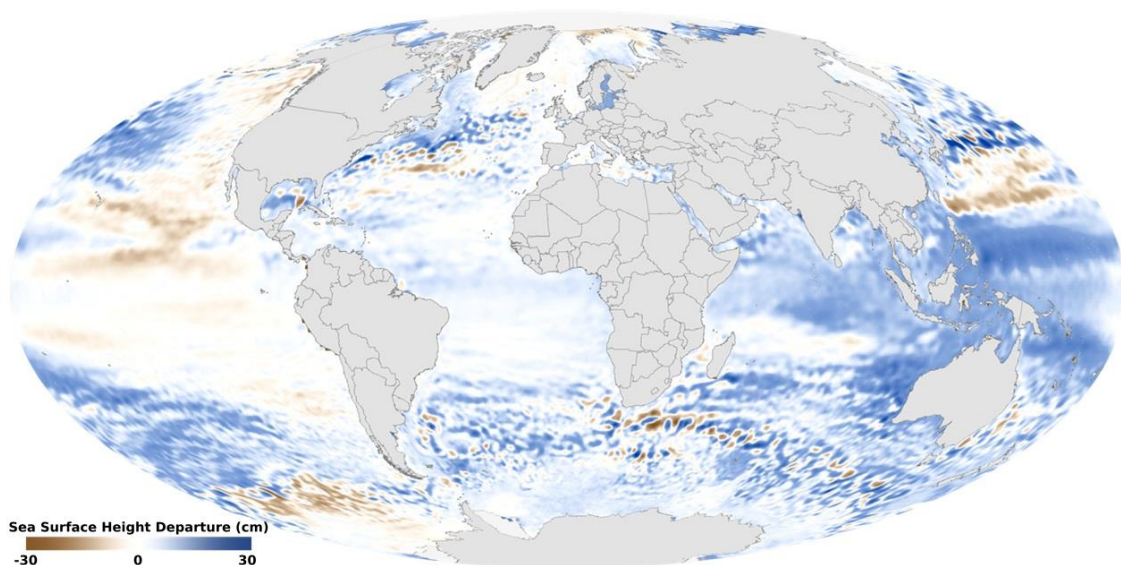


Figure 2 : Données altimétriques fournies par la mission JASON crédit : CNES

I.2.3 SWIM/CFOSAT

Selon la page dédiée à la mission CFOSAT du site <https://cnes.fr/fr>, en septembre 2018, a été lancé conjointement par la Chine et la France le satellite d'observation CFOSAT embarquant les instruments SWIM pour la mise au point de spectre de vagues et SCAT pour la mesure des vents. Les phases de calibrations de ces instruments se sont terminées en mai 2019, ils sont maintenant opérationnels.

La mission du satellite CFOSAT devrait durer au moins 3 ans. Le capteur SWIM doit fournir une couverture totale de la Terre en 13 jours, et le capteur SCAT en 3 jours seulement.

Les images étudiées par le capteur SWIM couvrent une très grande surface allant de 50 km x 50 km à 70 km x 70 km et permettent de recueillir des informations sur les surfaces d'eau à très grande échelle. Les longueurs d'ondes détectables s'étendent de 70 m à 500 m.

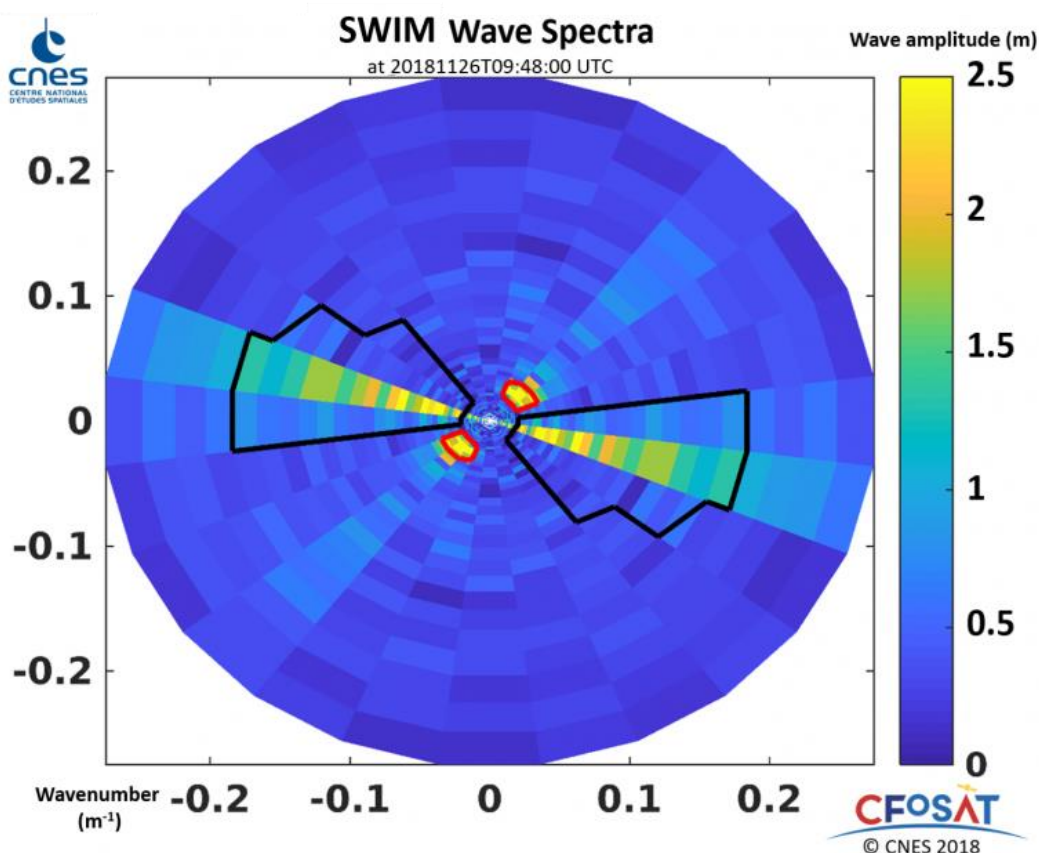


Figure 3 : Spectre de vagues SWIM présentant une houle modérée (en rouge) et une mer de vent (en noir) crédit : CNES

Grâce à la mesure de hauteur d'eau réalisée par son RADAR, le spectre obtenu par SWIM (Figure 3) en amplitude est suffisamment fin pour permettre de détecter des vagues d'une amplitude de 50 cm et ce, à une précision de 10 à 20% de la hauteur significative de la vague. La distance au centre du spectre est représentée en nombre d'onde (*wavenumber*) et est définie comme $\frac{2\pi}{\lambda}$ avec λ la longueur d'onde. Il dispose d'une résolution angulaire d'environ 15° et les nombres de vagues sont connus à 20% près. L'effet Doppler dû à la vitesse du satellite (de l'ordre de 10⁴ m/s) par rapport à celle des vagues (de l'ordre de 10¹ m/s) lors de l'acquisition présente un décalage négligeable et n'est donc pas pris en compte. Enfin, on remarque sur ce spectre une symétrie centrale due à une incertitude à 180° lors de la création du spectre, qu'il n'est pas possible de lever sur un satellite.

Il s'agit aussi du premier satellite à fournir un spectre directionnel de vagues. Cette donnée est acquise par un radar de conception française réalisé par Thalès Alenia Space sous la responsabilité du CNES, émettant des ondes électromagnétiques à 13, 575 GHz.

II Présentation du LiDAR aéroporté

II.1 Principe de fonctionnement

II.1.1 Principe

Le LiDAR, abréviation de « Light Detection And Ranging » est une technique de mesure à distance fondée sur l'émission et la mesure de faisceaux lumineux dont les longueurs d'ondes varient de l'infrarouge à l'ultraviolet.

Lors d'une mesure, un laser impulsionnel envoie un train d'ondes, qui se réfléchit par la suite sur les différents obstacles qu'il va rencontrer. L'analyse du ou des retours de ce même train d'ondes permet de tirer des informations telles que la distance, l'intensité du retour ou le nombre de retours.

Durant ce TFE, le LiDAR a été utilisé surtout en tant que LiDAR aéroporté, c'est-à-dire monté dans un avion, relié à une centrale inertielle et à une antenne GNSS. Avec cette technique, le LiDAR ne mesure plus qu'une bande orthogonale à la direction de vol de l'avion (Figure 4).

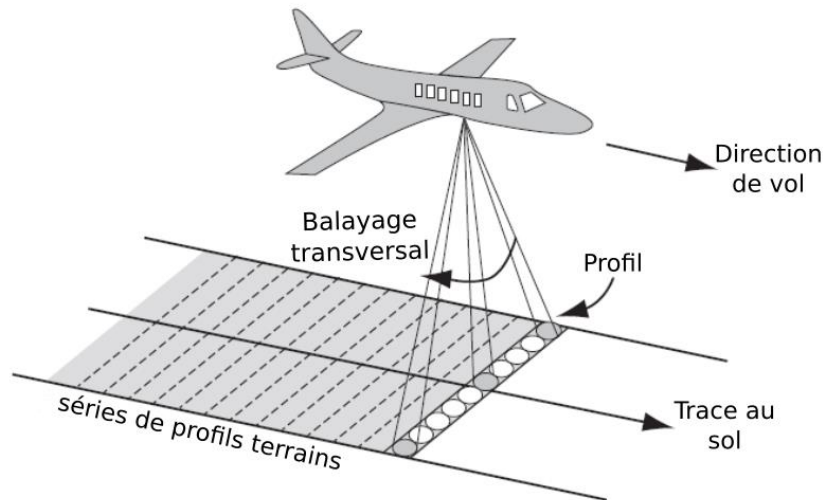


Figure 4 : Schéma de fonctionnement d'un LiDAR aéroporté crédit : Philippe Caudal

Appliqué à la mesure de vagues, l'intérêt est surtout de mesurer, à l'aide d'un laser en proche infrarouge, la hauteur de la surface de l'eau par temps de vol. Le capteur LiDAR étant rattaché à une antenne GNSS, cela permet de géoréférencer les nuages de points obtenus. Ces nuages peuvent ensuite être traités en vue d'être assemblés pour former un modèle 3D couvrant une grande surface (Figure 5).

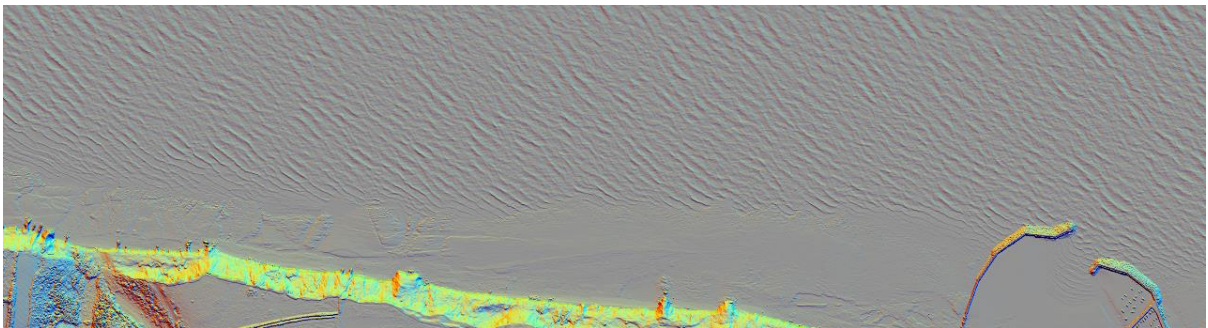


Figure 5 : Exemple de vue ombragée (X,Y,Z) renvoyée par un LiDAR aéroporté crédit : groupe RSG

II.1.2 Erreurs

D'après l'ouvrage *Topographic laser ranging and scanning, principles and processing*, les erreurs du LiDAR aéroporté sont causées, pour l'appareil lui-même par l'imprécision angulaire de l'instrument, par l'imprécision de la mesure par temps de vol, qui est typiquement de l'ordre de 1 à 5 cm, à l'imprécision de la centrale inertielle ainsi qu'à la divergence du faisceau lumineux.

A cela s'ajoutent les erreurs dues à l'antenne GNSS et à l'imprécision du géoréférencement obtenu par la technique DGPS (de l'ordre de 5 cm en planimétrie), l'erreur de positionnement de l'appareil dans l'aéronef ou éventuellement des corrections

approximatives de paramètres atmosphériques. Ces erreurs sont suffisamment faibles ici pour la bonne acquisition des données sur les vagues, puisqu'elles sont inférieures à la distance entre deux points mesurés successifs expliqués en II.1.3. qui définit la longueur d'onde minimale que l'on peut détecter.

Il est important de voir que la précision du géoréférencement est importante pour les comparaisons entre différents levés, mais que la précision à l'intérieure de la bande est plus importante car c'est cette cohérence à l'intérieur de la bande qui va donner ou non la qualité de la mesure de hauteur de vague. Les erreurs instrumentales les plus importantes étant donc la divergence du faisceau, l'imprécision de la mesure par temps de vol et l'imprécision angulaire de l'instrument. Ces erreurs cumulées peuvent être de quelques centimètres, ce qui est donc suffisant pour représenter correctement des vagues dont la longueur d'onde est d'environ 1 m.

II.1.3 Matériel utilisé pendant le TFE



Figure 6 : Capteur LiDAR LEICA ALS60 crédit : Leica©

Le capteur LiDAR utilisé par le groupe RSG est un capteur Leica ALS60 (Figure 6). Il dispose d'un laser proche-infrarouge d'une longueur d'onde de 694,3 nm, qui ne pénètre donc que très peu dans l'eau. La mesure de distance par temps de vol n'est que de quelques cm, ce qui est suffisant pour détecter des vagues dont la hauteur est au minimum de quelques dizaines de centimètres. De plus, la taille de la tache au sol est de 35 cm pour une altitude de vol de 1500 m, ce qui ne pose pas de problème puisque les points du nuage sont en moyenne espacés d'environ 50 cm. Le laser tire à une fréquence de 144 kHz et balaye le sol à l'aide d'un miroir rotatif avec une fréquence maximale de 100 Hz. Le champ de vision du capteur est au maximum de $37,5^\circ$ de part et d'autre du nadir, soit 75° en tout comme le montre la

Figure 7. La fréquence de mesure des bandes est d'ailleurs limitée par l'ouverture du champ de vision du capteur comme le montre le graphique ci-dessous :

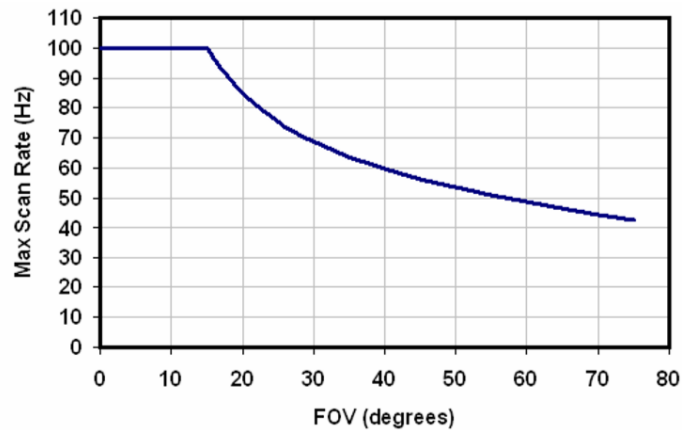


Figure 7 : Fréquence de balayage (ordonnées) en fonction de l'ouverture du champ de vision (abscisses) crédit : Leica©

Il est capable d'opérer jusqu'à une altitude de 5000 m, suffisant étant donné que la plupart des vols étant effectués à environ 1500 m. La précision maximale du capteur est de 8 cm en altimétrie et de 5 cm en planimétrie. Cependant, ces précisions sont obtenues pour l'altitude minimale de fonctionnement. Pour les altitudes auxquelles les données LiDAR sont acquises, on retiendra plutôt les chiffres de 15 cm de précision planimétrique et 8 cm en altimétrie. En effet, la précision du capteur dépend de l'altitude d'acquisition comme le montre la Figure 8.

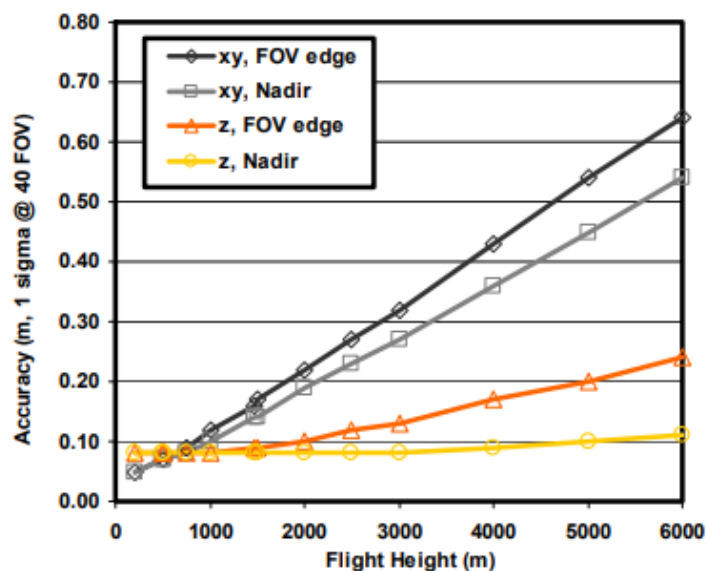


Figure 8 : Graphique représentant la précision d'acquisition du capteur Leica ALS60 en fonction de l'altitude d'acquisition crédit : Leica©

Les coordonnées des points sont ensuite enregistrées en WGS84 grâce à l'antenne GNSS couplée au capteur. La précision planimétrique du géoréférencement des points donnés ci-dessus dépend donc de la précision planimétrique du positionnement GNSS. Les valeurs ici sont donc données par Leica pour un positionnement planimétrique GNSS précis à 5 cm par DGPS. Le groupe RSG étudie actuellement la mise en place de la technique PPP dans le but d'obtenir un géoréférencement même en l'absence de station RGP proche pouvant servir de base, ce qui sera profitable lors de mesures au large des côtes. Le capteur LiDAR est aussi secondé par un capteur photo d'une résolution de 22 Mégapixels pour permettre de drapper les nuages de points par la suite. La précision planimétrique absolue pour ces données présente cependant un intérêt limité, et seule la précision planimétrique relative à l'intérieur d'une bande est réellement importante. En effet l'acquisition et la fusion de plusieurs bandes représenteraient des mouvements à des moments différents, ce qui ne serait utile que dans le cas d'ondes stationnaires, mais pas ici comme nous le verrons par la suite.

Les avions utilisés par le laboratoire pour effectuer ces vols sont des appareils à trappes pour permettre d'installer le capteur et doivent pouvoir voler à une vitesse de l'ordre de 200 km/h pour permettre la bonne acquisition des données en plus de fournir une plateforme suffisamment stable à un coût raisonnable. C'est pourquoi les appareils utilisés sont le PIPER PA31 et le BRITTEN NORMAN. Pour avoir accès à ces avions et avoir des pilotes compétents pour ce type de mission, le groupe RSG sollicite la société PixAir Survey, spécialisée dans le montage et l'opération, sur leurs aéronefs, de capteurs pour la cartographie et la surveillance.

	Vitesse minimum	Vitesse de croisière	Vitesse Maximum	Autonomie	Envergure
PIPER PA31	118 km/h	383 km/h	420 km/h	1875 km	12,40 m
BRITTEN NORMAN	64 km/h	257 km/h	273km/h	1400 km	14,94 m

Tableau 1 : Caractéristiques des avions utilisés pour les acquisitions LiDAR aéroporté RSG

II.2 Méthode d'acquisition

II.2.1 Format LAS

Le format dans lequel les nuages de points sont stockés par le capteur est le format LAS. Il est issu d'une démarche d'uniformisation des formats d'échanges de données et respecte un standard défini pour la première fois en 2003. Au moment de l'écriture de ce TFE, la dernière norme en vigueur est la 1.4 sortie en 2013. La norme de stockage utilisée pour les données acquises par le groupe RSG est la norme 1.2.

Ce format n'est utilisé que dans le cadre du LiDAR aéroporté. Il se présente sous la forme d'un stockage binaire permettant de consulter les nuages de points ou polygones triangulés réalisés avec le LiDAR. Il peut aussi comporter des attributs tels que l'heure GPS, le nombre de retours, le numéro du retour, l'angle de scan, l'intensité du retour ou encore l'ID du point, tout ceci permettant de répartir la donnée en classes.

II.2.2 Classification

Après avoir géoréférencé les points, retiré le sol et nettoyé les artefacts, l'une des étapes nécessaires avant exploitation consiste à classifier l'ensemble des points sémantiquement. On ne s'intéressera dans ce TFE qu'aux points classifiés comme appartenant à une surface d'eau ou à des vagues.

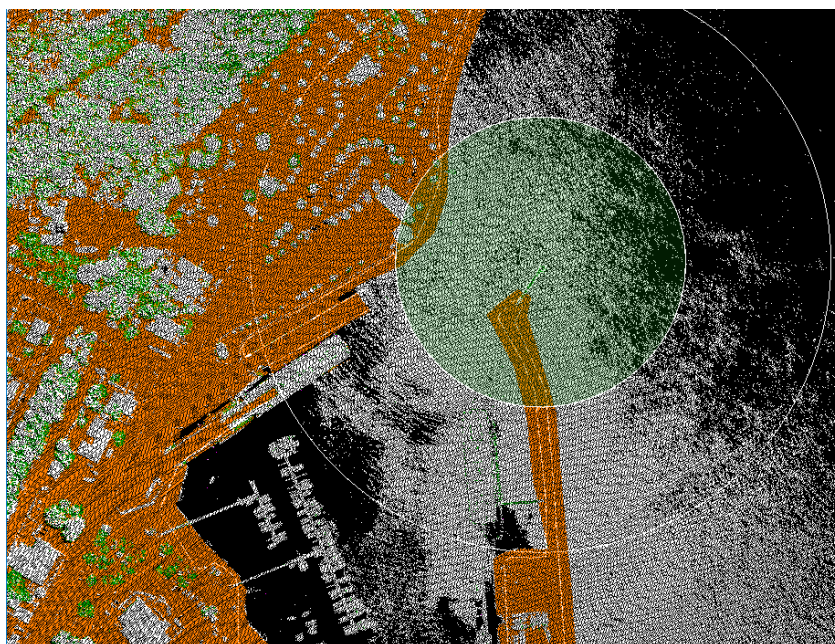


Figure 9 : Nuage comportant encore toutes les classes représentées en différentes couleurs dans le logiciel Microstation

Les nuages de points acquis par LiDAR représentent souvent quelques millions de points, les bandes qui ont été utilisées dans ce TFE comportent environ 40 millions de points. Classifier les données en différentes catégories permet de sélectionner de manière beaucoup plus rapide les données voulues comme on peut le voir sur la figure 8. Cela permet donc de réduire considérablement les volumes de données à traiter et par conséquent le temps de calcul nécessaire par la suite. De plus, il est important d'éliminer tout parasite pouvant fausser les mesures présentes sur l'eau, telles que les bouées, les digues, les navires ou tout autre élément qui ne serait que du bruit dans le signal des vagues.

II.2.3 Validation de la méthode d'acquisition

Au tout début de ce TFE, pour vérifier le bon fonctionnement du LiDAR topographique du groupe RSG sur l'eau, il a fallu réaliser une comparaison entre les données fournies par le LiDAR lors d'un survol de la Gironde et les données fournies par les marégraphes marqués sur la Figure 10.



Figure 10 : Ensemble des marégraphes étudiés dans l'estuaire de la Gironde crédit : Google EARTH

Les marégraphes ne fournissent qu'une valeur toutes les 5 minutes qui est une moyenne de la position relevée en WGS84 pendant les 10 secondes précédant la mesure. La bande LiDAR donne une valeur selon le système altimétrique IGN69 lorsque nous récupérons les mesures. Celles-ci sont quasi-instantanées, en comparaison du marégraphe, et ne font pas la distinction entre la rive et le fleuve. Une classification manuelle des données a donc été opérée. Une fois cette étape effectuée, il a été décidé de réaliser une moyenne spatiale du niveau d'eau du fleuve centrée autour du marégraphe à l'aide du logiciel Cloudcompare dans le but de fournir une valeur de hauteur d'eau qui soit comparable en termes d'intégration spatiale d'acquisition avec la valeur fournie par le marégraphe. L'utilisation d'une moyenne sur une zone circulaire de 500 m de rayon autour du marégraphe (Figure 11) a été retenue, après comparaison avec des rayons de 100 et 200 m, dans le but d'enregistrer plusieurs périodes d'une houle longue d'environ 100 m de longueur d'onde au maximum et ce, quel que soit la direction de propagation. Cette zone contient tous les points représentant chacun la moyenne de la hauteur d'eau sur la tâche du laser lors de la mesure à moins de 500 m du marégraphe.

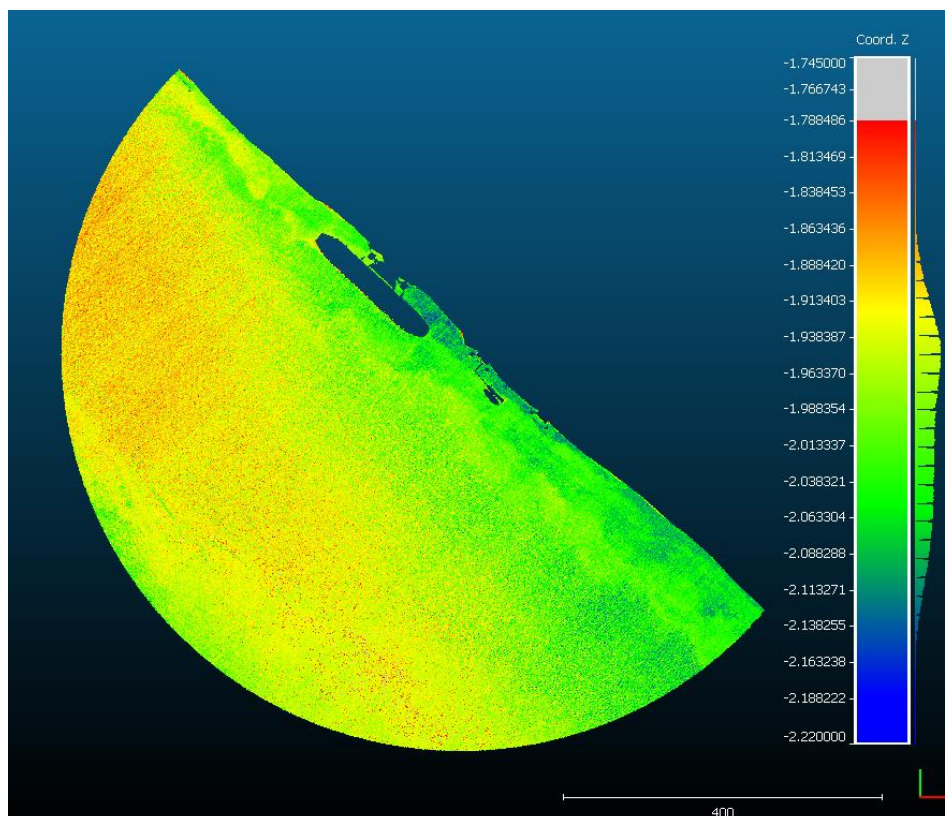


Figure 11 : Points retenus pour le traitement au niveau du marégraphe "Le Marquis" en altitude IGN69 dans le logiciel cloudcompare

Cette méthode fournira une valeur de hauteur d'eau moyennée sur 500 m autour du marégraphe qui sera nécessairement entachée d'erreurs puisque les vagues ne se propagent

pas toujours de la même manière au milieu du fleuve et sur les rives, les marégraphes se situant uniquement dans les zones proches des rives. Elle est cependant une bonne approximation puisque les vagues peuvent venir aussi de n'importe quelle direction vers le marégraphe, ce qui oblige à considérer une zone circulaire.

Ensuite, il a fallu définir selon quel système comparer les mesures. Les mesures des marégraphes étant réalisées en WGS84, il a fallu recourir aux mesures référencées d'origine du LiDAR elles aussi en WGS84 dans le but d'éliminer toute possibilité d'erreur due à une conversion. Cette opération présentait l'avantage supplémentaire de pouvoir offrir une valeur de comparaison avec M. Pascal Bonnefond du SYRTE qui travaillait aussi sur cette zone avec une nappe de mesure tractée par bateau. Ces mesures ayant pour but de comparer différents instruments de mesures de hauteurs d'eau pour la phase CalVal de la mission SWOT.

Marégraphes	heure	mesure LiDAR	mesure marégraphe	Différences
		hauteur ellips (en m)	hauteur ellips (en m)	liDAR/marégraphie Δh cercle 500m
Port bloc	12h56	46,370	46,287	0,083
Richard	12h56	45,823	45,717	0,106
Lamena (moyenne)	13h09	45,415	45,312	0,094
	13h17	45,557	45,472	
Pauillac	13h24	45,036	44,9185	0,118
Fort medoc (moyenne)	13h24	44,251	44,0885	0,067
	13h39	44,634	44,541	
	13h46	44,830	44,7777	
	13h58	45,117	45,156	
Ambes	13h58	44,432	44,172	0,260
Le Marquis	13h58	43,856	43,923	-0,067

Tableau 2 : Ecart du LiDAR aéroporté sur la hauteur d'eau par rapport aux marégraphes

Les résultats obtenus dans le Tableau 2 après la comparaison entre marégraphe et mesure LiDAR sont satisfaisants puisque se situant aux alentours de 10 cm d'écarts, avec les valeurs moyennes des marégraphes, sauf pour le cas du marégraphe « Ambes ». Ce marégraphe est situé sur la Dordogne non loin de la confluence avec la Garonne, ce qui donne lieu à des valeurs plus hautes sur une zone de quelques dizaines de mètres. Pour le marégraphe situé à « Le Marquis », on peut se poser la question de savoir si le fait d'être situé en amont de la confluence entre la Garonne et la Dordogne ne joue pas un rôle sur le sens de l'écart. Une autre piste pour expliquer l'écart est que le marégraphe se situe non loin

d'un ponton ou vienne s'amarrer des navires de transports qui créent un obstacle à l'écoulement de l'eau. Cet obstacle pourrait créer une différence de hauteur comme nous avons pu le constater sur différents autres pontons. En excluant ces deux mesures, on trouve donc un écart moyen 9,4 cm et un écart-type de 1,5 cm, ce qui couplé aux résultats similaires obtenus sur une campagne de mesures similaire sur la Seine, permet de dire que le LiDAR se comporte de manière analogue sur l'eau et sur Terre et peut donc être utilisé pour la détection de vagues.

Les données fournies par le LiDAR aéroporté comportent une excellente cohérence dans une bande et permettent de visualiser des différences de hauteurs de quelques centimètres sur des distances de quelques mètres. Pour une meilleure comparaison avec les données des marégraphes, il faudra sans doute diminuer le rayon utilisé pour moyenniser les hauteurs d'eau.

II.2.4 Utilisation du format GeoTIFF pour le LiDAR aéroporté

Le format GeoTIFF, est un format de données raster. Il diffère des données TIFF standard en cela qu'il comporte aussi les informations telles que la projection, la rotation ou le facteur d'échelle de ces données, permettant ainsi de les géoréférencer. Le Standard GeoTIFF a été défini en 2000 et est considéré comme un standard de format d'image dans les applications de SIG. Il est notamment utilisé par la NASA au travers de l'ESDIS (Earth Science Data Information System).

Le principal intérêt du GeoTIFF dans ce TFE est de pouvoir fournir un raster dans lequel chaque pixel est géoréférencé et possède une taille connue, mais aussi de voir la bande directement avec la bonne orientation par rapport au Nord géographique. Cela signifie que les spectres calculés par la suite auront une orientation géographique correcte. La sélection des données entrées dans le programme se fera selon un carré dont la taille du côté correspondra à la largeur de la bande LiDAR. Ainsi, il est plus aisé d'effectuer des comparaisons entre les résultats des différentes bandes pour avoir une meilleure idée des formes de spectres récurrentes dans certaines régions et leurs variations en fonction par exemple de la topographie sous-marine, des vents dans la zone, ou même pour suivre certaines grandes ondes récurrentes sur de grandes distances.

De manière à pouvoir suivre de la manière la plus fine possible ces phénomènes, il a fallu définir une taille de pixel permettant de conserver un maximum d'information après

maillage. La taille de pixel du raster que l'on utilisera pour le spectre dépend de la fréquence de balayage du capteur, mais aussi de la vitesse de vol. Lors des premiers vols étudiés par exemple, la fréquence de balayage f_b était de 100 Hz et l'avion volait à une vitesse V de $61 \text{ m.s}^{-1} \pm 2,6 \text{ m.s}^{-1}$, on utilise la formule suivante :

$$taille \text{ pixel sol} = \frac{V + 2\sigma}{f_b} \quad (1)$$

En prenant l'équation 1 ci-dessus, cela nous donne une taille de pixel au sol de 66 cm de côté de manière à essayer un maximum de limiter la présence de « trous » de valeurs durant la rasterisation du nuage de points. Ce choix permet de limiter au maximum la perte d'informations qui résulterait d'un échantillonnage trop large.

Ensuite, il est important de noter que les vagues sont principalement caractérisées par leur amplitude, leur longueur d'onde et leur période. L'amplitude est en partie responsable de leur énergie, c'est aussi ce qui les rend visibles à la surface de l'eau. Etant donné l'importance de cette donnée, qui est accessible dans les données acquises par LiDAR aéroporté, la valeur associée à chaque pixel représentera donc une altitude dans le système altimétrique IGN69.

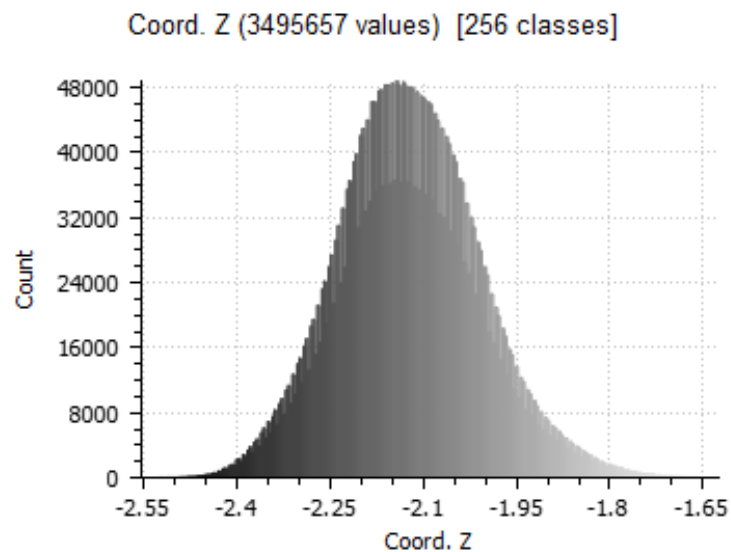


Figure 12 : Exemple de répartition du nombre de points d'une bande LiDAR en fonction de leur altitude en IGN69

Cet exemple est caractéristique des données qui seront étudiées dans ce TFE. Les altitudes seront échantillonnées sur 256 niveaux de gris et sont réparties sur une plage de 80 cm.

III Création du spectre directionnel

III.1 Bases sur la théorie des vagues

III.1.1 Définition des vagues

Il convient dans un premier temps de définir comme il se doit les objets que nous étudions, à savoir ici, les vagues. D'après Adhil Ridha de l'université de Caen, Les vagues sont des ondes de gravité et peuvent être issues de plusieurs phénomènes naturels.

Tout d'abord, la marée. Il s'agit d'un phénomène résultant de l'influence des champs de gravité des corps célestes sur les masses d'eau. Les marées ont des périodes demi-diurnes et peuvent avoir différentes amplitudes suivant les périodes de l'année par exemple. Ces ondes ayant des périodes de l'ordre de 12 heures et étant très supérieures à la durée totale d'acquisition de mesures dont il est question dans ce TFE, nous ne pourrions pas nous intéresser à ces ondes.

Ensuite vient le vent, qui est produit par les fluctuations de pression dans l'atmosphère, qui vont avoir pour effet de créer des petites rides ou ondulations à la surface de l'eau. Ces ondulations vont ensuite être amplifiées tant en amplitude qu'en longueur d'onde par le vent jusqu'à ce que la vitesse de propagation d'onde soit égale à celle du vent. La houle désigne les vagues générées par les vents au large. Les zones de génération de la houle sont mobiles, étendues sur plusieurs centaines de kilomètres souvent, en fonction des conditions météorologiques de la zone. En un point situé à une grande distance de ces zones de génération, la houle tend vers une onde sinusoïdale. Ces ondes ont des périodes et des hauteurs suffisantes pour pouvoir être mesurées par LiDAR aéroporté. De plus, le fait qu'elles tendent à devenir sinusoïdales facilite d'autant plus leur détection. C'est pourquoi les vagues dont il sera question dans ce TFE seront des composantes de houle. Pour prendre en considération les vagues non sinusoïdales, il aurait fallu utiliser une analyse par ondelettes comme l'ont fait Massel et al. (2001) et Huang et al. (2004).

On pourrait aussi parler des vagues résultant de déplacements soudains de masses d'eau, comme l'effondrement d'une falaise, l'éruption d'un volcan sous-marin ou d'autres événements de grande ampleur. Cependant, dans la mesure où aucun phénomène de ce type ne s'est produit durant l'acquisition des données, il n'en sera donc pas question ici.

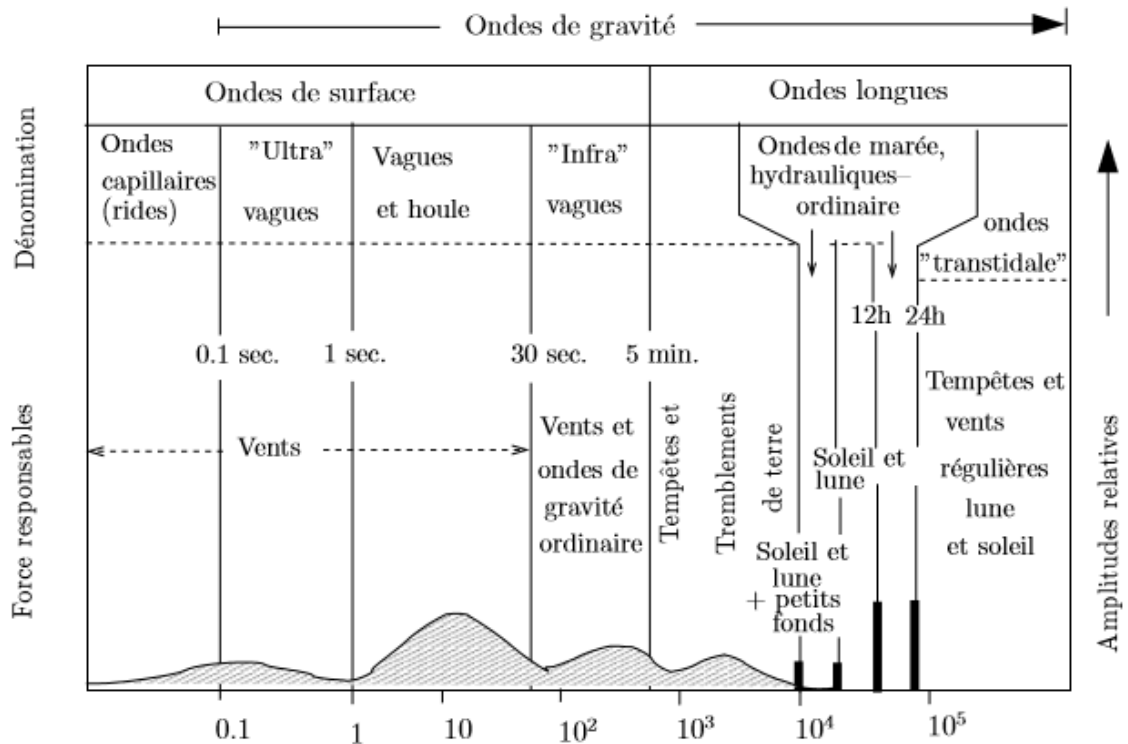


Figure 13 : Représentation des amplitudes et périodes en secondes des vagues pour différents phénomènes d'après Munk (1951)

On a pu mesurer sur les bandes LiDAR des vagues dont les périodes étaient comprises entre une seconde et dix secondes selon la Figure 13. Pour simplifier le problème et les équations, l'hypothèse d'une houle linéaire sera retenue, et étant donné que les données acquises le sont au large des côtes, l'hypothèse simplificatrice d'eau profonde d'après Munk (1951) sera utilisée. Cette hypothèse implique que les vagues soient proches d'une sinusoïde, que l'on appelle une houle de Stokes. Cette houle à un endroit x peut donc s'écrire à un instant donné sous la forme d'une sinusoïde d'amplitude a , de nombre d'onde k et de déphasage φ :

$$s(x) = a \sin(kx - \varphi) \quad (2)$$

III.1.2 Formules d'Airy

Toujours d'après Munk (1951), pour savoir si l'on entre dans l'hypothèse d'eau profonde, il faut vérifier que :

$$hk \gg 1 \quad (3)$$

avec h la profondeur d'eau dans la zone étudiée et k le nombre d'onde définissant la vague étudiée tel que $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ ou λ est la longueur d'onde.

Les données utilisées ont été recueillies au nord-ouest d'une zone appelée « vaches noires », située sur la côte Normande, non-loin de l'estuaire de la Seine (Figure 14) et mesurent environ 8 km de long pour environ 100 m de large.



Figure 14 : Emplacement des bandes LiDAR (en bleu) étudiée dans ce TFE crédit : Google EARTH

Cette zone présente des hauteurs d'eau d'une trentaine de mètres¹. En considérant que l'on a dans cette zone des nombres d'ondes compris entre $0,010 \text{ rad.m}^{-1}$ et $0,200 \text{ rad.m}^{-1}$
¹ Les valeurs du produit hk étant supérieures à 3, on peut donc raisonnablement poser le fait que notre zone d'étude est compatible avec l'hypothèse d'eau profonde d'Airy.

¹ Voir annexe 1

Dans le cadre de la simplification par hypothèse d'eau profonde, nous retiendrons les formules suivantes :

Energie mécanique	$E = \frac{1}{2}\rho \cdot g \cdot \eta^2$
Relation de dispersion	$\omega^2 = g \cdot k \cdot \tanh(h \cdot k) \approx g \cdot k$
Célérité de l'onde	$c = \sqrt{\frac{g}{k}} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \cong 1,25 \text{ m}^{\frac{1}{2}} \cdot \text{s}^{-1} \times \sqrt{\lambda}$

Tableau 3 : formules d'Airy d'après Munk (1951) retenues après simplification par hypothèse d'eau profonde

avec ρ la masse volumique du fluide étudié, g la valeur de l'accélération de la gravité et avec η la surface libre de la vague, ω la pulsation de l'onde, et avec k le nombre d'onde.

III.2 Création d'un spectre directionnel en deux dimensions

III.2.1 Décomposition en séries de Fourier

De manière à pouvoir représenter des sommes d'ondes sinusoïdales, on utilise une décomposition en séries de Fourier qui va permettre de représenter les différentes composantes d'un signal, ce qui se traduit sous la forme de la formule suivante :

$$s(x) = c_0 + \sum_{n=1}^{+\infty} c_n \cdot e^{2i\pi nx/L} \quad (4)$$

où $s(x)$ est le signal spatial que l'on souhaite décomposer, les c_n représentent les amplitudes des composantes, L représente l'étendue de la zone d'étude dans la même unité que x . Si le signal en entrée est constitué d'une sinusoïde, on observera alors qu'un seul pic dans le spectre.

Cette représentation d'un signal est appelée spectre et peut aussi se réaliser sur des signaux en deux dimensions, comme des images par exemple.

III.2.2 Spectre en deux dimensions

Il s'agit d'un spectre dont les valeurs sont les densités spectrales des composantes de l'image. L'algorithme prend en entrée une image raster, d'où le choix de rasteriser les bandes LiDAR en les exportant au format Geotiff. Le spectre donne donc une composante fréquentielle selon l'axe X et une autre selon l'axe Y. L'algorithme fournit un spectre dont

les composantes basses fréquences sont situées aux extrémités extérieures du spectre. Il convient de recentrer ces composantes basses fréquences au centre de l'image et les composantes hautes fréquences en périphérie. De manière à renvoyer un spectre possédant les bon X et Y, il est aussi nécessaire de fournir à l'algorithme une image carrée, obligeant donc à découper l'image d'entrée si elle ne l'est pas, de manière à conserver l'information intacte, sous peine de voir apparaître une distorsion. De plus, pour permettre de passer des valeurs renvoyées par le programme à des valeurs en unité connue, il est nécessaire de connaître la taille de l'image.

Le spectre présentant une ambiguïté à 180° il faut faire attention à bien masquer une moitié du spectre avant la transformation en polaire, ce qui explique qu'à l'heure actuelle, tous les spectres de vagues sont soit symétriques, soit représentés sur seulement un demi-disque. De plus, pour la conservation de la densité d'énergie spectrale, il faut multiplier les valeurs restantes par un facteur 2.

Dans leur publication, Lenain et al. (2017) arrivent à obtenir une erreur angulaire de $3,6^\circ$ et peuvent détecter des longueurs d'onde de 0,80 m à partir de données présentant une résolution spatiale de 0,25 m. La résolution du spectre que l'on calcule ici sera nécessairement moins bonne puisque la résolution spatiale n'est que de 0,66 m. On ne pourra donc détecter que les fréquences supérieures à la fréquence de Nyquist. A savoir ici, les vagues dont la longueur d'onde représente au moins deux pixels, ce qui se traduit par des longueurs d'ondes supérieures à 1,22 m

Les spectres de vagues ne représentent pas directement les longueurs d'ondes ou les fréquences, par convention, ils représentent le vecteur d'onde \vec{k} en rad.m^{-1} dont la norme est appelée nombre d'onde et dont la direction correspond à la direction de propagation de l'onde dans le plan.

Ce choix est dû au fait que la représentation physique d'une onde est plus aisée sous forme de vecteur d'onde, ce qui en fait le choix par convention dans les représentations de vagues.

Pour ce qui est de l'échelle de la représentation du nombre d'ondes, suivant les spectres, elle peut être logarithmique ou linéaire, il n'y a pas de réel consensus à ce sujet. Par exemple, Lenain et al. (2017) ont réalisé un spectre où le nombre d'onde k est représenté en logarithme décimal alors que le spectre réalisé par le capteur SWIM vu à la section I.2.3 est lui réalisé avec une échelle linéaire. Le choix de la représentation logarithmique se prête plus au traitement des données dans notre cas car une échelle linéaire est beaucoup moins

éloquentes aux vues des différents spectres réalisés. Le choix de la représentation doit s'effectuer en fonction de la donnée en elle-même, et de l'altitude d'acquisition. Enfin, le spectre directionnel d'énergie de vague $F(\vec{k})$ est défini selon la relation suivante :

$$\langle \eta^2 \rangle = \int F(\vec{k}) d\vec{k} \quad (5)$$

où η est la variance de hauteur d'eau à un endroit donné et \vec{k} est le vecteur horizontal du nombre d'onde. La valeur des pics dépend indirectement de la hauteur de vague. Toujours d'après Lenain et al. (2017), la hauteur significative H_s de vague s'obtient selon la formule :

$$H_s = 4 \sqrt{\langle \eta^2 \rangle} \quad (6)$$

Il est donc possible, en intégrant le spectre directionnel d'énergie d'une vague selon son vecteur horizontal de vague, de déduire la hauteur significative de cette vague.

III.2.3 Caractéristiques du spectre obtenu

La précision des valeurs angulaires du spectre obtenue s'étend de 15° selon l'axe de vol et environ 5° selon les vecteurs d'ondes perpendiculaires à l'axe de vol. La précision des valeurs de nombre d'onde, quant à elle, s'étend de $\pm 10\%$ lorsque la direction du vecteur d'onde est parallèle à celle de l'axe de vol, à $\pm 5\%$ dans les zones perpendiculaires à celui-ci.

Pour ce qui est du domaine de définition du spectre, il est dépendant de la couverture spatiale, ce qui se traduit par des paramètres tels que la hauteur de vol, l'angle maximal de balayage par rapport au nadir, la vitesse de balayage, la vitesse de vol et enfin l'angle par rapport à la direction de vol. La limite haute du nombre de vague nous est donnée par la vitesse de l'avion et la fréquence de balayage. En effet, ces données permettent de calculer la taille de pixel utilisé pour la rasterisation et donc, permettent de déterminer la plus petite longueur d'onde visible, mesurant au moins deux pixels de manière à respecter le critère de Shannon, soit environ 1,20 m pour les données étudiées ici. Toutefois avec une longueur d'onde de seulement deux pixels, les essais montrent que la vague en question n'apparaît qu'au bord du spectre et est difficilement visible. On retiendra donc une taille minimale visible sur le spectre de trois pixels, à savoir ici environ 1,80 m. La donnée sera ainsi beaucoup plus fine que le minimum détectable par le satellite SWOT.

La longueur d'onde maximale détectable dépend de la largeur de la bande et de sa longueur. La largeur de la bande dépend elle-même de l'angle maximal de balayage autorisé

par le capteur, ainsi que de l'altitude de l'avion au moment de l'acquisition. Cependant, la longueur d'onde maximale détectable dépend aussi de l'angle par rapport à la direction de vol. Les directions orthogonales à la direction de vol ne permettent donc pas de détecter des longueurs d'ondes aussi grandes que les directions parallèles à la direction de vol.

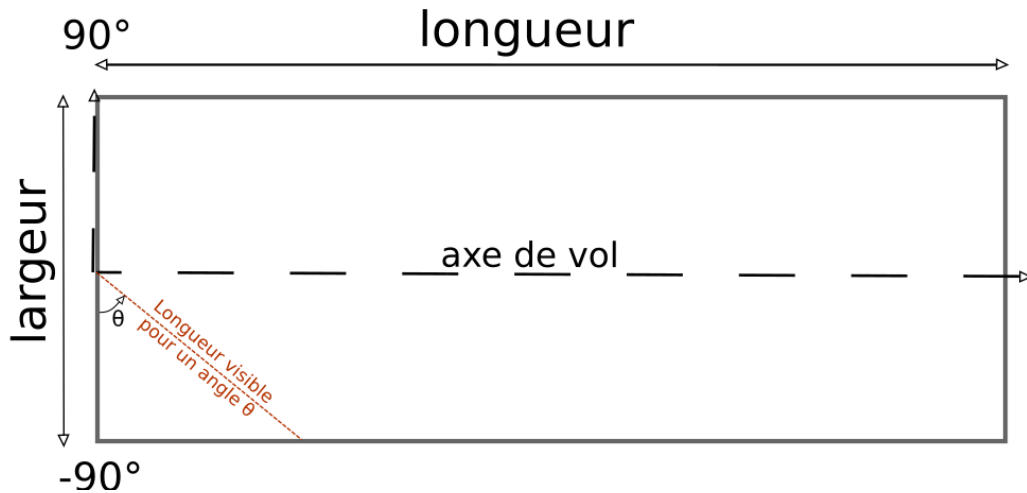


Figure 15 : Représentation schématique d'une bande LiDAR

Pour obtenir les longueurs d'ondes maximales détectables, nous balayons les longueurs visibles selon un angle θ de -90° à $+90^\circ$ depuis un point situé au milieu de l'axe de vol comme schématisé dans la Figure 15. On récupère ensuite la moitié de cette longueur car la fréquence d'échantillonnage spatiale doit être au moins deux fois supérieure à la plus longue longueur d'onde détectable. Les longueurs d'ondes maximales en fonction de l'angle sont ainsi calculées et données sur le graphique suivant pour une largeur de bande de 110 m et une longueur de bande de 300 m sur la Figure 16,

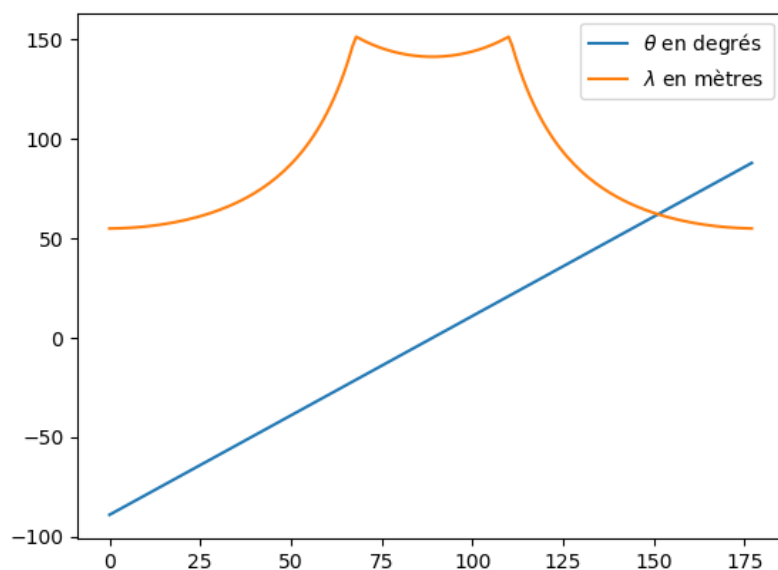


Figure 16 : Longueur d'onde (ordonnées) en fonction de l'angle (abscisses)

Le nombre d'onde maximal détectable est $3,49 \text{ rad.m}^{-1}$ pour les bandes d'environ 800 m que nous avons utilisé et le nombre d'onde minimal est de $0,10 \text{ rad.m}^{-1}$. Cependant, n'ayant pas observé de nombre d'onde supérieur à $10^{1/2} \text{ rad.m}^{-1}$, il a été décidé de n'afficher sur les spectres suivants que les nombres d'onde inférieurs à $10^{1/2} \text{ rad.m}^{-1}$ pour une question de lisibilité, un spectre présentant l'intégralité des nombres d'ondes détectables étant moins lisible sans apporter plus d'informations. Ces longueurs d'ondes détectables, comprises entre 1,20 m et 400 m sont donc en partie aussi détectables par la mission SWOT, et pourraient servir pour la vérification de son capteur.

III.3 Erreurs prises en compte

III.3.1 Effet Doppler

L'effet Doppler est un effet qui affecte les signaux lorsque l'émetteur du signal et le récepteur du signal se rapprochent ou s'éloignent l'un de l'autre, les signaux perçus seront alors déformés pour le récepteur.

Du fait de la vitesse de vol de l'avion, de l'ordre de 60 m.s^{-1} pour le piper (Figure 22), et de la vitesse des trains de vagues pouvant atteindre 30 m.s^{-1} pour le cas de la houle longue, pour laquelle les longueurs d'onde vont jusqu'à plusieurs centaines de mètres. L'acquisition des données est donc nécessairement entachée d'erreurs dues à l'effet Doppler. Et l'erreur en question se calcule à l'aide de la formule donnée par Walsh et al. (1985), qui montre que l'écart δk du nombre d'onde pour une onde de pulsation ω dû à l'effet Doppler pour un capteur se déplaçant à une vitesse V peut s'écrire sous la forme :

$$\delta k = \frac{\omega}{V} \quad (7)$$

où ω est calculé pour chaque vague par la relation de dispersion donnée dans le Tableau 3.

L'erreur n'est pas négligeable puisque pour un nombre d'onde k de $0,2 \text{ rad.m}^{-1}$ et une pulsation ω associée de $1,4 \text{ rad.s}^{-1}$ un décalage de $0,023 \text{ rad.m}^{-1}$, ce qui représente plus de 10% du nombre d'onde. Ces valeurs sont calculées avec les formules d'Airy (voir Tableau 3) en mesurant les longueurs d'ondes dans les images d'origine, donc non corrigées. Les vitesses ne correspondent pas exactement aux véritables vitesses des vagues. Néanmoins elles permettent d'apporter une bonne approximation permettant d'évaluer l'impact de l'effet Doppler, et d'apporter la preuve qu'il est non négligeable.

Etant donné que le capteur LiDAR ne peut enregistrer que des points au-dessus de l'objet qu'il survole, et puisque le spectre présente une ambiguïté à 180° , il est possible de

déterminer la direction de l'effet Doppler, mais pas son sens. Autrement dit, il est impossible de savoir seulement en observant les données si l'avion volait dans le sens des vagues, ou en sens opposé avec un seul passage sur la zone. Il est donc nécessaire de disposer d'une information a priori sur le sens de déplacement des vagues. Cette information peut être communiquée par un opérateur présent dans l'avion au moment de la mesure, ou être une information connue à l'avance sur la zone.

Pour résoudre ce problème sans informations a priori, il faut effectuer deux passages au-dessus de la même zone en sens contraire et effectuer une différence normalisée des spectres corrigés, les zones stables avec la correction correspondent au bon hémisphère du spectre. Cependant, nous n'avons pas pu réaliser le vol comportant cette manipulation à cause de conditions météorologiques. Les hémisphères donnés dans les spectres sont donc sujet à une ambiguïté à 180° .

III.3.2 Effet transversal

L'effet « transversal » est un effet qui donne l'impression, lorsque l'on regarde l'image, que la bande LiDAR a enregistré une vague parfaitement orthogonale au sens de vol de l'avion et dont la longueur d'onde équivaut à la largeur de la bande comme le montre la Figure 17.

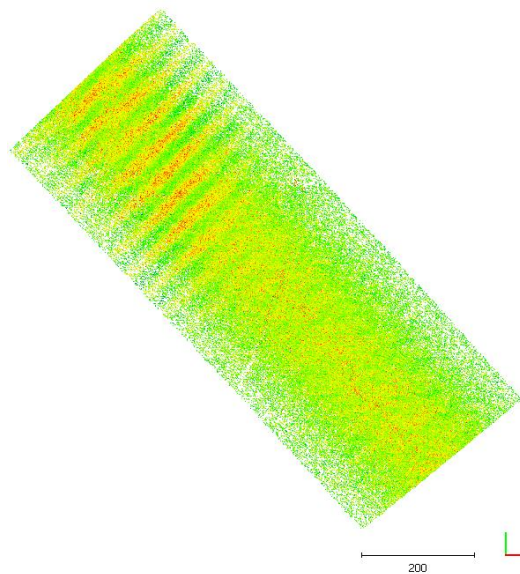


Figure 17: Nuage de points XYZ en mètres avec élévation en couleur issu de Cloudcompare

Nous avons d'abord pensé à une erreur lors de la construction de la bande, qui lors de l'acquisition apparaît légèrement incurvée dans le sens de vol de l'avion, ce qui aurait pu être à l'origine de l'effet aperçu à la Figure 18. Après discussion avec M. Luc Lenain du

SCRIPPS Institution of Oceanography, ce type d'effet pourrait être dû à une erreur lors du traitement LiDAR. Il faudra donc vérifier que la correction de courbure de la bande LiDAR a bien été appliquée sur cette bande.

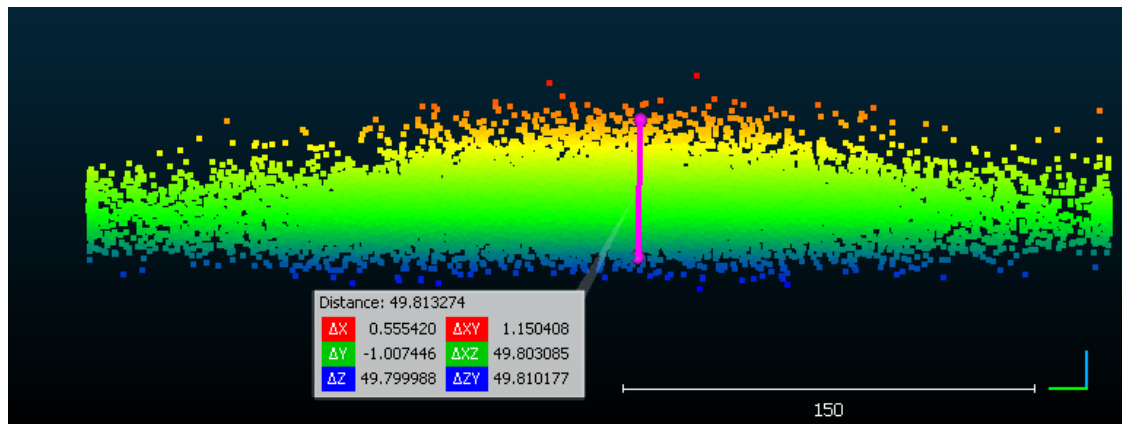


Figure 18 : Section transversale en mètres d'une bande avec élévation en centimètres exagérée visuellement 100 fois

L'examen de la section transversale d'une bande nous montre que les bords de la bande semblent être moins denses. Nous supposons que cet effet puisse être dû à la spécularité. En effet, le rayon utilisé par le LiDAR lors de l'acquisition étant une onde électromagnétique, lorsqu'il rencontre un obstacle, une partie du rayon est absorbé, et une autre est réfléchi. Plus on s'éloigne de la normale à la surface rencontrée, plus la proportion de rayons réfléchis va augmenter. Ces rayons vont pour certains repartir vers le capteur, permettant d'effectuer la mesure, les autres ne seront pas pris en compte par le capteur. Ces autres rayons, de plus en plus nombreux à mesure que l'on s'éloigne de la normale, vont donc contribuer à une perte de densité de plus en plus importante à mesure que l'on s'éloigne de l'axe de vol, qui sera d'autant plus accentuée sur les zones en pentes des vagues comme le montre Mclean et al. (1996). Sur la donnée raster, cela se traduit visuellement par le fait que les bandes semblent présenter une courbure, les points sur les vagues étant plus susceptibles d'être réfléchis que ceux entre deux vagues.

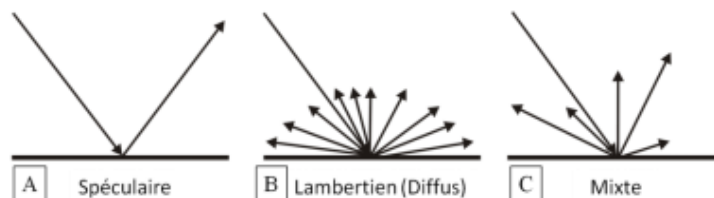


Figure 19 : Différents types de réflexions crédit : E. Poullain

L'outil « cloud density » du logiciel Cloudcompare permet de classifier les points de la bande LiDAR en fonction de leur nombre de voisins. Cet outil prend en entrée un rayon de comptage et peut évaluer la densité volumique, la densité surfacique ou le nombre de

voisins dans ce rayon autour de chaque point. En utilisant une distance d'1,80 m correspondant à la largeur de trois pixels et en demandant le nombre de voisins, il est ressorti l'histogramme ci-dessous :

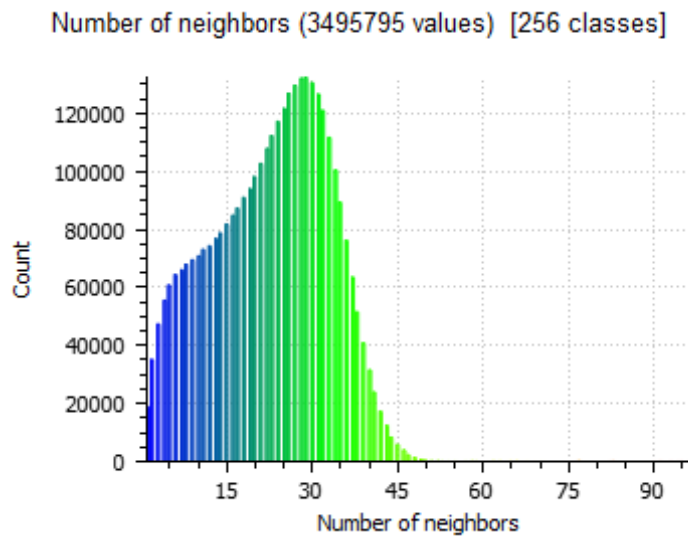


Figure 20 : Nombre de points (ordonnées) en fonction du nombre de voisins des points de la bande LiDAR (abscisses).

Si la densité de points était homogène, l'histogramme du nombre de points renverrait une courbe gaussienne, or, on remarque sur la Figure 20 qu'il s'agit d'une somme de courbes gaussiennes correspondants à différents groupes de densité. Le pic de densité le plus faible, autour de 8 voisins, correspond en majorité aux points situés sur les bords de la bande, là où la réflexion due à la specularité est la plus forte. On distingue aussi un grand pic autour de 30 voisins, correspondant aux zones au niveau du nadir lors de l'acquisition et qui ne sont donc que très peu impactées par la réflexion

Après obtention d'un nouveau jeu de données acquis au large de Barfleur dans le Cotentin, et comparaison avec le jeu de données acquis au large des vaches noires, il s'avère que l'effet transversal est dû à une erreur lors du traitement LiDAR. Les nouvelles données en sont dépourvues comme on peut le voir sur l'image ci-dessous :

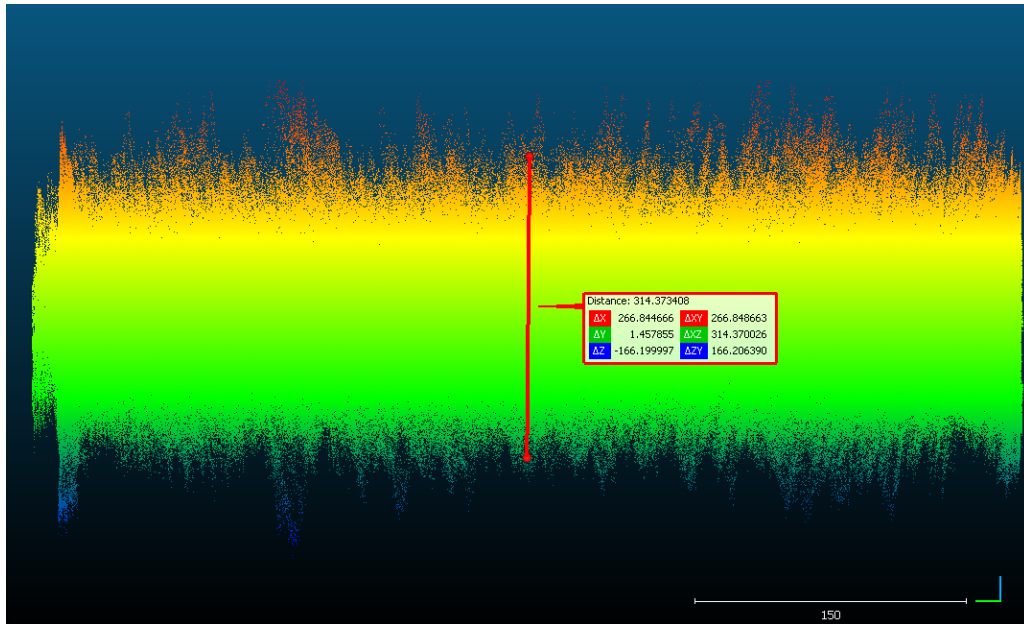


Figure 21 : Section transverse des nouvelles données, en mètres, avec élévation en centimètres exagérée visuellement 100 fois

Cette bande présente bien une légère courbure aux extrémités à cause de la spécularité, mais une sélection à 1 m du bord du nuage permet de l'éliminer complètement.

III.4 Solutions apportées

III.4.1 Correction de l'effet Doppler par algorithme Richardson-Lucy

Pour corriger l'effet Doppler, nous utilisons l'algorithme de Richardson-Lucy (RL) qui est un algorithme utilisé principalement en astronomie pour observer les astres avec un temps d'exposition suffisamment long malgré la rotation de la Terre comme l'ont fait Khan et al. (2013). En effet, cet algorithme utilise une matrice dite PSF pour représenter le flou comme le montre Rekleitis et al. (1995). Sur un PSF, on représente une ligne de pixels blancs dont l'angle correspond à l'angle du flou de mouvement et dont la longueur correspond au nombre de pixels sur l'image floue représentant un détail qui ne devrait représenter qu'un seul pixel. Pour le calculer, il a fallu commencer par mesurer sur l'image la longueur d'onde la plus importante pour en déduire le nombre d'onde. Puis on peut corriger théoriquement l'effet Doppler à l'aide de la formule 7 établie par Walsh et al. (1985). On estime alors ensuite l'étalement en termes de nombre de pixels pour un objet ponctuel pour créer le PSF.

Cette méthode n'est pas parfaite car elle suppose que toutes les vagues sont déformées par un effet Doppler constant. Or, la vitesse de l'avion et sa direction ne sont pas parfaitement constantes par rapport aux vagues à chaque instant comme le montre la Figure 22 ci-dessous :

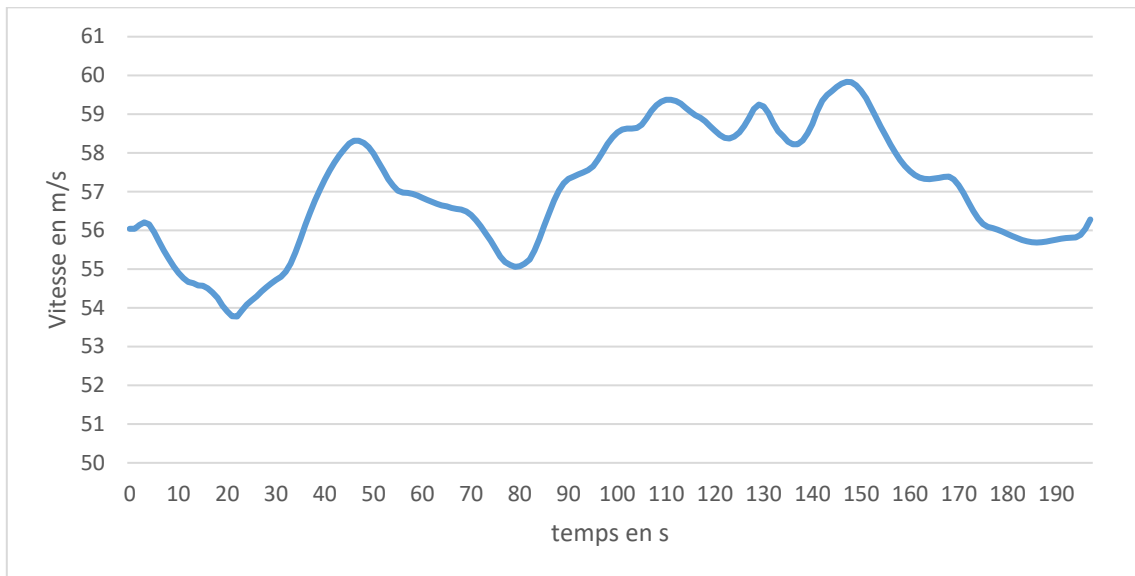


Figure 22 : Evolution de la vitesse de l'avion lors d'un vol LiDAR

Cette méthode autorise une connaissance de la vitesse de vol de l'avion approximative de l'ordre de 10% et est donc simple à mettre en place. De plus, un autre inconvénient de cette méthode est que l'on doit nécessairement, avant de pouvoir lire le spectre, mesurer la longueur d'onde qui est majoritaire dans la zone et en calculer la vitesse grâce aux formules d'Airy vues dans le Tableau 3 pour pouvoir estimer le PSF. Il convient de préciser que la correction apportée n'est donc pas une correction théorique mais bien une correction pratique. Autre inconvénient, la bonne utilisation de l'algorithme RL oblige à calculer une correction théorique pour pouvoir ensuite fonctionner, alors même qu'une méthode empirique pourrait aboutir au même résultat. Enfin, l'algorithme RL a tendance à normaliser les valeurs, comme constaté par divers tests à l'aide d'une fonction sinusoïdale dont tous les paramètres, y compris l'amplitude, sont contrôlés, ce qui a pour effet de rendre impossible toute détermination de hauteur de vagues par intégration de la densité spectrale d'énergie.

Le nombre d'itérations retenues de l'algorithme pour une meilleure image est de 100 et a été déduit de manière empirique. Compte tenu de ce grand nombre d'itérations, le temps de calcul est plus élevé de l'ordre de 10 minutes pour une bande LiDAR de 110 m de large et 1 km de long. On obtient alors le spectre visible sur la Figure 23.

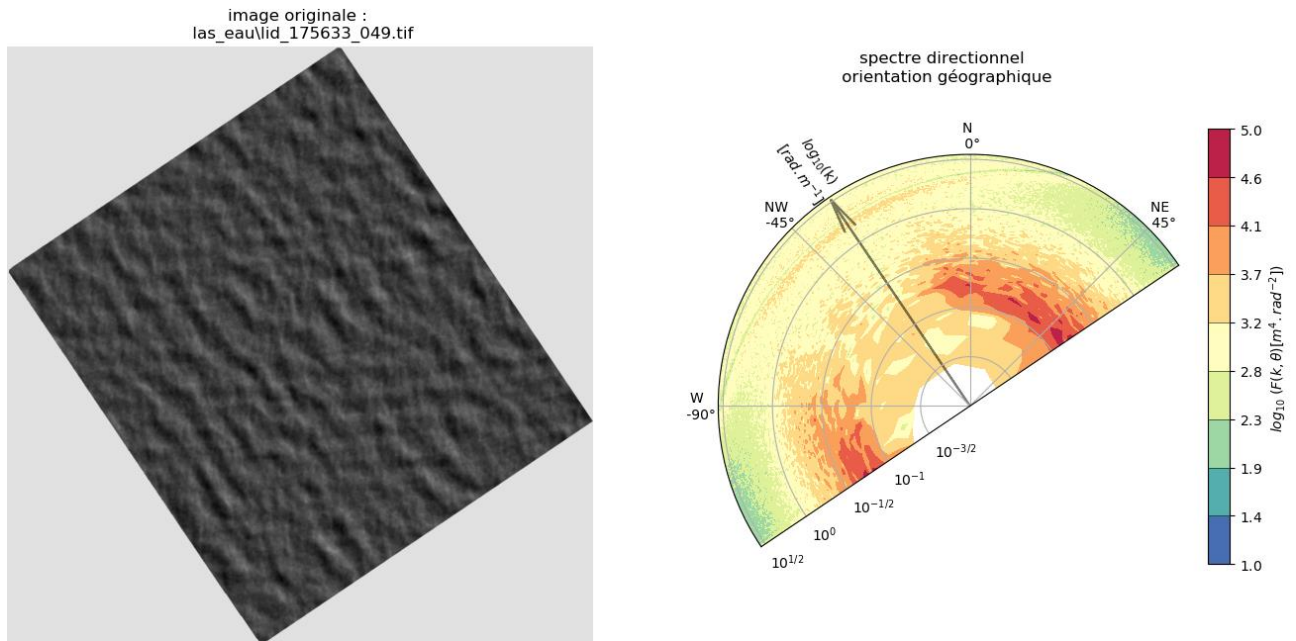


Figure 23 : Spectre directionnel avec utilisation de l'algorithme RL

III.4.2 Correction de l'effet de bord dû à l'algorithme Richardson-Lucy

Suite à la correction par l'algorithme RL, les bords de l'image comportent des lignes blanches horizontales et verticales comparables à un effet de bord. Cet effet est dû à la contraction ou la dilatation de l'image dans le sens de vol comme on peut le voir sur la Figure 24 où l'on distingue clairement les quelques lignes de pixels blancs produits par ses dilatations et contractions. Les bords de l'image corrigée sont donc vidés artificiellement par un filtre créant des bandes noires d'une hauteur au moins égale à la longueur du PSF utilisé pour l'algorithme, plus un ou deux pixels de marge de sécurité.



Figure 24 : Effet de bord constaté sur le raster utilisé pour générer le spectre de vague après utilisation de l'algorithme RL

III.4.3 Correction théorique de l'effet Doppler

Afin d'évaluer la qualité de la correction de l'effet Doppler, j'ai utilisé une correction théorique que j'applique à l'ensemble des valeurs du spectre directionnel. Cette correction est la même que la correction théorique du nombre d'onde vue précédemment à l'équation 6 et obtenue par Walsh et al. (1985). Et en l'appliquant à chaque vecteur d'onde tel que :

$$k_{corr} = k_{calc} + \cos(\alpha) \cdot \delta k \quad (3)$$

où k_{corr} est nombre d'onde corrigé, k_{calc} est le nombre d'onde avant correction, α est l'angle entre l'angle θ associé à k_{calc} et le cap de l'avion lors de l'acquisition de la bande LiDAR, et où δk est la correction calculée grâce à l'équation 6

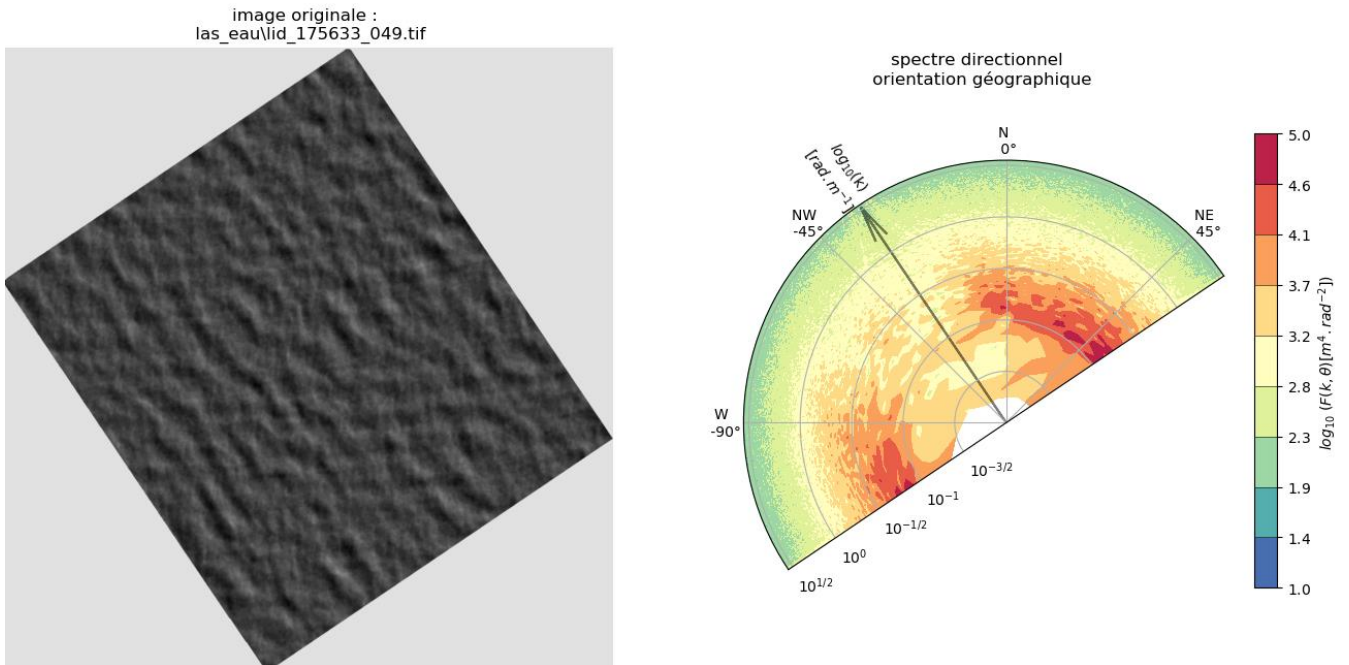


Figure 25 : Résultat avec correction théorique de l'effet Doppler

La méthode permet un résultat comportant moins d'artefacts que les résultats traités par l'algorithme RL comme on peut le voir sur la Figure 25. Cependant, les corrections apportées à tous les pixels le sont pour une vitesse de vol de l'avion constante. Cette difficulté, bien que soulevée précédemment est plus problématique ici car la technique utilisée est moins permissive quant à la précision de valeurs approchées que l'algorithme RL utilisé. En revanche, la correction théorique ne normalise pas les valeurs de la densité spectrale d'énergie, ce qui permet de déterminer la hauteur de vagues des différentes composantes visibles sur le spectre. Enfin, la correction théorique de Walsh et al. (1985) permet un gain

de temps de calcul de l'ordre de 30% par rapport aux 10 minutes de l'algorithme RL à 100 itérations vues précédemment.

	erreur θ en degrés		erreur λ en %	
	théorique	RL	théorique	RL
axe de vol	6,25	9,25	8,18	9,73
perpendiculaire	1,25	1,18	1,89	2,82

Tableau 4 : Erreurs suivant les directions et les algorithmes de corrections par comparaisons des deux méthodes

Néanmoins, en comparant la Figure 23 avec la Figure 25, on remarque qu'avec cette nouvelle correction, les valeurs d'erreurs sont moins importantes, et le résultat comporte moins d'artefact qu'avec la méthode RL. Il est cependant nécessaire de rappeler que les erreurs dans ce tableau ne sont que des estimations. Pour avoir une véritable valeur de l'erreur de chacune des méthodes, il aurait fallu un échantillon de mesures plus conséquent, et il aurait aussi fallu avoir une donnée sur la direction et la longueur d'onde réelle des vagues le jour de l'acquisition de la donnée. Pour cela, la conjonction d'un vol LiDAR avec un LiDAR monté sur une bouée munie d'une centrale inertielle aurait pu fournir une telle donnée. Les écarts entre ces valeurs peuvent être dus à la dispersion de la mer à un l'endroit observé pour les valeurs angulaires. Et l'étalement des valeurs sur l'axe de vol peut aussi être dû au fait que certaines vagues ne se comportent pas exactement comme des ondes sinusoïdales.

III.4.4 Corrections de l'effet transversal explorées

Dans l'objectif de faire disparaître l'effet transversal du spectre sur les bandes le comportant, un filtrage par un filtre de Papoulis (AG Dampster et al. (1999)) a été considéré. Ce filtre consiste à générer un polynôme de Lagrange que l'on peut appliquer à un spectre et dont l'avantage est de n'avoir que très peu d'impact aux abords de la zone d'application du filtre sur le reste du spectre. Cependant, la longueur du filtre à mettre en place et sa largeur sont complexes à estimer et dépendent de la taille de l'image. Ils dépendent aussi du pourcentage de l'image occupé par les pixels de la bande LiDAR. Cette solution n'a pas été retenue car, sur le fond, elle ne fait que masquer un élément indésirable, sans chercher à remédier aux causes de cet effet. Et sur la forme, le filtre cachant les nombres d'ondes trop élevés pour être détectés masque une grande majorité de l'effet, qui est déjà amoindri par la solution suivante.

Pour corriger l'effet transversal, une des solutions a été de nettoyer le nuage en ne prenant que les zones possédant un maximum de voisins. Dans un premier temps, à l'aide de l'histogramme, seuls les points appartenant au pic de densité centrale sont conservés, l'objectif étant de limiter au maximum l'influence des zones trop ou trop peu soumises à la réflexion. Le pic central a été choisi car c'est celui qui permet d'avoir un maximum d'informations sur une zone relativement étendue, ce que ne permettent pas les zones aux bords de la bande qui manquent d'informations de même que la zone du nadir qui elle, ne présente pas une surface suffisante. Cette méthode réduit grandement l'effet, mais ne le supprime pas totalement.

Nous avons aussi tenté d'utiliser une suppression de points ayant peu de voisins, opération qui peut être réalisée par le logiciel cloudcompare de manière assez efficace. Cette opération renvoie un histogramme plus lisse et dont les pics ressemblent plus à des courbes gaussiennes.

Pour établir le seuil de suppression de points présentant peu de voisins, il a été décidé de récupérer le nombre de points voisins pour chaque point, à trois pixels de distance (soit autour de 1,80 m ici) sur l'histogramme inférieur ou égal à la valeur de 95% des points. On a donc ensuite supprimé les points dont le nombre de voisins était inférieur à ce chiffre avec une tolérance de 2δ .

Enfin, pour éviter le plus possible la formation d'un tel effet, il faut limiter la longueur de la bande par rapport à sa largeur. Une bande dont la longueur serait supérieure à dix fois sa largeur, si traitée en une seule fois, ne donnerait pas un résultat lisible. En revanche, comme l'explique Sutherland et al. (2018) Il est possible de découper une longue bande en petite section et de les traiter à part.

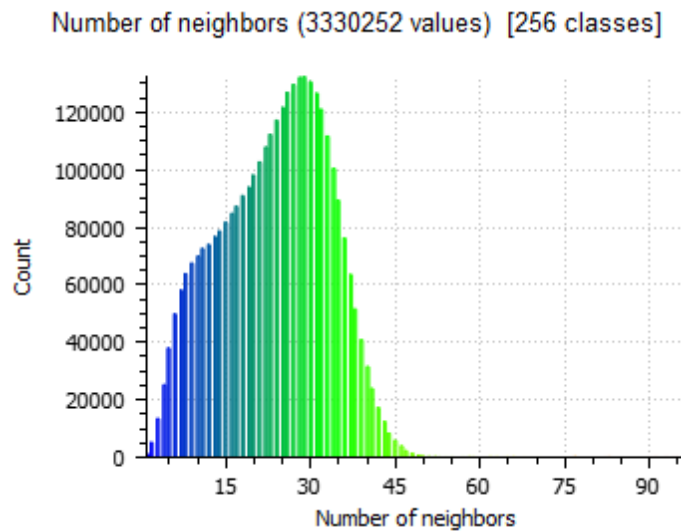


Figure 26 : Nombre de points (ordonnées) en fonction du nombre de voisins des points de la bande LiDAR (abscisses) après suppression des points comportant trop peu de voisins.

Comme on peut le constater sur la Figure 26 ci-dessus, après traitement, le pic de faible densité n'a pas disparu, mais est atténué. La densité de points dans le raster est donc plus homogène, ce qui se constate directement sur le spectre par une diminution, tant en longueur qu'en intensité, de l'effet transversal.

Après discussion avec M. Luc Lenain du SCRIPPS Institution of Oceanography, cet effet serait la manifestation de d'une erreur lors du post-traitement de la données LiDAR en elle-même, car une bande LiDAR ne devrait absolument pas comporter ce genre d'effet, même en prenant en considération la réflexion des impulsions LiDAR sur la surface de l'eau. Et après utilisation d'un autre jeu de données, il s'avère qu'effectivement, la courbure généralisée de la bande ne devrait pas exister et est donc due à une erreur de traitement LiDAR. Cette sous-partie est donc donnée à titre indicatif des méthodes qui ont été explorées pour tenter de limiter l'effet d'une telle déformation dans le spectre.

Conclusion

L'utilisation de LiDAR topographiques aéroporté sur les vagues est un domaine de recherche encore relativement nouveau et ne dispose que de quelques spécialistes mondiaux : M. Churnside, M. Hwang, M. Lenain et M. Sutherland à ma connaissance. Ce TFE a été l'occasion pour le laboratoire M2C, déjà habitué à l'utilisation de LiDAR aéroporté, de commencer à explorer la réalisation de spectres directionnels de vagues. Il a aussi été l'occasion d'en évaluer le potentiel et d'en déduire des perspectives d'évolution pour le laboratoire dans ce domaine.

La comparaison des données recueillies par LiDAR aéroporté avec les marégraphes et la nappe de mesure CalNaGeo tractée par bateau a été très intéressante car elle a permis de mettre en lumière des phénomènes de variations de hauteurs d'eau très localisée, comme par exemple derrière un navire, et d'une amplitude visible à l'aide du LiDAR de l'ordre de la dizaine de centimètres. On a aussi pu observer les variations de niveau de l'ordre d'une quinzaine de centimètres entre deux confluent, parfois situés à quelques dizaines de mètres seulement de la confluence. Ces variations sont intéressantes car les capteurs de la mission SWOT ne fourniront qu'une moyenne de hauteur sur des zones beaucoup plus larges et donc, de tels phénomènes seront invisibles.

Pour ce qui est des spectres de vagues, l'utilisation d'un algorithme de traitement d'images, pour corriger l'effet Doppler est un bon compromis à mettre en place si la donnée que l'on souhaite obtenir ne doit pas contenir la hauteur de vagues et si la vitesse de vol de l'avion est très variable. Si cette condition est vérifiée, l'algorithme RL permet d'obtenir un résultat plus facilement lisible (Figure 27) et surtout permet de s'affranchir d'une valeur précise de vitesse. Cependant, si on a accès à cette valeur, la correction détaillée par Walsh et al. (1985) est plus pertinente car elle fournit un résultat précis. En revanche, la correction ne s'effectuant qu'avec une seule valeur, sa précision s'améliorerait encore si l'on effectuait une correction pour chaque point avec la vitesse de vol de l'avion lors de l'acquisition du point en question, mais cela augmenterait considérablement la lourdeur de traitement de la donnée.

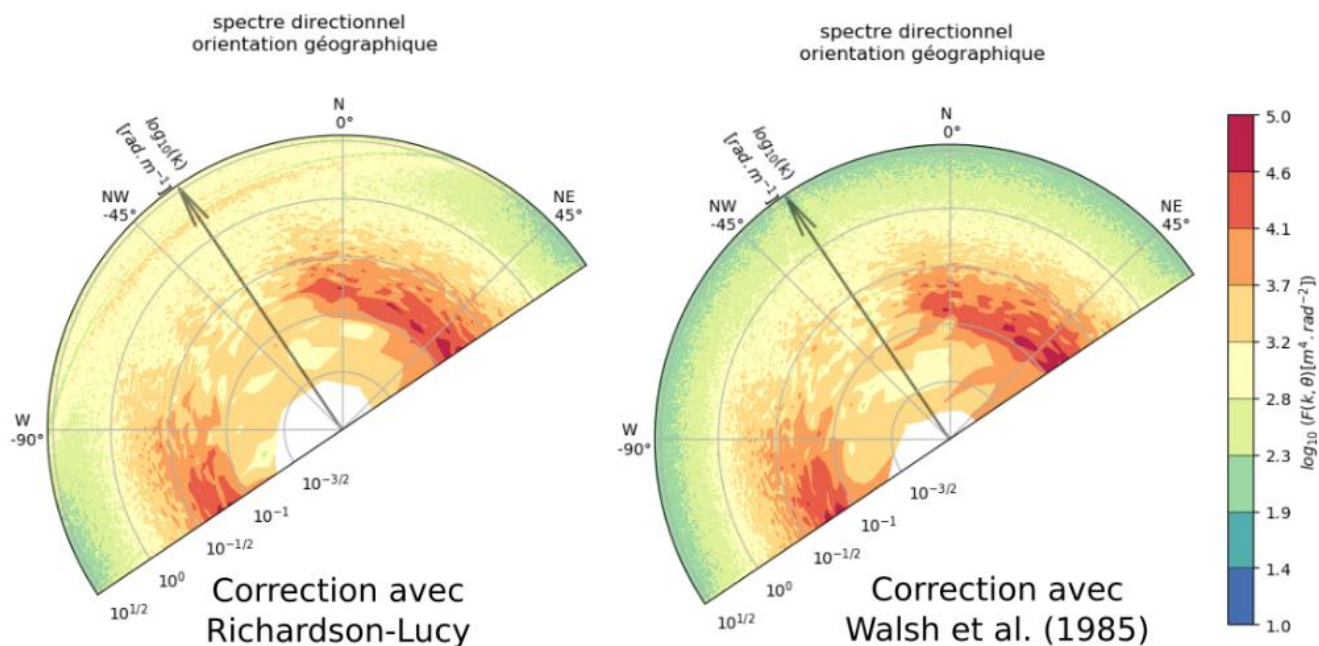


Figure 27 : Comparaison des spectres corrigés par RL et par la méthode théorique

A la lumière de ce TFE, je pense qu'établir des spectres directionnels de vagues à l'aide d'un LiDAR aéroporté peut être une démarche utile pour les missions SWOT mais aussi SWIM. En effet, les méthodes utilisées pour acquérir la donnée sont complémentaires et permettent de recouper les données sur un même endroit. Car si le satellite peut obtenir des données sur une très grande surface, bien plus grande que ce qu'un LiDAR aéroporté peut fournir, il ne peut procurer une donnée que lorsqu'il est au-dessus de la zone, ce qui limite la fréquence d'acquisition de la donnée à la fréquence de retour du satellite. Le LiDAR, quant à lui, aéroporté permet une acquisition, à la seule condition que la météo le permette, ce qui peut s'avérer très utile pour observer un phénomène ponctuel sur plusieurs jours d'affilés. En termes de définition de la donnée, là encore, les démarches aéroportées et satellitaires sont complémentaires. Le satellite pourra détecter des vagues dont la longueur d'ondes est bien plus importante et a des échelles bien supérieures, ce qui permet de fournir des spectres sur des données représentant plusieurs centaines de kilomètres carrés car les satellites orbitent à environ cinq cents kilomètres du sol. A l'inverse, le LiDAR aéroporté, ne se trouvant au maximum qu'à quelques kilomètres du sol, pourra permettre de détecter des vagues dont la longueur d'onde n'est que de quelques mètres, suivant l'altitude d'acquisition et la précision du capteur, permettant d'avoir des données plus fines sur une zone restreinte. Les deux échelles présentent cependant un bon recouvrement et permettent de comparer les données sur des vagues dont les longueurs d'ondes vont d'une dizaine de

mètres à environ une centaine de mètres. Il est donc utile de fournir de la donnée acquise par LiDAR pour étalonner un capteur satellite car produire un spectre de vague par satellite est encore une démarche récente et peut sans doute encore s'affiner.

En ce qui concerne les difficultés des différentes méthodes, on pourra noter que les spectres réalisés par satellites sont d'ailleurs plus aisés à produire que les spectres par LiDAR aéroporté étant donné que la vitesse de survol des satellites est telle que l'effet Doppler est négligeable, ce qui n'est pas le cas de l'aéroporté comme nous avons pu le voir. En revanche, les satellites passant toujours dans le même sens, il est impossible pour un satellite de lever l'ambiguïté à 180° présente sur le spectre, là où l'avion permet un deuxième passage d'acquisition en sens inverse permettant de lever l'incertitude.

Etablir des spectres de vagues dans des zones comme la manche nécessite déjà de consulter la bathymétrie de la zone. Sachant que le relevé LiDAR doit permettre de servir de données de référence pour la mission SWOT, y compris pour des lacs ou des rivières pour pouvoir avoir une donnée exploitable. Cette condition, facile à réaliser dans des zones déjà bien cartographiées comme la Manche et l'estuaire de la Seine, pourra s'avérer plus problématique dans des zones reculées où les relevés n'ont pas encore été faits. Ou alors, il faudra limiter les spectres aux seules vagues vérifiant les conditions d'Airy d'eaux profondes.

Perspectives

Il est actuellement nécessaire pour le bon fonctionnement du programme de récupérer les données de vol de l'avion dans les fichiers de trajectoires notamment pour obtenir la vitesse, l'altitude et l'orientation. Cette opération nécessite de gérer des fichiers supplémentaires et est donc source d'erreurs. Néanmoins, avec les données .LAS, il est possible de récupérer la position de l'appareil lors de l'acquisition et par conséquent d'en déduire la vitesse de vol à l'aide du temps GPS qui devrait être stocké dans la donnée. Cette opération pourrait présenter deux avantages : le premier serait d'être réalisé à l'aide de la même donnée de départ que le raster qui sera utilisé pour la FFT 2D, présentant une diminution du nombre de fichiers à récupérer. Le deuxième avantage serait de pouvoir être réalisé de manière automatique, directement par le programme générant les spectres directionnels de vagues. Cette opération n'a pas été réalisée dans le présent TFE par manque de temps.

Comme présenté par Lenain et al. (2017), il est possible de réaliser une mesure de hauteur efficace des vagues à partir des données du spectre. Cependant, je n'ai pas pu réaliser cette étape par manque de temps et par méconnaissance de la forme qu'un vecteur d'onde peut présenter car les vagues n'étant pas toujours assimilables à des sinusoïdes, leurs représentations spectrales ne sont pas nécessairement ponctuelles. Or, pour récupérer les hauteurs de vagues, une bonne connaissance du vecteur d'onde est indispensable. De plus, réaliser cette opération serait d'autant plus intéressant que les spectres fournis par le capteur SWIM disposent de cette information.

Une autre solution pour récupérer la hauteur des vagues serait de réaliser une FFT à une dimension sur l'image raster ayant servi à l'élaboration du spectre dans la direction de la vague que l'on souhaite étudier. Une telle opération pourrait être réalisée automatiquement en recueillant les données fournies par le spectre et en isolant les directions des pics les plus élevés, ce que j'ai commencé à faire dans mon code. L'ébauche de code réalisée dans ce sens détecte les pics supérieurs à 99,999 % des valeurs des pics du spectre. Ce seuil a été déduit empiriquement et devrait être raffiné. De plus, ce seuil est utilisé sur l'ensemble de l'image et ne prend pas en compte le fait que les valeurs de pics renvoyés par le spectre dans la direction de l'axe de vol ont tendance à être plus élevées que les valeurs perpendiculaires. Il serait donc peut-être nécessaire de ne pas considérer directement la valeur de pics seule, mais la valeur des pics en considérant les valeurs voisines du spectre. Une fois ce problème résolu, il devrait être possible d'automatiser le processus et de renvoyer directement le spectre en une dimension obtenue pour chaque composante. Cette méthode serait cependant moins lisible qu'un spectre directionnel dont la valeur des pics représente directement la hauteur des vagues comme on peut le voir sur les spectres donnés par le capteur SWIM.

La correction de l'effet Doppler par une formule présente cependant une limitation conséquente : elle ne prend en compte qu'une seule valeur de vitesse pour l'avion. Or, nous l'avons vu, les variations de vitesses de l'avion sont non négligeables puisque supérieures à 10 % de la vitesse totale par rapport au sol. Une solution serait de corriger l'effet par ligne d'acquisition dans la donnée en post-traitement, mais cela alourdirait considérablement le processus. Il faudrait en tout cas mettre en place une correction plus fine pour améliorer le résultat. Une solution de compromis entre la rapidité d'exécution et la qualité désirée serait de récupérer les vitesses moyennes de vol sur la largeur de la bande étudiée uniquement lors

de la correction de l'effet Doppler. Cette solution serait réalisable directement avec les informations de temps GPS fournis dans le fichier .las.

Le site utilisé pour recueillir les données, au large des falaises des vaches noires, est une zone typique de la Manche, présentant un fond relativement peu profond pour une mer de l'ordre d'une trentaine à une quarantaine de mètres, mais suffisant pour considérer comme valide l'hypothèse d'eau profonde. Néanmoins, il serait intéressant de comparer les données sur cette zone avec les données d'autres zones de la Manche ou même des données acquises sur l'Atlantique, ce que je n'ai pas eu l'occasion d'étudier car bien que des vols dans le golf de Gênes aient été prévus pendant ce TFE, ils n'ont pas pu être réalisés pour cause de problèmes techniques.

Les données acquises par LiDAR aéroporté nécessitent des conditions de vol particulières : Le LiDAR étant un instrument optique, il ne faut pas d'objet entre le capteur et l'objet mesuré. Il faut donc un plafond nuageux plus élevé que l'altitude d'opération du LiDAR, l'absence de pluie et évidemment, comme pour tout aéronef, il est impossible de voler lors de gros temps, de tempête ou autres phénomènes météorologiques violents. Les données acquises ne présenteront pas des phénomènes violents.

Enfin, concernant l'effet de perte de densité lorsque l'on s'éloigne du Nadir à cause de la spécularité mériterait d'être plus évalué. La perte de densité du nuage de points étant un phénomène ayant une incidence sur la qualité du résultat. Une solution explorée est de ne récupérer que la moitié de la bande en largeur car les effets de perte de densité y sont quasiment inexistant. Cependant cette solution présente le désavantage de ne diminuer significativement la quantité de donnée. Il faudrait donc évaluer l'angle limite au-delà duquel la perte de densité devient importante. Il serait intéressant d'évaluer ces effets de perte de densité ou de courbure sur d'autres données ou zones d'acquisitions, pour pouvoir déceler une quelconque erreur de traitement, ou même une singularité de la zone en question.

Bibliographie

Ouvrages imprimés

Shan J, Toth C. K, *Topographic laser ranging and scanning, principles and processing*. Boca Raton, Floride : CRC press Taylor & Francis group, 2009, 590p. (Environmental engineering)

Articles de périodiques

1. Brodie KL, Raubenheimer B, Elgar S, Slocum RK, McNinch JE. Lidar and Pressure Measurements of Inner-Surfzone Waves and Setup. *J Atmos Oceanic Technol.* 25 août 2015;32(10):1945-59.
2. Churnside, J. H., Tatarskii, V. V., & Wilson, J. J. (1998). Oceanographic lidar attenuation coefficients and signal fluctuations measured from a ship in the Southern California Bight. *Applied optics*, 37(15), 3105-3112.
3. Churnside JH, Marchbanks RD, Lee JH, Shaw JA, Weidemann A, Donaghay PL. Airborne lidar detection and characterization of internal waves in a shallow fjord. *JARS.* déc 2012;6(1):063611.
4. Dempster, A. G., & Murphy, N. P. (1999). Lagrange interpolator filters and binomial windows. *Signal processing*, 76(1), 81-91.
5. Huang M-C. Wave parameters and functions in wavelet analysis. *Ocean Engineering.* 1 janv 2004;31(1):111-25.
6. Hwang PA, Krabill WB, Wright W, Swift RN, Walsh EJ. Airborne Scanning Lidar Measurement of Ocean Waves. *Remote Sensing of Environment.* 2000;73(2):236-46.
7. Hwang PA, Wang DW, Walsh EJ, Krabill WB, Swift RN. Airborne Measurements of the Wavenumber Spectra of Ocean Surface Waves. Part I: Spectral Slope and Dimensionless Spectral Coefficient. *Journal of Physical Oceanography.* 2000;30(11):2753-67.
8. Hwang PA, Wang DW, Walsh EJ, Krabill WB, Swift RN. Airborne Measurements of the Wavenumber Spectra of Ocean Surface Waves. Part II: Directional Distribution. *J Phys Oceanogr.* 1 nov 2000;30(11):2768-87.
9. Khan MK, Morigi S, Reichel L, Sgallari F. Iterative Methods of Richardson-Lucy-Type for Image Deblurring. *Numerical Mathematics: Theory, Methods and Applications.* 2013;6.
- 10.

Lenain L, Melville WK. Measurements of the Directional Spectrum across the Equilibrium Saturation Ranges of Wind-Generated Surface Waves. *Journal of Physical Oceanography*. 2017;47(8):2123-38.

11.

Massel SR. Wavelet analysis for processing of ocean surface wave records. *Ocean Engineering*. 1 août 2001;28(8):957-87.

12.

McLean J, D. Freeman J. Effects of ocean waves on airborne lidar imaging. *Applied Optics*. 1 juin 1996;35:3261-9.

13.

Munk, W. H. (1951). *Origin and generation of waves* (No. SIO-REF-51-57). SCRIPPS INSTITUTION OF OCEANOGRAPHY LA JOLLA CALIF.

14.

Rekleitis I. Visual Motion Estimation based on Motion Blur Interpretation. 1995.

15.

Sutherland P, Brozena J, Rogers WE, Doble M, Wadhams P. Airborne Remote Sensing of Wave Propagation in the Marginal Ice Zone. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2018;123(6):4132-52.

16.

Sutherland P, Gascard J-C. Airborne remote sensing of ocean wave directional wavenumber spectra in the marginal ice zone. *Geophysical Research Letters*. 2016;43(10):5151-9.

17.

Walsh EJ, Hancock DW, Hines DE, Swift RN, Scott JF. Directional Wave Spectra Measured with the Surface Contour Radar. *Journal of Physical Oceanography*. 1985;15(5):566-92.

Sites web

Adhil Ridha Université de Caen. Ondes ... vagues et houles, [en ligne]. Disponible sur : <https://ridha.users.lmno.cnrs.fr/pdf/OndesVaguesHoules.pdf> (consulté le 8/04/2019)

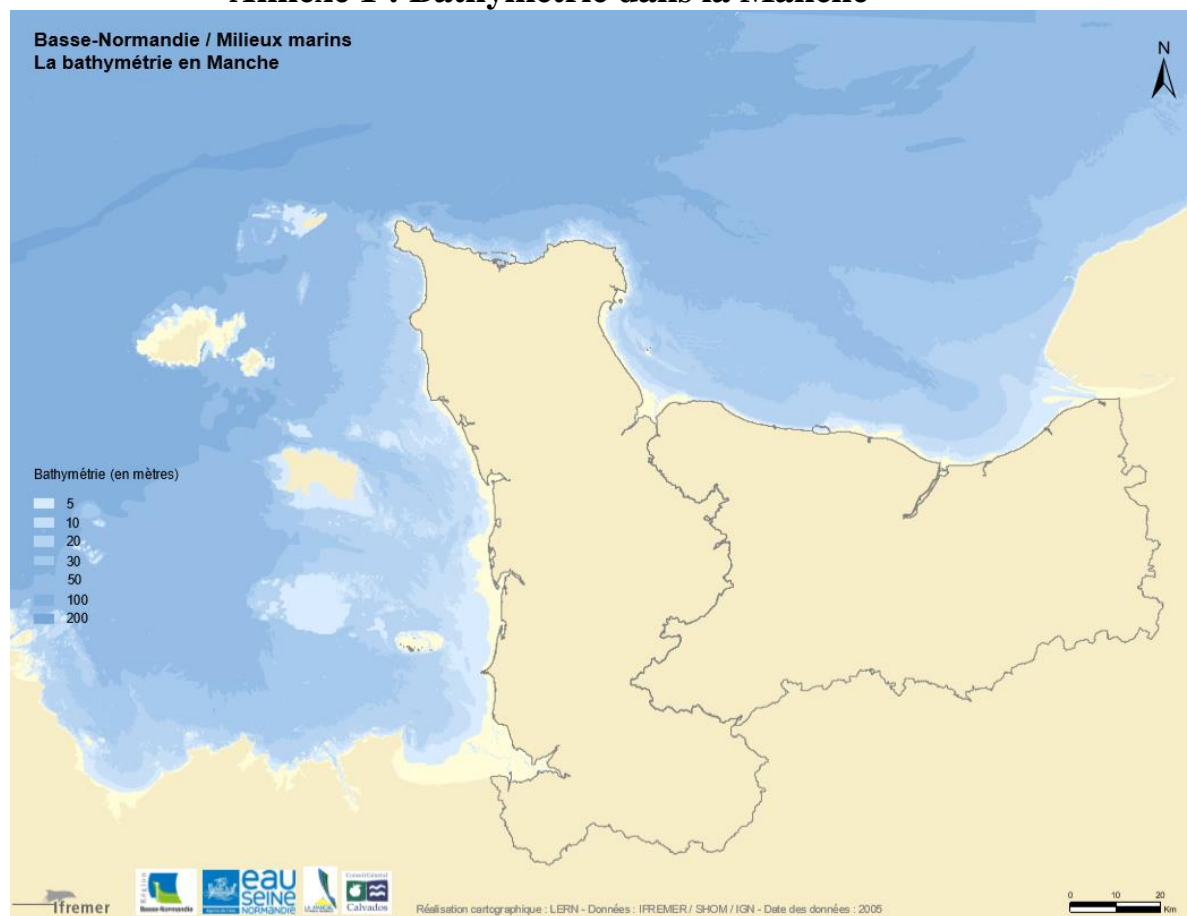
AVISO+. Missions : Aviso+, [en ligne]. Disponible sur : < <https://www.aviso.altimetry.fr/fr/missions.html> >. (consulté le 24/07/2019)

CNES. Le site du Centre National d'études spatiales, [en ligne]. Disponible sur : <<https://cnes.fr/fr>>. (consulté le 17/04/2019)

Table des annexes

Annexe 1 : Bathymétrie dans la Manche	50
---	----

Annexe 1 : Bathymétrie dans la Manche



Liste des figures

Figure 1 : Produit réalisé par TOPEX/POSEIDON crédit : CNES	10
Figure 2 : Données altimétriques fournies par la mission JASON crédit : CNES	11
Figure 3 : Spectre de vagues SWIM présentant une houle modérée (en rouge) et une mer de vent (en noir) crédit : CNES.....	12
Figure 4 : Schéma de fonctionnement d'un LiDAR aéroporté crédit : Philippe Caudal	14
Figure 5 : Exemple de vue ombragée (X,Y,Z) renvoyée par un LiDAR aéroporté crédit : groupe RSG	14
Figure 6 : Capteur LiDAR LEICA ALS60 crédit : Leica©	15
Figure 7 : Fréquence de balayage (ordonnées) en fonction de l'ouverture du champ de vision (abscisses) crédit : Leica©.....	16
Figure 8 : Graphique représentant la précision d'acquisition du capteur Leica ALS60 en fonction de l'altitude d'acquisition crédit : Leica©	16
Figure 9 : Nuage comportant encore toutes les classes représentées en différentes couleurs dans le logiciel Microstation.....	18
Figure 10 : Ensemble des marégraphes étudiés dans l'estuaire de la Gironde crédit : Google EARTH.....	19
Figure 11 : Points retenus pour le traitement au niveau du marégraphe "Le Marquis" en altitude IGN69 dans le logiciel cloudcompare	20
Figure 12 : Exemple de répartition du nombre de points d'une bande LiDAR en fonction de leur altitude en IGN69	23
Figure 13 : Représentation des amplitudes et périodes en secondes des vagues pour différents phénomènes d'après Munk (1951).....	25
Figure 14 : Emplacement des bandes LiDAR (en bleu) étudiée dans ce TFE crédit : Google EARTH.....	26
Figure 15 : Représentation schématique d'une bande LiDAR	30
Figure 16 : Longueur d'onde (ordonnées) en fonction de l'angle (abscisses).....	30
Figure 17: Nuage de points XYZ en mètres avec élévation en couleur issu de Cloudcompare.....	32
Figure 18 : Section transverse en mètres d'une bande avec élévation en centimètres exagérée visuellement 100 fois.....	33
Figure 19 : Différents types de réflexions crédit : E. Poullain	33
Figure 20 : Nombre de points (ordonnées) en fonction du nombre de voisins des points de la bande LiDAR (abscisses).....	34
Figure 21 : Section transverse des nouvelles données, en mètres, avec élévation en centimètres exagérée visuellement 100 fois.....	35
Figure 22 : Evolution de la vitesse de l'avion lors d'un vol LiDAR.....	36
Figure 23 : Spectre directionnel avec utilisation de l'algorithme RL	37
Figure 24 : Effet de bord constaté sur le raster utilisé pour générer le spectre de vague après utilisation de l'algorithme RL	37
Figure 25 : Résultat avec correction théorique de l'effet Doppler.....	38
Figure 26 : Nombre de points (ordonnées) en fonction du nombre de voisins des points de la bande LiDAR (abscisses) après suppression des points comportant trop peu de voisins.	41
Figure 27 : Comparaison des spectres corrigés par RL et par la méthode théorique	43

Liste des tableaux

Tableau 1 : caractéristiques des avions utilisés pour les acquisitions LiDAR aéroporté RSG	17
Tableau 2 : Erreurs du LiDAR aéroporté sur la hauteur d'eau	21
Tableau 3 : formules d'Airy retenues après simplification par hypothèse d'eau profonde	27
Tableau 4 : Erreurs suivant les directions et les algorithmes de corrections par comparaisons des deux méthodes	39

Intérêt des spectres directionnels de vagues dans le cadre de l'étalonnage des instruments du satellite SWOT

Mémoire d'Ingénieur C.N.A.M., Le Mans 2019

RESUME

La création de spectres directionnels de vagues à l'aide de données acquises par LiDAR aéroporté peut être réalisée soit par décomposition en séries de Fourier en deux dimensions, soit en analyses par ondelettes. Les spectres réalisés ici le sont par transformée de Fourier. Ces spectres, contrairement aux données issues de mesures satellitaires nécessitent de corriger l'effet Doppler, mais peuvent lever l'ambiguïté à 180° du sens de propagation des vagues. Pour corriger cet effet, deux méthodes ont été utilisées : une méthode par algorithme de traitement d'image et une méthode de correction point par point.

De plus, les spectres issus de données acquises par LiDAR aéroporté montrent qu'il est possible de détecter des ondes de plus faibles périodes que ce qui est détectable par satellite, permettant donc la création d'une donnée plus fine, bien qu'établie sur une zone plus restreinte. Ces spectres peuvent ainsi être utilisés efficacement dans l'étalonnage de capteurs satellites.

Mots clés : LiDAR aéroporté, spectres directionnels, vagues, ondes, transformée de Fourier.

SUMMARY

The creation of directional wave spectra out of airborne LiDAR data can be made using two dimensional fast Fourier transform or by using wavelet analysis. This work used Fourier transform. These spectra, contrary to satellites, need Doppler shifting corrections but can dismiss the 180° ambiguity on the wave spreading direction. In order to accomplish this correction, two methods have been explored : a point by point method and an image correction method

Furthermore, airborne LiDAR directional wave spectra show that it possible to detect smaller wavelengths than satellites. Thus allowing the creation of finer data on a smaller zone, allowing these spectra to be effeciently used in satellite instrument calibration.

Key words : Airborne LiDAR, directional spectra, waves, Doppler shifting, two dimensional fast Fourier transform.