



Étude des propriétés physiques des vagues océaniques à partir d'observations par radar aéroporté à ouverture réelle

Eva Le Merle

► To cite this version:

Eva Le Merle. Étude des propriétés physiques des vagues océaniques à partir d'observations par radar aéroporté à ouverture réelle. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université Paris Saclay (COMUE), 2019. Français. NNT : 2019SACLV084 . tel-02537212

HAL Id: tel-02537212

<https://theses.hal.science/tel-02537212>

Submitted on 8 Apr 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.

Étude des propriétés physiques des vagues océaniques à partir d'observations par radar aéroporté à ouverture réelle

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay
préparée à Université de Versailles-Saint-Quentin-en-Yvelines

École doctorale n°129 Sciences de l'Environnement d'Ile-de-France (SEIF)
Spécialité de doctorat : océan, atmosphère, climat et observations spatiales

Thèse présentée et soutenue à Guyancourt, le 4 décembre 2019, par **EVA LE MERLE**

Composition du Jury :

Valérie Ciarletti Professeure, Université Paris Saclay (LATMOS)	Président
Michel Benoit Professeur, Centrale Marseille (IRPHÉ)	Rapporteur
Charles-Antoine Guérin Professeur, Université de Toulon (MIO)	Rapporteur
Laïba Amarouche Ingénieure, CLS	Examineur
Lotfi Aouf Ingénieur, Météo-France	Examineur
Danièle Hauser Directrice de recherche, CNRS (LATMOS)	Directeur de thèse
Céline Tison Ingénieure, CNES	Co-directeur de thèse
Stéphane Ferron Ingénieur, ACRI-ST	Invité

Remerciements

Avant de me lancer dans cette aventure qu'est la thèse, toutes les personnes avec qui je discutais et qui avaient vécu cette épisode avant moi me disaient "Tu verras la thèse c'est une aventure professionnelle, mais c'est surtout et avant tout une aventure humaine!". J'étais sceptique. Trois ans après je me rend compte qu'ils avaient plus que raison. Une aventure selon Larousse c'est une "entreprise comportant des difficultés, une grande part d'inconnu, parfois des aspects extraordinaires, à laquelle participent une ou plusieurs personnes". C'est exactement le mot. Pendant cette aventure j'ai ri, j'ai douté, j'ai pleuré, j'ai voulu abandonné, je me suis épanouie, j'ai gravi un sommet à 4000 m d'altitude, j'ai voyagé en dehors de l'europe et bien plus encore. La réussite de ces trois dernières années je la dois à bon nombre de personnes.

Je tiens à remercier tout d'abord les deux rapporteurs de ma thèse : Michel Benoit, Professeur à Centrale Marseille, et Charles-Antoine Guérin, Professeur à l'université de Toulon pour avoir pris le temps de lire ce manuscrit et pour leurs remarques et conseils pertinents qui ont contribué à améliorer ce dernier. Je remercie également Laïba Amarouche et Lotfi Aouf d'avoir accepté le rôle d'examineur. Enfin, je remercie Valérie Ciarletti qui, après m'avoir enseignée l'électromagnétisme en master, a accepté d'être la présidente de mon jury.

Je remercie également Jacqueline Boutin (LOCEAN) et Fabrice Ardhuin (LOPS) qui ont accepté de faire partie de mon comité de thèse. Merci pour votre temps, vos remarques et vos encouragements qui m'ont orientée vers des pistes de réflexion et d'amélioration qui ont permis d'enrichir ce manuscrit.

Je remercie tout particulièrement mes encadrantes de thèse Danièle Hauser, directrice de recherche au CNRS et Céline Tison, ingénieure au CNES pour m'avoir suivi tout au long de cette aventure. Merci pour votre disponibilité malgré les plannings plus que serrés (surtout pendant la rédaction...) et merci aussi pour toutes ces discussions constructives et votre bienveillance qui m'ont permis de mener à bien cet objectif que je m'étais fixée.

Ma thèse a été co-financée par le CNES ainsi que par ACRI-ST. Je remercie Stéphane Ferron, mon tuteur ACRI-ST d'avoir suivi ce travail tout au long de ces trois années et d'avoir été disponible. Merci aussi à toute l'équipe d'ACRI-ST sur le site de Guyancourt (Jean-Luc, Laurent, Meriem et Stéphane) pour tous ces bons moments partagés. Je remercie également l'équipe du CNES chez qui j'ai séjourné quelques semaines pour leur accueil chaleureux. Je remercie également Frédéric Nouguié qui a accepté de m'accueillir quelques jours à l'IFREMER pour discuter de mes simulations. Merci pour ta disponibilité et pour ces discussions qui m'ont aidé à analyser mes résultats et qui m'ont permis de prendre du recul sur mes travaux. Dommage que ce rendez-vous ai eu lieu tardivement car nombres d'améliorations auraient pu être faites.

Je remercie le directeur du LATMOS, Philippe Keckut pour son accueil, sa gentillesse et sa disponibilité malgré son planning chargé. J'ai une pensée pour les membres de mon département, l'équipe SPACE.

Je remercie également Dunia Alradaoui, Monique Dechambre, Alice Le Gall, Nicolas Viltard

pour avoir accepté de participer à mes pré-soutenances, pour leur disponibilité, leurs conseils ainsi que leurs encouragements qui m'ont aidé à tenir le coup et prendre du plaisir pour le final.

Ici commencent des remerciements plus personnels.

Je remercie mon acolyte Leïla qui a gentilement accepté de représenter les doctorants à mes côtés pendant deux ans. Organiser la journée des doctorants avec toi fut un grand plaisir. Je te remercie pour ta bonne humeur et ton enthousiasme!

Je remercie également les collègues avec qui j'ai pu interagir durant ces 3 années que ce soit pour des questions administratives (Brigitte F, Corinne, Jérôme, Valérie), informatiques (Brigitte M, Jean-Luc, Olivier, Yann), communications (Cécile) qui avaient souvent un petit mot sympa au détour d'un couloir. J'ai aussi une pensée pour les marsiens Gaëtan (alias Gaëtgaët), Loïc R. et Lucio avec qui j'ai pu avoir plein d'agréables discussions sur divers sujets.

I also wanted to thanks Pragya. Sharing the office with you was a real pleasure. I enjoyed our discussions about India, France and food. Thank you for your kindness and for all the Indian food you make me discover.

Je remercie mes collègues ingénieurs radaristes Christophe Le Gac et Nicolas Pauwels pour avoir eu la patience de m'expliquer tout le fonctionnement du radar KuROS et pour m'avoir accompagnée en campagne de mesure. Merci aussi pour votre soutien tout au long de ces trois ans, pour les discussions interminables sur l'après-thèse et autres étapes de la vie et pour les parties de foot endiablées où Christophe finissais toujours sur un claquage.

Je tiens également à remercier les collègues du deuxième étage qui ont rendu mes petits déjeuners et goûters forts agréables. Je pense notamment à Benjamin, Olivier, Rafik, Charlotte, Laurent (alias Lolo), Guillaume, Christophe LG, Christophe C, Nico, grand Manu et petit Manu, André-Jean, Jean-Paul et le bon vieux Yann;), sans oublier Nico (alias Nicomat). Merci à Fabrice et Fred les mécanos de l'extrême pour votre bienveillance et pour les longues discussions philosophiques sur la vie. Je remercie également mes collègues d'escalade Thomas Garnier et Quitterie pour m'avoir initiée à ce sport et pour tous ces bons moments passés à discuter. Merci à toi Vincent pour m'avoir soutenue et encouragée jusqu'au bout, il a été un allié de taille.

Merci à mes grands frères de l'aventure Jean-François (alias Juanito) et Julien (alias Julio) pour m'avoir fait découvrir l'intégration optique et radar, pour m'avoir soutenue et aidée, et pour votre humour parfois trop insaisissable pour moi (#jaipasleniveau).

Comment se serait déroulé ma thèse sans Lauriane (alias Lau) et Patricia (alias Patou), mes petites mamans du labo? Merci pour votre bienveillance, pour votre disponibilité scientifique et humaine, pour votre soutien à toute épreuve. Vous avez été des piliers dans cette aventure. Et lorsque maman Lau nous a laissé pour vraiment prendre le rôle de maman, deux autres piliers sont venus consolider la structure qui en avait bien besoin pour la dernière ligne droite de cette aventure : mes fraîcheurs Hélène (alias Pioupiou) et Xavier (alias Xou). Vous avez été une véritable bulle d'oxygène, un vent de légèreté, une ode au bonheur. Je me souviens d'ailleurs de cette deuxième rencontre avec Xou et de ce nez brisé qui a considérablement accéléré le processus d'amitié qui, normalement, met un certain temps à se mettre en place. J'espère que ton épaule va mieux soit dit en passant... Trêve de plaisanterie, merci à tous les deux pour votre joie de vivre, votre soutien, votre enthousiasme et pour m'avoir aidé à décroché notamment lors des pauses goûter qui, vous le savez, sont sacrées!

Merci à vous tous qui avez égayé mon passage dans ce laboratoire. Grâce à vous je sors de cette étape grandie, épanouie et prête à me lancer dans la vie.

Je tiens à remercier mes amis de la fac et de l'IPGP avec qui j'ai vécu d'autres aventures telles que des stages de terrains, des week-ends spéléo-nature-ski. Tout au long de ces huit années d'études nous avons tissé des liens forts qui nous ont aidé à atteindre l'objectif de venir à bout du parcours universitaire. Merci à Elsa, Laetitia et Manon d'être des amies parfaites avec qui l'on peut discuter de tout et sans complexes. Nos dîners hebdomadaires restent des souvenirs à jamais gravés et me manquent déjà. Vous êtes les meilleures amies que l'on peut avoir. Merci à mon Ju'

d'avoir été toujours présent, toujours volontaire, d'avoir toujours la phrase pour faire rire et de m'avoir soutenu. Enfin, je remercie mon ami Kristan pour son soutien et nos runs (et bières) versaillais thérapeutiques!

Je remercie également mes amis d'Auvergne, Fred et Jé', qui m'ont permis de découvrir de nouveaux horizons et de vivre de folles aventures comme exploré l'intérieur d'une crevasse alors que ce n'était pas prévu...

Je remercie mes parents qui m'ont toujours soutenu depuis le début et qui m'ont toujours encouragé à atteindre les objectifs que je me fixais. Je remercie mon très cher cousin Ludo. T'avoir auprès de moi le jour de ma soutenance a été une victoire sur la vie. Un grand merci à tous les membres de ma famille qui m'ont transmis les valeurs du travail, du dévouement, de l'amour et bien plus encore.

Enfin, j'adresse ces derniers remerciements tout particuliers à Loïc (alias Mon Lolo) qui a d'abord été mon compagnon de cordée, puis mon compagnon dans la vie de tous les jours. Merci pour ton soutien indéfectible et ta patience inébranlable (surtout le matin de la soutenance...), mais aussi pour ta bienveillance, ta tendresse et tes encouragements. Je remercie également ma belle-famille pour leur soutien et leur bienveillance.

Vous l'aurez compris. Ces trois années auront été pour moi une véritable aventure. Je remercie encore une fois chacun de vous pour m'avoir fait vivre une expérience inoubliable, qui restera à jamais gravée dans ma mémoire et dans mon cœur. Et surtout n'oubliez pas que tout vieux chêne a d'abord été un gland.

Table des matières

Table des matières	v
Liste des figures	vii
Liste des tableaux	ix
Liste des acronymes	xi
Liste des symboles	xiii
Introduction	1
1 Description de la surface océanique	7
1.1 Dynamique de surface	8
1.2 Description statistique de la surface	11
1.3 Description spectrale	13
1.4 Paramètres spectraux et intégraux	17
1.5 Les modèles de vagues	19
2 Mesures par télédétection RADAR au-dessus des océans	23
2.1 Présentation du système RADAR	25
2.2 Interaction entre surface océanique et onde électromagnétique	26
2.3 Les différents types de systèmes	30
3 Analyse des données KuROS	37
3.1 Principe de mesure des spectres de vagues à partir du système RAR	39
3.2 Spectres directionnels de vagues à l'échelle régionale mesurés avec le radar aéroporté KuROS : comparaisons avec des modèles	43
3.3 Résultats complémentaires : Comparaison des observations KuROS avec les données de la bouée Lion	72
4 Présentation du simulateur et méthodologie	75
4.1 Principe du simulateur	76
4.2 Stratégie mise en place	84
4.3 Caractérisation de la surface par les simulations	90
5 Résultats des simulations et discussion par rapport aux observations	97
5.1 Spectres omnidirectionnels	100
5.2 Hauteur significative	103
5.3 Fréquence pic	107
5.4 Direction moyenne	110
5.5 Étalement angulaire	112
5.6 Étalement en fréquence	115
Conclusions et perspectives	123

A	Conversion des spectres de vagues	135
A.1	Passage de fréquence à nombre d'onde	135
A.2	Passage de nombre d'onde à fréquence	135
B	Cartes des trajectoires KuROS lors de la campagne HyMeX	137
C	Variation spatiale de la forme des spectres en situation de fetch limité	139
D	Graphiques de dispersion et histogrammes des simulations supplémentaires	141

Liste des figures

1	Photographie de la surface océanique	1
2	Photographies de catastrophes liées aux vagues	2
1.1	Schéma d'une vague	10
1.2	Exemple de fonction d'autocorrélation d'une surface de mer	12
1.3	Exemple de spectre de vagues	14
1.4	Schéma d'un modèle couplé	20
2.1	Bande de fréquences des ondes radar	24
2.2	Schéma de diffuseurs dans une tâche RADAR	26
2.3	Schéma de réflexion spéculaire	27
2.4	Schéma de la variation de l'angle d'incidence due à la superposition des vagues	28
2.5	Processus de rétrodiffusion en fonction de l'incidence	29
2.6	Dépendance du coefficient de rétrodiffusion avec le vent en fonction de l'incidence	30
2.7	Schéma principe altimétrie	31
2.8	Image SAR de Point Reyes en Californie (USA)	33
2.9	Instrument SWIM	34
2.10	Schéma du radar KuROS	35
3.1	Résolution angulaire	42
3.2	Comparaisons paramètres principaux KuROS - Bouée Lion	72
3.3	Comparaisons paramètres d'étalement KuROS - Bouée Lion	73
4.1	Organigramme du simulateur	77
4.2	Schémas de la géométrie de simulation	78
4.3	Graphique de la rotation du lobe d'antenne	80
4.4	Graphique montrant des exemples de portes radar	81
4.5	Graphique montrant un exemple de signal radar simulé	83
4.6	Graphique montrant un exemple de spectre de hauteurs inversé à partir du signal radar simulé	84
4.7	Exemple de surface simulée avec un spectre de mer du vent en développement	86
4.8	Variabilité de la hauteur significative des surfaces simulées - situation de jeune mer du vent	86
4.9	Exemple de surface simulée avec un spectre de forte mer bien développée	87
4.10	Variabilité de la hauteur significative des surfaces simulées - situation de forte mer bien développée	88
4.11	Exemple de surface simulée avec un spectre de houle	89
4.12	Variabilité de la hauteur significative des surfaces simulées - situation de houle	89
4.13	Schéma montrant le repère lié à la surface et celui lié à l'empreinte radar	91
4.14	Moyennes des pentes dans la direction de visée pour les trois situations	91
4.15	Histogrammes des longueurs de corrélation dans la direction azimutale pour les trois situations	93

5.1	Spectres omnidirectionnels de hauteurs et de pentes simulés - cas de mer en développement	100
5.2	Spectres omnidirectionnels de hauteurs et de pentes simulés - cas de forte mer bien développée	101
5.3	Spectres omnidirectionnels de hauteurs et de pentes simulés - cas de forte mer bien développée - altitude 3000 m	102
5.4	Spectres omnidirectionnels de hauteurs et de pentes simulés - cas de houle	102
5.5	Hauteurs significatives simulées pour le cas de fetch limité	104
5.6	Hauteurs significatives simulées pour le cas de forte mer bien développée	104
5.7	Hauteurs significatives simulées pour le cas de houle	105
5.8	Superposition des résultats du simulateur et des observations	106
5.9	Fréquences pic simulées pour le cas de fetch limité	107
5.10	Fréquences pic simulées pour le cas de forte mer bien développée	108
5.11	Fréquences pic simulées pour le cas de houle	108
5.12	Superposition des résultats du simulateur et des observations	109
5.13	Directions moyennes simulées pour le cas de fetch limité	110
5.14	Directions moyennes simulées pour le cas de forte mer bien développée	111
5.15	Directions moyennes simulées pour le cas de houle	111
5.16	Superposition des résultats du simulateur et des observations	112
5.17	Étalements angulaires simulés pour le cas de fetch limité	113
5.18	Étalements angulaires simulés pour le cas de forte mer bien développée	113
5.19	Étalements angulaires simulés pour le cas de houle	114
5.20	Superposition des résultats du simulateur et des observations	115
5.21	Étalements en fréquence simulés pour le cas de fetch limité	116
5.22	Étalements en fréquence simulés pour le cas de forte mer bien développée	116
5.23	Étalements en fréquence simulés pour le cas de forte mer bien développée	117
5.24	Superposition des résultats du simulateur et des observations	118
B.1	Cartes des vents et trajectoires KuROS lors de la campagne HyMeX	138
C.1	Évolution des spectres de hauteurs avec le fetch	140
D.1	Graphiques de dispersion et histogrammes des simulations avec un angle d'ouverture à 17° - situation de jeune mer du vent	142
D.2	Graphiques de dispersion et histogrammes des simulations avec un angle d'ouverture à 17° - situation de forte mer bien développée	143
D.3	Graphiques de dispersion et histogrammes des simulations avec un angle d'ouverture à 17° - situation de houle	144

Liste des tableaux

3.1	Tableau des biais et écarts types issus des comparaisons KuROS-bouée Lion	73
4.1	Caractéristiques du radar pour la simulation	79
5.1	Tableau récapitulatif des écarts et dispersions des paramètres spectraux issus des simulations	119
5.2	Tableau bilan des résultats des simulations	120
5.3	Tableau récapitulatif des écarts et dispersions des paramètres spectraux issus des simulations pour les situations de la campagne HyMeX avec une altitude de vol de 3000 m.	121
5.4	Tableau récapitulatif des écarts et dispersions des paramètres spectraux issus des simulations avec une ouverture à 17°	122

Liste des acronymes

- CFOSAT** China-France Oceanography Satellite. [3](#), [4](#), [24](#), [34](#), [36](#), [41](#), [123](#)
- CLS** Collecte Localisation Satellites. [40](#), [90](#)
- CNES** Centre National d'Études Spatiales. [4](#), [34](#)
- ECMWF** European Center for Medium-Range Weather Forecast. [21](#), [38](#)
- HyMeX** Hydrological cycle in the Mediterranean eXperiment. [21](#), [72](#), [76](#), [85](#), [139](#)
- JONSWAP** Joint North Sea Wave Project. [15](#), [16](#)
- KuROS** Ku-band Radar for Observation of Surfaces. [4](#), [21](#), [28](#), [34](#), [38](#), [39](#), [41](#), [72](#), [76](#), [82–84](#), [98](#), [123](#), [124](#)
- LATMOS** Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales. [3](#), [34](#), [123](#)
- MFWAM** Météo-France Wave Model Forecast. [21](#), [39](#), [72](#), [77](#), [81](#), [85](#), [98](#), [99](#)
- NCEP** National Centers for Environmental Prediction. [21](#)
- NOAA** National Oceanographic and Atmospheric Administration. [21](#)
- PR** Precipitation Radar – ou *Radar de précipitations*. [28](#), [30](#)
- PRF** Pulse Repetition Frequency – ou *Fréquence de répétition des impulsions*. [35](#)
- PROTEVS** Prévision Océanique, Turbidité, Écoulement, Vagues et Sédimentologie. [38](#), [76](#)
- RADAR** RAdio Detection And Ranging. [24](#)
- RAR** Real Aperture Radar – ou *Radar à Ouverture Réelle*. [3](#), [24](#), [32–34](#), [36](#), [98](#)
- SAFIRE** Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement. [35](#)
- SAR** Synthetic Aperture Radar – ou *Radar à Ouverture Synthétique*. [3](#), [4](#), [24](#), [32](#), [33](#), [36](#), [43](#)
- SCAT** Scaterometer. [3](#), [34](#)
- SER** Section Efficace de Rétrodiffusion. [25](#)
- SERN** Section Efficace de Rétrodiffusion Normalisée – ou *Coefficient de rétrodiffusion*. [25](#)
- SHOM** Service Hydrographique et Océanographique de la Marine. [21](#), [38](#)
- SOP** Special Observation Period – ou *Période spéciale d'observations*. [38](#)
- SWAN** Simulating Waves Nearshore. [21](#)
- SWIM** Surface Waves Instrument Monitoring. [3](#), [4](#), [22](#), [24](#), [34–36](#), [41](#)
- TOMAWAC** TELEMAC-based Operational Model Addressing Wave Action Computation. [21](#)
- TRMM** Tropical Rainfall Measuring Mission. [28](#), [30](#)
- WW3** WAVEWATCH-III. [21](#), [38](#), [39](#)

Liste des symboles

B	Bande de fréquences (Hz).	30
$F(f)$	Spectre omnidirectionnel de hauteurs en fréquences (m^2/rad).	17
$F(f, \phi)$	Spectre directionnel de hauteurs en fréquences ($\text{m}^2/\text{Hz}/\text{rad}$).	13
G_e	Gain d'antenne à l'émission.	25
G_r	Gain d'antenne à la réception.	25
$H_{1/3}$	Hauteur du tiers des plus hautes vagues (m).	11, 13, 17
H_s	Hauteur significative (m).	17, 18, 85, 98, 102
K_P	Résolution radiométrique.	35
L_y^*	Paramètre de correction géométrique (m).	41
L_A	Taille de l'antenne SAR (m).	32
L_y	Dimension azimutale de la tâche au sol radar (m).	41
P_e	Puissance émise par le RADAR (W).	25
$P_m(k, \phi)$	Spectre directionnel de modulations (m/rad).	41
P_r	Puissance reçue par le RADAR.	25
R	Distance RADAR-cible (m).	25, 30–32
$S(k, \phi)$	Spectre directionnel de pentes en nombres d'onde (m^2/rad).	14
SNR	Rapport signal à bruit.	36
T_m	Période moyenne (s).	18
U	Vitesse du vent à 10 m d'altitude (m/s).	16
X	Fetch (m).	16
$\Delta\phi$	Étalement en direction du spectre de vagues ($^\circ$).	98
$\Delta\tau$	Durée de l'impulsion radar (s).	30
$\Delta\theta$	Ouverture de l'antenne radar en élévation ($^\circ$).	30
Δf	Étalement en fréquence du spectre de vagues (Hz).	98, 114, 115
Δx	Résolution radiale (m).	30
Δy	Résolution azimutale (m).	32
α	Constante du spectre théorique.	16
η	Élévation de la surface (m).	9–11
λ_{em}	Longueur d'onde de l'onde émise par le RADAR (m).	25
λ_{peak}	Longueur d'onde pic (m).	18
λ	Longueur d'onde des vagues (m).	10
$\mathcal{R}$	Coefficient de Fresnel en incidence normale.	27, 82
ν	Viscosité cinématique (m^2/s).	8
ω	Pulsation (rad/s).	10

ϕ_{mean}	Direction moyenne du spectre de vagues (°). 98
ϕ_{pv}	Potentiel de vitesse (m^2/s). 9–11
ϕ	Azimut spectre de vague (°). 13, 14
ρ_w	Masse volumique de l'eau (g/m^3). 8
σ_0	Section Efficace de Rétrodiffusion Normalisée. 25, 28, 30–32, 40–43, 82
σ_l	Largeur gaussienne du spectre théorique de houle (rad/m). 15
σ	Section Efficace de Rétrodiffusion (m^2). 25, 26, 39–41
θ'	Angle d'incidence local (°). 28
θ	Angle d'incidence (°). 27, 30, 42, 82
$\tilde{x}$	Fetch adimensionnel. 16
$\vec{k}$	Vecteur d'onde. 13
a	Amplitude des vagues (m). 10
c_g	Vitesse de groupe (m/s). 11
c_p	Vitesse de phase (m/s). 10, 15
c	Vitesse de l'onde électromagnétique dans le vide (m/s). 30
f_{peak}	Fréquence pic (Hz). 17, 18, 98
f	Fréquence (Hz). 10, 13
g	Accélération de la pesanteur (m/s^2). 8
h	Profondeur (m). 10
k_{peak}	Nombre d'onde pic (rad/m). 15
k	Nombre d'onde des vagues (rad/m). 10, 14
l_{corr}	Longueur de corrélation (m). 12
p	Pression (Pa). 8
t	Temps (s). 30, 31

Introduction

Comprendre les vagues : un enjeu sociétal et climatique

La surface océanique joue un rôle important pour le climat car elle est le lieu d'échanges d'énergie, de chaleur, de quantité de mouvement et de gaz entre l'océan et l'atmosphère. Ces échanges sont continuellement modifiés par l'état de surface de la mer, lui même étant caractérisé par les vagues. Ces dernières sont donc un facteur clef des interactions entre l'océan et l'atmosphère (Drennan et al., 1999; Cavaleri et al., 2012) (cf figure 1). La compréhension des vagues s'avère donc être un enjeu climatique.



FIGURE 1 – Les vagues sont un moyen d'échange d'énergie et de chaleur entre l'océan et l'atmosphère.
Crédit photo : andrej67 / iStock / Getty Images Plus

Ces échanges océan/atmosphère se font par le biais de processus physiques complexes qui se produisent en même temps tels que la croissance des vagues par le vent, les interactions non-linéaires, la dissipation par frottement ou déferlement, etc. Par exemple, lorsque le vent souffle, des vagues se forment, de l'énergie est ainsi transmise de l'atmosphère vers l'océan. Localement, une partie du flux de quantité de mouvement est directement transmise à l'océan. Une autre partie est transmise aux vagues qui transportent cette énergie avant de la transmettre à l'océan par dissipation. Cette dissipation peut s'effectuer de différentes manières : par frottement sur le fond, par déferlement ou par turbulence liée à la cinématique de surface. Les mouvements induits par

les vagues, ainsi que le déferlement, induisent de la turbulence dans les couches superficielles de l'océan. Cela modifie le bilan énergétique de ces dernières. Le phénomène de déferlement entraîne aussi une modification de la température de surface (Janssen, 2012). Cette température de surface régule les échanges de chaleur avec l'atmosphère qui ont un effet direct sur le climat et la météorologie (Breivik et al., 2015). La température de surface des océans, influencée par le déplacement et le déferlement des vagues, est un facteur clef dans le déclenchement des cyclones (Bao et al., 2000) et des précipitations (Ummenhofer et al., 2008; Ivatek-Šahdan et al., 2018). Le déferlement des vagues entraîne aussi la formation d'aérosols marins. Ces particules sont les aérosols naturels les plus présents sur Terre. Ils représentent 30% à 75% du taux de production des aérosols naturels total (Blanchard and Woodcock, 1980). Ils ont un impact sur le bilan radiatif terrestre de manière direct, en réfléchissant les radiations solaires, et indirect car ils participent à la formation des nuages (Winter and Chylek, 1997; Ma et al., 2008). Les vagues influencent les transferts de gaz entre l'atmosphère et l'océan. Lorsqu'elles déferlent, des bulles se forment et piègent les gaz présents dans l'atmosphère comme le dioxyde de carbone (CO₂), un gaz à effet de serre majeur (Emerson and Bushinsky, 2016; Leighton et al., 2018). Lorsque ces bulles rejoignent la surface marine, le CO₂ contenu dans ces dernières se dissout dans l'océan.

En plus d'être un enjeu climatique, la compréhension des vagues et leur prévision se révèlent aussi être un enjeu économique et sociétal majeur puisqu'elles ont un impact sur une large gamme d'activités comme la navigation, la pêche, les activités pétrolières et côtières, les aménagements côtiers (Goda, 1997; Niemeyer, 1990) (cf figure 2). De nos jours, 90% des marchandises transitent par les océans, 30% du pétrole est issu de plateformes pétrolières offshores et 60% des mégalo-¹poles sont situées sur les côtes ¹.



FIGURE 2 – Les vagues engendrent des catastrophes qui peuvent avoir un impact destructeur sur l'environnement. Crédit photo : Pinterest, Andy Rowell, AFP/Getty Images

Il est donc indispensable de comprendre la mécanique des vagues pour les besoins opérationnels (navigation, activités offshores et côtières), ainsi que pour les besoins scientifiques (interaction océan-atmosphère). Des modèles de vagues sont donc développés afin de prédire les états de mer d'une part, et d'améliorer les prévisions climatiques et météorologiques d'autre part. Les processus physiques qui gouvernent les vagues sont au premier ordre bien compris (Phillips, 1977). Néanmoins, leur représentation dans les modèles de vagues se fait de manière simplifiée. Par exemple, la répartition directionnelle de la croissance des vagues par le vent est représentée par une forme arbitraire en $\cosinus^2$ (Pierson and Moskowitz, 1964) ou bien en $\cosinus^4$ (Jackson, 1987) dans les modèles de vagues. Les interactions non linéaires, qui décrivent les transferts d'énergie des vagues courtes vers les vagues longues, sont aussi représentées de manière simplifiée dans les modèles (Hasselmann and Hasselmann, 1985). Leur formulation exacte est trop coûteuse en termes de temps de calcul. La dissipation de l'énergie par les vagues est un processus représenté de manière approximative dans les modèles de vagues car elle est difficile à quantifier par des observations. Plusieurs théories ont été développées afin de la paramétriser (Hasselmann, 1974; Ardhuin et al., 2010; Filipot and Ardhuin, 2012).

1. Science & Vie juillet 2018.

Les modèles de vagues ont besoin d'être contraints ou validés par des observations afin de limiter les erreurs. Celles-ci sont principalement dues aux conditions de forçage (incertitudes liées au vent par exemple), aux paramétrisations des processus physiques liés à l'évolution des vagues, aux résolutions des modèles (en espace, mais aussi en fréquences et directions) et aux méthodes numériques employées. Les observations permettent de corriger les modèles au fur et à mesure des prévisions. De plus, les techniques d'amélioration des observations sont extrêmement utiles pour améliorer la paramétrisation des modèles. Les premières informations assimilées par les modèles concernaient la hauteur des vagues. Cependant, ce paramètre ne permet pas de décrire la répartition de l'énergie entre les différents systèmes de vagues. Les spectres directionnels de vagues représentent la répartition de l'énergie des vagues en fonction de la fréquence et de la direction. Ils permettent donc d'obtenir des informations détaillées sur le champ de vagues : séparation houle-mer du vent, information sur la hauteur, la longueur d'onde (ou la fréquence), la direction moyenne et l'étalement en fréquence et en direction des vagues. Les bouées sont des systèmes de mesure in-situ qui permettent de mesurer des spectres directionnels de vagues. Voorrips et al. (1997); Voorrips (1999); Sannasiraj et al. (2006); Feng et al. (2012) ont montré que l'assimilation de l'information spectrale obtenue par des mesures bouées a permis d'améliorer les modèles à l'échelle régionale. Les radars hautes fréquences (HF) sont un autre type d'instrument aussi utilisés pour calculer les spectres de vagues (Wyatt, 1991). Cependant, les bouées et les radar HF ne permettent pas une mesure à l'échelle globale car ils sont majoritairement implantés en milieu côtier.

Observation des vagues par télédétection

L'essor des satellites au milieu du xx^e siècle a permis de faire un bond dans l'étude des vagues à l'échelle globale. Différents instruments sont utilisés pour les observer, et chacun de ces types d'instruments permet d'obtenir des informations différentes. L'altimètre permet d'accéder à la topographie des océans mais aussi à la hauteur significative des vagues. Cependant, ils ne permettent pas d'obtenir d'information sur leur longueur d'onde et leur direction. En revanche, les *Synthetic Aperture Radar* – ou *Radar à Ouverture Synthétique* (SAR) permettent de fournir des images de la surface des océans à partir desquelles il est possible d'inverser un spectre de vagues (Alpers et al., 1981; Hasselmann and Hasselmann, 1991; Hashimoto, 1997). Cependant, le principe de mesure SAR ne rend possible l'observation des vagues dans toutes les directions seulement si la longueur d'onde est supérieure à 200 m. L'information globale mesurée par les altimètres et les SAR a néanmoins permis de mieux comprendre les vagues et d'améliorer les prévisions faites par les modèles (Breivik et al., 1998; Law Chune and Aouf, 2018; Qiao et al., 2004).

Malgré ces différents moyens d'observations, le besoin d'observer le champ de vagues détaillé à l'échelle globale est toujours présent. Ainsi, le 29 octobre 2018 la mission franco-chinoise *China-France Oceanography Satellite* (CFOSAT) est lancée, avec à son bord deux instruments. L'instrument français, nommé *Surface Waves Instrument Monitoring* (SWIM), est un spectromètre radar en bande Ku (13.5 GHz) dédié à la mesure des vagues. L'instrument chinois, nommé *Scaterometer* (SCAT), est un diffusomètre dédié à la mesure du vent de surface. Il s'agit de la première mission spatiale qui fournit des mesures co-localisées de spectres directionnels de vagues et de cartes de vitesses et de directions du vent. L'instrument SWIM est le premier *Real Aperture Radar* – ou *Radar à Ouverture Réelle* (RAR) à être envoyé dans l'espace. Il permet d'étudier le champ des vagues dont les longueurs d'onde sont comprises entre 70 et 500 m. Il fournit ainsi une information complémentaire aux observations des altimètres et des SAR. Son principe de mesure est inspiré de celui proposé par Jackson et al. (1985a). Ce principe de mesure des spectres de vagues a été utilisé par différents systèmes aéroportés (Jackson et al., 1985b; Hauser and Caudal, 1996; Hauser et al., 2003), mais avant CFOSAT il n'avait encore jamais été spatialisé.

Afin de préparer la mission CFOSAT, le *Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spa-*

tiales (LATMOS), avec l'aide du Centre National d'Études Spatiales (CNES), a développé le radar aéroporté Ku-band Radar for Observation of Surfaces (KuROS). Il s'agit d'un radar à ouverture réelle en bande Ku dont la géométrie de mesure se rapproche de celle du satellite CFOSAT. Il sert de démonstrateur pour la mission CFOSAT et permet aussi d'étudier le champ de vagues à l'échelle régionale en milieu côtier. Le radar KuROS a été utilisé au cours de plusieurs campagnes de mesures. Notamment lors de deux campagnes qui ont eu lieu en mer Méditerranée (2013) et en mer d'Iroise (2015).

La problématique

Malgré le fait que les océans soient continuellement observés par un réseau international de bouées et de satellites, nous sommes loin de comprendre parfaitement comment interagissent les vagues avec le milieu dans lequel elles évoluent. Ainsi, il est nécessaire d'obtenir des informations de plus en plus détaillées sur les vagues à l'échelle globale. La mission CFOSAT va permettre d'apporter des informations complémentaires à celles fournies par les altimètres et les SAR. Cependant, SWIM est le premier radar à ouverture réel dédié à la mesure des spectres de vagues à être mis en orbite. Ainsi, les limites d'un tel système sont encore mal connues. Il est donc nécessaire d'étudier les données de ce type d'instrument afin de mieux caractériser leurs performances et leurs limites.

De plus, les satellites permettent d'obtenir des observations à l'échelle globale. Mais ces informations ne sont pas assez détaillées pour observer le milieu côtier. Cet aspect est un défi pour la préservation des infrastructures et des activités littorales mais aussi pour les scientifiques qui s'intéressent aux vagues. En milieu côtier la représentation de la dynamique des vagues n'est pas aussi simple qu'au large car les vagues sont soumises aux variations de la bathymétrie, aux effets de réflexion des vagues sur les côtes, etc.

La problématique que l'on propose de résoudre dans cette thèse s'articule autour de trois questions. En quoi l'instrument KuROS est-il un outil pertinent pour l'étude détaillée des propriétés physiques des vagues en milieu côtier? Nous apporte-t-il des informations supplémentaires liées aux vagues? Quelles sont les performances et les limites d'un tel concept?

Démarche et organisation du mémoire

Cette thèse se focalise sur l'analyse des spectres de vagues mesurés par KuROS. Le premier objectif était de caractériser l'information spectrale des vagues à l'échelle régionale. Pour ce faire, les mesures KuROS ont été comparées à des données issues de deux modèles de vagues et à des données de bouées au cours des campagnes de mesure de 2013 et 2015. Procéder à des observations dans deux endroits différents a permis d'étudier le champs de vagues avec des conditions météorologiques et des conditions variées d'état de mer. En mer Méditerranée, les conditions étaient plutôt liées à des vents forts avec des situations de mer en développement ou de forte mer bien développée, alors qu'en mer d'Iroise il s'agissait plutôt de conditions liées à des courants forts avec des situations de houle parfois croisées avec des systèmes de mer du vent.

Afin d'approfondir l'interprétation des résultats obtenus avec l'analyse des données KuROS lors des campagnes de mesures, le second objectif a été de développer un simulateur. Il s'agit d'un simulateur qui reproduit la géométrie de mesure de l'instrument KuROS afin de mieux comprendre ses performances et ses limites.

Le manuscrit s'articule comme suit. Le chapitre 1 décrit la représentation mathématique de la dynamique des vagues en eaux profondes. La notion de spectre de vagues ainsi que les définitions des paramètres spectraux sont présentées. Ce chapitre présente également les modèles de vagues et décrit les modèles qui ont été utilisés au cours de cette étude.

Le chapitre 2 est consacré à la mesure par télédétection au-dessus des océans. Les principes de rétrodiffusion des ondes électromagnétiques par la surface marine sont présentés. Ensuite, une des-

cription des instruments radar (altimètre, SAR, RAR) ainsi qu'une présentation des instruments SWIM et KuROS est faite.

Le chapitre 3 expose les résultats des comparaisons des spectres de vagues et des paramètres spectraux mesurés par KuROS avec des données issues de modèles de vagues et de bouées.

Le chapitre 4 décrit le simulateur qui a été développé dans le cadre de cette thèse dans le but de mieux caractériser les performances et les limites du système RAR aéroporté.

Enfin, le chapitre 5 présente les résultats obtenus par les simulations. Ces résultats sont mis en relation avec les observations KuROS, présentées au chapitre 3, et tente de conclure sur l'interprétation de ces derniers.

Chapitre 1

Description de la surface océanique

*« The basic law of the seaway is the
apparent lack of any law »*

Rayleigh

Sommaire

1.1	Dynamique de surface	8
1.1.1	Les équations du mouvement	8
1.1.2	Relation de dispersion	10
1.1.3	Notions de vitesse de phase et vitesse de groupe	10
1.1.4	Les vitesses orbitales	11
1.2	Description statistique de la surface	11
1.2.1	Moyenne quadratique des pentes	11
1.2.2	Longueur de corrélation	12
1.2.3	Notion de moment	12
1.2.4	Définition historique de la hauteur des vagues	13
1.3	Description spectrale	13
1.3.1	Les spectres de vagues	13
1.3.2	Les spectres de vagues paramétriques	14
1.3.2.1	Notion de houle et de mer du vent	15
1.3.2.2	Spectre de houle	15
1.3.2.3	Spectre de Pierson-Moskovitz	16
1.3.2.4	Spectre de JONSWAP	16
1.3.2.5	Répartition directionnelle	16
1.4	Paramètres spectraux et intégraux	17
1.4.1	Hauteur significative	17
1.4.2	Fréquence pic et période moyenne	17
1.4.3	Pente significative	18
1.4.4	Paramètres de direction	18
1.4.5	Étalement en fréquence	19
1.5	Les modèles de vagues	19
1.5.1	La modélisation des vagues	20
1.5.2	Les modèles de vagues utilisés pour cette étude	21
1.5.2.1	Modèle MFWAM	21
1.5.2.2	Modèle WW3	21

Introduction

Un coup d'oeil à la surface de la mer suffit pour se rendre compte de sa complexité. Son caractère à la fois périodique et aléatoire, sa variabilité spatiale et temporelle incessante ainsi que la superposition des vagues de différentes échelles ont intrigué les scientifiques.

La surface océanique obéit aux lois de la dynamique des fluides. L'étude des mouvements de la surface a permis de déterminer que la surface océanique pouvait être décrite comme une superposition d'ondes monochromatiques. Ainsi, il est possible d'utiliser une représentation statistique ou spectrale pour décrire l'état de mer. Cette représentation se fait à l'aide des spectres de vagues. Ces derniers sont aussi utilisés pour modéliser la surface océanique.

Dans ce chapitre, les bases théoriques de la description de la surface, et de la mécanique des vagues sont présentées. La première partie du chapitre décrit les équations et les hypothèses sous-jacentes à la représentation de la surface par une superposition linéaire d'ondes dispersives. La section 1.3 définit la notion de spectre de vagues et présente quelques formes spectrales analytiques utilisées classiquement dans la littérature. On rappelle également la définition des paramètres principaux caractérisant les vagues (hauteur, longueur d'onde ou fréquence, direction, étalements en fréquence et en direction) à partir des spectres de vagues. Certains de ces paramètres ont été étudiés et sont présentés dans la section 4.3. Les spectres de vagues mesurés par KuROS sont comparés à des spectres issus de modèles de vagues. Les modèles de vagues utilisés au cours de cette étude sont décrits dans la section 1.5.

1.1 Dynamique de surface

La description du mouvement des vagues repose sur les lois de l'hydrodynamique. De nombreux ouvrages décrivent la dynamique des vagues océaniques (Phillips, 1977; LeBlond and Mysak, 1978; Komen et al., 1994; Ochi, 1998). La section suivante reprend les équations principales nécessaires à la compréhension de la représentation de la surface.

1.1.1 Les équations du mouvement

Le mouvement à la surface de l'océan obéit aux lois de conservation de la quantité de mouvements et de la masse. En tout point de coordonnées (x, y, z) , on définit le vecteur vitesse par ses composantes horizontales ($\vec{u} = (u, v)$) et verticale w . En négligeant l'effet de la force de Coriolis et en considérant le fluide incompressible et de densité constante, on peut donc écrire que $\vec{u}$ et w sont solutions des équations de Navier-Stokes et de la conservation de la masse, exprimées sous ces hypothèses comme :

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla} \vec{u} + w \frac{\partial \vec{u}}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_w} \vec{\nabla} p + \nu \left(\nabla^2 \vec{u} + \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial z^2} \right) \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla} w + w \frac{\partial w}{\partial z} = -g - \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial z} + \nu \left(\nabla^2 w + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) \quad (1.2)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{u} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.3)$$

avec

- le terme lié aux forces de gravité $-g$
- le terme lié aux forces de pression $-\frac{1}{\rho_w} \vec{\nabla} p$
- le terme lié à la viscosité $\nu \left(\nabla^2 \vec{u} + \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial z^2} \right)$

g est l'accélération de la pesanteur, ρ_w la masse volumique de l'eau, p la pression et ν la viscosité cinématique de l'eau.

Il est possible de simplifier ces équations à l'aide de certaines hypothèses. Le fond marin est supposé plat. La viscosité peut être négligée ($\nu = 0$) car l'ordre de grandeur des longueurs d'ondes et des vitesses des vagues dominantes ne sont pas assez importants pour que le nombre de Reynolds¹ soit de l'ordre de 10^4 ou plus (Ardhuin, 2018). De plus, l'écoulement est supposé irrotationnel ce qui permet de définir un potentiel de vitesse noté ϕ_{pv} tel que $\vec{u} = \vec{\nabla}\phi_{pv}$ et $w = \partial\phi_{pv}/\partial z$ (Airy, 1841). Pour plus de clarté, les équations du mouvement des vagues seront décrites dans le repère (x, z) dans la suite du chapitre.

Selon la définition du potentiel de vitesse, l'équation de conservation de la masse pour un fluide incompressible (équation 1.3) est équivalente à l'équation de Laplace :

$$\frac{\partial^2 \phi_{pv}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi_{pv}}{\partial z^2} = 0 \quad (1.4)$$

Les équations du mouvement (équation (1.1) et équation (1.2)) conduisent à la relation de Bernoulli (Phillips, 1977) :

$$\frac{\partial \phi_{pv}}{\partial t} + \frac{1}{2} (\nabla \phi_{pv})^2 + \frac{p}{\rho_w} + gz = 0 \quad (1.5)$$

Cette approche générale peut être simplifiée en linéarisant les équations du mouvement (équation (1.1) et équation (1.2)). C'est à dire que l'on néglige les termes d'ordre supérieur et égal à 2 et que l'on fait l'hypothèse que les vagues sont de petite amplitude. Ainsi, il est suffisant d'utiliser les équations d'Euler linéarisées pour décrire le mouvement à la surface de l'océan :

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_w} \vec{\nabla} p \quad (1.6)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -g - \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (1.7)$$

$$(1.8)$$

Afin de résoudre les équations, il est nécessaire d'établir des conditions aux limites. La première condition aux limites considère que **le fond marin est imperméable**, la vitesse verticale y est donc nulle :

$$w = \frac{\partial \phi_{pv}}{\partial z} = 0 \quad \text{pour } z = -h. \quad (1.9)$$

Il y a ensuite une condition aux limites au niveau de la surface qui exprime la continuité des vitesses. C'est à dire que **la vitesse verticale des vagues est la même que celle du niveau moyen de la surface**.

$$\frac{\partial \phi_{pv}}{\partial z} \simeq \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad \text{pour } z = 0. \quad (1.10)$$

Avec η l'élévation de la surface. η étant un paramètre inconnu, il faut une autre condition aux limites qui exprime la continuité des forces de pression à l'interface océan/atmosphère. Cette dernière vient de l'équation de Bernoulli pour des vagues en mouvement (équation 1.5). Négligeant la force du vent et la tension de surface, cette condition considère que, **la pression au-dessus de la surface est constante**. Ainsi :

$$p = p_{atm} \quad \text{pour } z = 0. \quad (1.11)$$

L'équation de Bernoulli linéarisée devient alors :

$$\frac{\partial \phi_{pv}}{\partial t} + g\eta = 0 \quad \text{pour } z = 0. \quad (1.12)$$

Ainsi, grâce aux équations 1.10 et 1.12, on obtient :

$$\frac{\partial^2 \phi_{pv}}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi_{pv}}{\partial z} = 0 \quad \text{pour } z = 0. \quad (1.13)$$

1. Le nombre de Reynolds exprime le rapport entre les forces d'inertie et les forces de viscosité : $u\lambda/\nu$.

1.1.2 Relation de dispersion

On peut montrer que les solutions dans l'espace physique (restreintes à la partie réelle) à cet ensemble d'équations pour des vagues progressives s'expriment comme :

$$\phi_{pv} = \frac{\omega}{k} a \frac{\cosh(k(z+h))}{\sinh(kh)} \sin(kx - \omega t) \quad (1.14)$$

$$\eta(x, t) = a \cos(kx - \omega t) \quad (1.15)$$

avec k le nombre d'onde tel que $k = 2\pi/\lambda$ où λ est la longueur d'onde de la vague. ω est la pulsation telle que $\omega = 2\pi f$ avec f la fréquence des vagues.

En remplaçant l'expression de ϕ_{pv} (équation (1.14)) dans l'équation de Bernoulli simplifiée (1.12), on obtient la relation de dispersion suivante :

$$\omega^2 = gk \tanh(kh) \quad (1.16)$$

L'approximation des vagues en eaux profondes s'applique lorsque la profondeur h est supérieure ou égale à la moitié de la longueur d'onde des vagues significatives, ainsi $kh > \pi$. Le terme $\tanh(kh)$ dans la relation de dispersion tend ainsi vers 1 et l'équation 1.16 peut être simplifiée au premier ordre comme :

$$\omega^2 \simeq gk \quad (1.17)$$

Toute onde monochromatique dans le domaine des vagues de gravité est donc solution des équations décrivant l'évolution spatio-temporelle de l'élévation de la surface. Un exemple de schéma de vague, à deux dimensions dans le repère (x, z) , est présenté dans la figure 1.1. Dans la suite, on considère que la surface est décrite par une superposition linéaire de ces ondes.

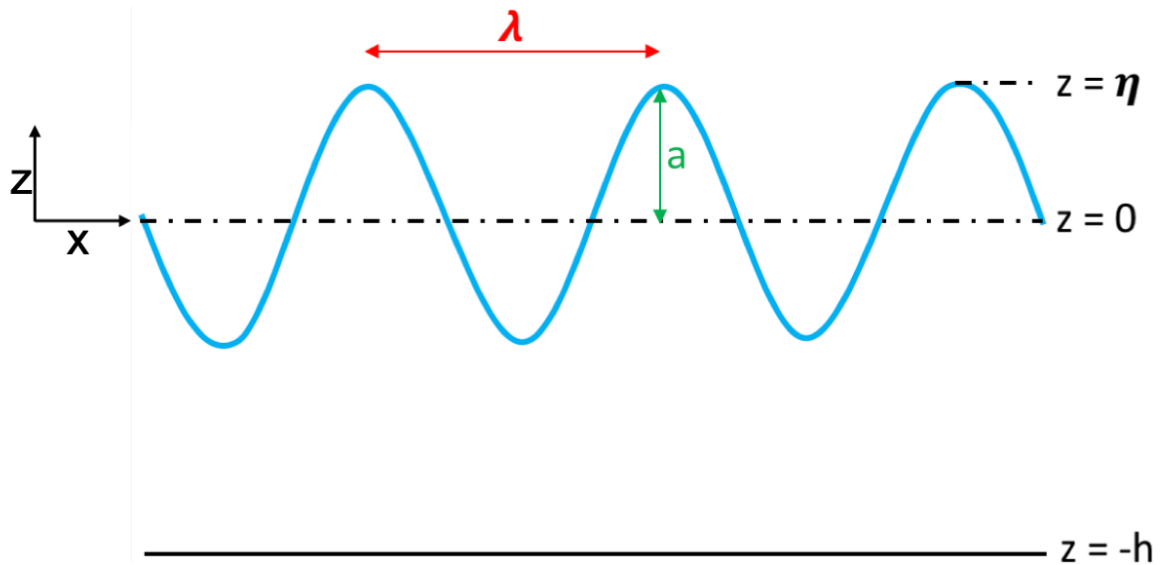


FIGURE 1.1 – Schéma d'un profil de vague dans le repère (x, z) . η représente l'élévation de la surface libre, λ la longueur d'onde, a l'amplitude et $-h$ la profondeur. Le niveau $z = 0$ est le niveau moyen de la surface libre.

1.1.3 Notions de vitesse de phase et vitesse de groupe

La vitesse à laquelle progresse la crête ou le creux des vagues est appelée la vitesse de phase (notée c_p). Une vague est représentée comme une onde dont la phase est $\omega t - kx$ (équation 1.15). Tous les points appartenant à un front d'onde ont la même phase. Ainsi, la phase est constante pour cet ensemble de points :

$$d(\omega t - kx) = \omega dt - k dx = 0 \quad (1.18)$$

La vitesse de phase est ainsi définie :

$$c_p = \frac{dx}{dt} = \frac{\omega}{k} \quad (1.19)$$

En utilisant l'équation de dispersion en eau profonde (1.17), l'éq (1.19) peut également s'écrire comme $c_p = gT/2\pi$ avec T la période des vagues définie comme l'inverse de la fréquence f : $T = 1/f$.

Le fait que la vitesse de phase dépende de la longueur d'onde (ou de la période des vagues) montre le caractère dispersif des vagues. Cela signifie que des vagues de grande longueur d'onde (ou grande période) ont une vitesse de phase plus grande et se déplacent plus vite que les vagues de courte longueur d'onde (ou faible période). À titre d'exemple, un système de vagues dont la longueur d'onde est de 300 m a une vitesse de phase de l'ordre de 22 m/s (soit ≈ 80 km/h). Pour un système de vagues dont la longueur d'onde est de 50 m, la vitesse de phase est de l'ordre de 9 m/s (soit 32 km/h).

En raison de la présence simultanée de vagues de différentes longueurs d'onde, et de la nature dispersive de ces vagues, les vagues s'organisent en "paquet" (wave group en anglais) qui se déplacent à différentes vitesses. On définit la vitesse de groupe c_g comme la vitesse à laquelle se propage l'enveloppe d'un groupe de vagues. Elle est définie comme :

$$c_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (1.20)$$

1.1.4 Les vitesses orbitales

L'élévation de la surface η (cf équation ??) dépend non seulement de l'espace mais aussi du temps. Une vitesse de déplacement des particules d'eau est donc associée à cette élévation. On appelle cette vitesse, vitesse orbitale des particules fluides sous les vagues. Les composantes u et w des vitesses orbitales peuvent s'exprimer comme la dérivée du potentiel de vitesse ϕ_{pv} (exprimé dans l'équation (1.14)) dans les directions x et z .

$$u = \frac{\partial \phi_{pv}}{\partial x} = \omega a \frac{\cosh(k(z+h))}{\sinh(kh)} \cos(kx - \omega t) \quad (1.21)$$

$$w = \frac{\partial \phi_{pv}}{\partial z} = \omega a \frac{\sinh(k(z+h))}{\sinh(kh)} \sin(kx - \omega t) \quad (1.22)$$

En eaux profondes, les vitesses orbitales sont simplifiées et s'expriment comme :

$$u = \omega a e^{kz} \cos(kx - \omega t) \quad (1.23)$$

$$w = \omega a e^{kz} \sin(kx - \omega t) \quad (1.24)$$

Les particules fluides suivent ainsi des trajectoires circulaires dont le rayon diminue en e^{kz} avec la profondeur z .

1.2 Description statistique de la surface

Dans cette section nous proposons de définir des notions statistiques permettant de décrire la surface libre de l'océan. Les notions abordées dans cette section sont la moyenne quadratique des pentes, la longueur de corrélation, le moment et le paramètre $H_{1/3}$.

1.2.1 Moyenne quadratique des pentes

La moyenne quadratique des pentes ("*mean square slope*", notée mss) décrit la distribution des pentes des vagues sur la surface océanique. Elle est définie comme la moyenne des pentes

dans la direction i ($i = x$ ou y) au carré :

$$\text{mss}_i = \left\langle \frac{\partial \eta}{\partial i} \right\rangle^2 \quad (1.25)$$

Où le terme $\langle \dots \rangle$ désigne la valeur moyenne en espace.

Les vagues contribuant le plus à la mss sont les vagues les plus courtes (quelques centimètres) qui sont directement liées au vent. Ainsi, la mss est fortement dépendante du vent. Les travaux de [Cox and Munk \(1954\)](#) ont été pionniers pour montrer la variation de la mss avec l'intensité du vent et l'anisotropie de la mss en fonction de la direction du vent.

1.2.2 Longueur de corrélation

La longueur de corrélation est un paramètre qui permet de caractériser la rugosité d'une surface. Elle représente la distance entre deux points de la surface qui sont considérés comme indépendants. Dans la direction x , elle se calcule avec la fonction d'autocorrélation des élévations dans cette direction :

$$C(\Delta x) = \langle \eta(x) \eta(x + \Delta x) \rangle \quad (1.26)$$

La distance de corrélation l_{corr} est définie, arbitrairement, comme la distance au bout de laquelle la fonction d'autocorrélation décroît en dessous de $1/e$ (cf figure 1.2) ([Ogilvy and Foster, 1989](#)) :

$$l_{\text{corr}} \text{ tel que } C(l_{\text{corr}}) = \frac{1}{e} C(0) \quad (1.27)$$

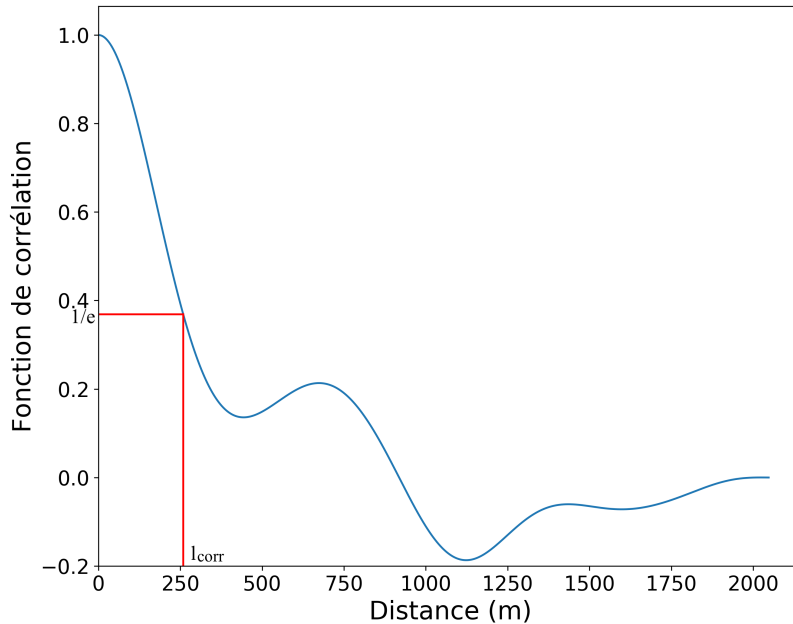


FIGURE 1.2 – Exemple de fonction d'autocorrélation d'un profil d'élévations de vagues.

1.2.3 Notion de moment

Soit $f(x)$ une fonction continue définie sur $\mathbb{R}$. Le moment d'ordre n de la fonction $f(x)$ s'exprime comme :

$$m_n(f(x)) = \int_{-\infty}^{+\infty} x^n f(x) dx \quad (1.28)$$

Le moment d'ordre 0 correspond à l'intégrale de la fonction $f(x)$, le moment d'ordre 1 représente la moyenne, le moment d'ordre 2 centré correspond à la variance.

1.2.4 Définition historique de la hauteur des vagues

Historiquement la hauteur des vagues était mesurée par les marins comme la hauteur moyenne (distance du creux à la crête) du tiers des plus hautes vagues. Cette variable est notée $H_{1/3}$. Cette notion est toujours utilisée comme variable. Aujourd'hui pour les travaux scientifiques on utilise très fréquemment la hauteur significative telle que décrite au chapitre 1.4.1.

1.3 Description spectrale

Pour décrire l'évolution des vagues, depuis leur génération jusqu'à leur dissipation, sur de larges domaines spatio-temporels, il est impossible d'utiliser une représentation déterministe. C'est pourquoi on caractérise généralement les vagues par une représentation spectrale. Les principales notions associées à ce type de représentation sont décrites ci-après.

Dans la section précédente, nous avons rappelé qu'en posant certaines hypothèses, il est possible d'exprimer, au premier ordre, l'élévation de la surface par une superposition linéaire d'ondes monochromatiques :

$$\eta(x, t) = \sum_n a_n \cos(\vec{k}_n x - \omega_n t) \quad (1.29)$$

L'information de l'état de la surface est contenue dans la fonction d'autocorrélation des élévations :

$$C(\vec{r}, \tau) = \langle \eta(\vec{x}, t) \eta(\vec{x} + \vec{r}, t + \tau) \rangle \quad (1.30)$$

La transformée de Fourier de cette fonction d'autocorrélation des élévations des hauteurs permet de calculer le spectre des hauteurs de vagues. Les spectres de vagues sont présentés dans la section qui suit.

1.3.1 Les spectres de vagues

La représentation spectrale repose sur les mêmes hypothèses que celles utilisées dans la section 1.1 qui permettent d'aboutir à l'équation 1.29. Les spectres directionnels de hauteurs ou de pentes des vagues sont reliés à la distribution d'énergie dans l'intervalle $[f, f + df]$ pour les spectres en fréquence, ou $[k, k + dk]$ pour les spectres en nombres d'onde (cf figure 1.3). Pour une surface homogène et stationnaire, le spectre de hauteurs des vagues est défini comme la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation des élévations (Phillips, 1977) :

$$E(\vec{k}, \omega) = \frac{1}{(2\pi)^3} \int_{\vec{r}} \int_{\tau} C(\vec{r}, \tau) \exp \left[-i(\vec{k} \cdot \vec{r} - \omega \tau) \right] d\vec{r} d\tau \quad (1.31)$$

Avec $C(\vec{r}, \tau)$ la fonction d'autocorrélation des hauteurs exprimée comme :

$$C(\vec{r}, \tau) = \langle \eta(\vec{x}, t) \eta(\vec{x} + \vec{r}, t + \tau) \rangle \quad (1.32)$$

Les spectres d'énergie sont le plus souvent décrits avec les variables de fréquence f et de direction de propagation que l'on note ϕ . Cette dernière est donnée par la direction du vecteur d'onde $\vec{k}$. La variance des élévations définit l'énergie du spectre de hauteurs. Elle est exprimée comme l'intégrale du spectre de hauteurs, noté $F(f, \phi)$, en fréquence et en direction :

$$\langle \eta^2 \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{2\pi} F(f, \phi) df d\phi \quad (1.33)$$

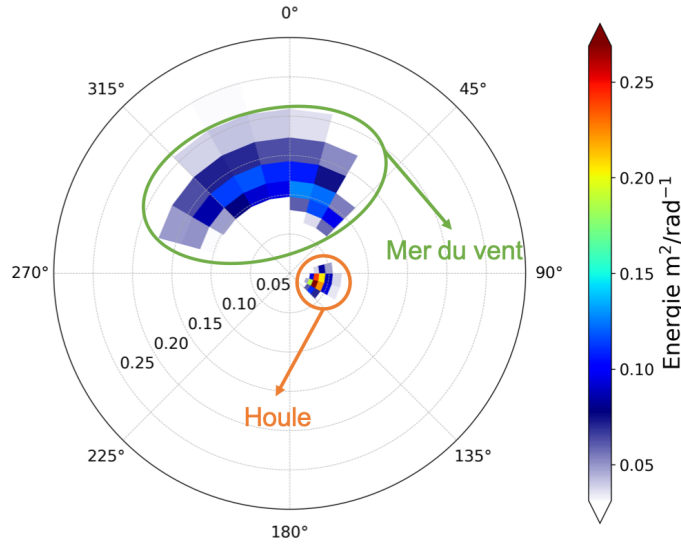


FIGURE 1.3 – Exemple d'un spectre de pentes de vagues issu du modèle de vagues WW3. La répartition de l'énergie en nombre d'ondes et en azimut permet de différencier les systèmes de vagues (houle-mer du vent). Les directions des pics d'énergie correspondent à la direction dans laquelle se dirigent les vagues.

Les spectres omnidirectionnels représentent la répartition de l'énergie intégrée dans toutes les directions. Ils correspondent ainsi, à l'intégrale du spectre directionnel dans toutes les directions ϕ :

$$F(f) = \int_0^{2\pi} F(f, \phi) d\phi \quad (1.34)$$

Les spectres de vagues en fonction du nombre d'onde k sont reliés aux spectres de fréquence par la relation suivante :

$$G(k, \phi) k dk d\phi = F(f, \phi) df d\phi \quad (1.35)$$

La relation de dispersion en eaux profondes (Éq(1.16) section 1.1.2) permet de convertir les spectres en fréquences en spectres exprimés en fonction du nombre d'onde (le calcul détaillé de ces conversions est présenté en annexe A) :

$$G(k, \phi) = \frac{g^2}{32\pi^4 f^3} \times F(f, \phi) \quad (1.36)$$

Il est aussi nécessaire d'introduire la notion de spectre des pentes noté $S(k, \phi)$. Grâce aux propriétés de la transformée de Fourier, les spectres de pentes sont reliés aux spectres de hauteurs selon la relation :

$$S(k, \phi) = k^2 G(k, \phi) \quad (1.37)$$

Les spectres décrits ci-dessus sont exprimés dans les coordonnées polaires. Mais il est aussi possible de les exprimer dans les coordonnées cartésiennes (k_x, k_y) . Le passage entre les deux repères se fait par la projection suivante :

$$k_x = k \times \cos(\phi) \quad (1.38)$$

$$k_y = k \times \sin(\phi) \quad (1.39)$$

1.3.2 Les spectres de vagues paramétriques

Les spectres paramétriques de vagues sont des spectres issus d'observations la majeure partie du temps. Ils sont représentatifs des principaux types d'états de mer (mer en développement,

mer bien développée ou houle). Pour la mer en développement, les formes paramétriques les plus utilisées sont celles issues de l'expérience [Joint North Sea Wave Project \(JONSWAP\)](#) ([Hasselmann et al., 1973](#)) et celle de Donelan ([Donelan et al., 1985](#)). La représentation de Pierson-Moskowitz est la plus utilisée pour décrire des mers bien développées ([Pierson and Moskowitz, 1964](#)). Enfin, la houle est généralement représentée par une gaussienne à basses fréquences et peu étalée en fréquence et en direction ([Durden and Vesecky, 1985](#)).

Ces spectres ont été établis à partir de mesures de bouées qui représentent les vagues de gravité (dont la longueur d'onde est supérieure à quelques centimètres). Pour compléter ces spectres dans le domaine des longueurs d'onde plus courtes, donc des fréquences plus élevées, [Elfouhaily et al. \(1997\)](#) et [Kudryavtsev et al. \(1999\)](#), ont proposé une forme spectrale qui tient compte à la fois de ces formes spectrales classiques et de formes applicables aux plus hautes fréquences en s'attachant à bien représenter la transition entre les deux. Dans la suite de notre étude, la description spectrale à haute fréquence n'intervenant pas, nous nous concentrons sur les formes spectrales décrites par [Hasselmann et al. \(1973\)](#), [Pierson and Moskowitz \(1964\)](#) et [Durden and Vesecky \(1985\)](#).

1.3.2.1 Notion de houle et de mer du vent

Les vagues sont formées par l'effet du vent sur la surface de l'océan. Si le vent souffle sur une surface au repos, de petites vaguelettes de très courtes longueurs d'onde se forment. Si le vent souffle de façon constante et dans la même direction, les vagues se développent. Une part de l'énergie transmise par le vent est dissipée par déferlement. Une autre part de l'énergie est transmise des petites longueurs d'onde vers les grandes longueurs d'onde par des interactions non-linéaires ([Hasselmann et al., 1973](#)). Du fait du caractère dispersif des vagues de gravité, les vagues de grandes longueurs d'onde se propagent plus rapidement que les vagues de courtes longueurs d'onde en dehors de la zone de vent. Lorsque ces longues vagues se déplacent en dehors de leur zone de génération par le vent, elles forment la houle. Ces systèmes n'évoluent plus sous l'effet du vent, mais sous l'effet de dissipation et des interactions non-linéaires. Ils peuvent se propager sur de très longues distances de l'ordre de 10 000 km ([Barber et al., 1948](#); [Munk et al., 1963](#)) avec leur amplitude qui s'atténue progressivement. Au contraire, un système de vagues qui continue d'évoluer sous l'effet du vent est appelé mer du vent. Les vagues qui le composent sont, en général, de plus courtes longueurs d'onde que celles qui forment la houle. La notion d'âge des vagues est utilisée pour séparer ces deux composantes. Il s'exprime comme c_p/U_p avec c_p la vitesse de phase des vagues. U_p est la composante de la vitesse du vent, à 10 m d'altitude, projetée dans la direction de propagation des vagues dominantes. Selon [Donelan et al. \(1985\)](#), lorsque l'âge des vagues dépasse la valeur de 1.2, la mer de vent est considérée comme complètement développée.

1.3.2.2 Spectre de houle

Le spectre de houle est généralement représenté par une gaussienne à basse fréquence et peu étalée en fréquence et en direction ([Durden and Vesecky, 1985](#)). Sa formulation omnidirectionnelle est :

$$F(k) = \frac{\langle \eta^2 \rangle}{\sqrt{2\pi}\sigma_l \times k} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{k - k_{\text{peak}}}{\sigma_l} \right)^2 \right] \quad (1.40)$$

Avec k_{peak} le nombre d'onde qui correspond au pic du spectre, et σ_l la largeur à mi-puissance de la gaussienne. Pour définir un spectre de houle qui correspond à un spectre étroit, on choisit la largeur spectrale à $\sigma_l = 0.007$ rad/m.

Comme mentionné précédemment, le spectre de houle est aussi représenté par un faible étalement en direction. Cette notion est présentée dans la section 1.3.2.5.

1.3.2.3 Spectre de Pierson-Moskovitz

Lorsque le vent souffle pendant assez longtemps et sur une distance suffisamment grande, les vagues atteignent leur plein développement. Les vagues ne dépendent alors plus du temps ou de la distance sur laquelle le vent a soufflé, on parle d'état de mer bien développé. Le spectre de vagues atteint alors une forme limite selon [Kitaigorodskii and Strekalov \(1962\)](#). Partant de cette idée, [Pierson and Moskowitz \(1964\)](#) proposent une formulation ne dépendant que du vent pour décrire les états de mer bien développés :

$$F_{PM}(k) = \frac{\alpha}{2} \times k^{-4} \exp \left[-\frac{5}{4} \left(\frac{k_{peak}}{k} \right)^2 \right] \quad (1.41)$$

Pour ce spectre paramétrique, α est une constante, dite "constante de Phillips", dont la valeur est 0.008, le nombre d'onde pic dépend de la vitesse du vent à 10 m (notée U) suivant la relation :

$$k_{peak} = 0.7 \times \frac{g}{U^2} \quad (1.42)$$

1.3.2.4 Spectre de JONSWAP

Suite à des mesures effectuées lors de la campagne de mesure [JONSWAP](#) qui s'est déroulée en mer du Nord en 1969, [Hasselmann et al. \(1973\)](#) ont formulé un spectre paramétrique qui décrit la croissance des vagues en condition de fetch limité. Ce spectre de JONSWAP dépend à la fois de la vitesse du vent U et du fetch X . Le fetch correspond à la distance sur laquelle le vent a soufflé de manière continue et uniforme. Si on l'exprime en fonction du fetch, le spectre de JONSWAP s'écrit comme :

$$F(k) = F_{PM}(k) \times \gamma \left[-\frac{1}{\sigma^2} \left(1 - \sqrt{\frac{k}{k_{peak}}} \right)^2 \right] \quad (1.43)$$

avec :

$$\alpha = 0.076 \times \tilde{x}^{-0.22} \quad (1.44)$$

$$\gamma = 3.3 \quad (1.45)$$

$$\begin{cases} \sigma = 0.07 \text{ si } k < k_{peak} \\ \sigma = 0.09 \text{ si } k \geq k_{peak} \end{cases} \quad (1.46)$$

$$k_{peak} = \frac{4\pi g}{U^2} \times (3.5 \tilde{x}^{-0.33})^2 \quad (1.47)$$

avec le fetch adimensionnel $\tilde{x} = \frac{gX}{U^2}$.

1.3.2.5 Répartition directionnelle

Les spectres directionnels de vagues décrivent la répartition de l'énergie des vagues en fonction de la fréquence (ou du nombre d'onde) et de la direction. Les formulations des spectres paramétriques présentées dans les sections précédentes ne décrivent que la dépendance en fonction du nombre d'onde. On ajoute alors une fonction d'anisotropie pour apporter l'information liée à la direction et obtenir un spectre directionnel. Cette fonction peut être prise de la forme :

$$G(\phi) = \frac{\cos^i(\phi - \phi_0)}{\int \cos^i(\phi - \phi_0) d\phi} \quad (1.48)$$

avec i un entier pair. Plus sa valeur est élevée, plus les vagues seront directionnelles et donc plus l'étalement angulaire sera faible. Les cas de mer du vent sont généralement représentés avec un exposant de l'ordre de 2 ou 4 tandis que la houle est généralement représentée par un exposant beaucoup plus élevé (de l'ordre de 10 ou 20). Il est important de noter que cet exposant est en fait peu caractérisé dans la littérature.

Donelan and Hui (1990) proposent une distribution angulaire qui dépend du nombre d'onde k :

$$G(k, \phi) = \frac{\beta}{2} \operatorname{sech}^2(\beta(\phi - \phi_0)) \quad (1.49)$$

Avec ϕ_0 la direction principale de propagation des vagues par rapport à la direction du vent et β un paramètre défini comme :

$$\begin{cases} \beta = 1.24 & \text{si } 0 < k/k_{\text{peak}} < 0.31 \\ \beta = 2.61 (k/k_{\text{peak}})^{0.65} & \text{si } 0.31 < k/k_{\text{peak}} < 0.9 \\ \beta = 2.28 (k/k_{\text{peak}})^{-0.65} & \text{si } 0.9 < k/k_{\text{peak}} < 2.56 \end{cases} \quad (1.50)$$

1.4 Paramètres spectraux et intégraux

Les spectres de vagues donnent accès à une information détaillée de la surface océanique. En effet, ils permettent de décrire les caractéristiques principales des vagues comme leur hauteur, leur longueur d'onde (ou leur fréquence) et leur direction de propagation. Ils permettent également de caractériser l'étalement en fréquence et en direction de l'énergie des vagues. Ces informations sont décrites par des paramètres caractéristiques calculés à partir des spectres.

1.4.1 Hauteur significative

L'information sur la hauteur des vagues est donnée par le paramètre statistique appelé hauteur significative et noté H_s . Il est équivalent à la variable $H_{1/3}$ (définie dans la section 1.2.4) mais il est estimé à partir de la variance des élévations de la surface ou de la racine carrée du moment d'ordre 0 du spectre des hauteurs :

$$H_s = 4\sqrt{\langle \eta^2 \rangle} = 4\sqrt{\int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{2\pi} F(f, \phi) df d\phi} \quad (1.51)$$

1.4.2 Fréquence pic et période moyenne

La fréquence pic (f_{peak}) correspond à la fréquence du maximum d'énergie du spectre omnidirectionnel $F(f)$. Elle représente la fréquence des vagues dominantes. En pratique nous avons choisi de la calculer comme le moment d'ordre 1 du spectre, autour du pic, normalisé :

$$f_{\text{peak}} = \frac{\int_{f_{\min}}^{f_{\max}} f \times F(f) df}{\int_{f_{\min}}^{f_{\max}} F(f) df} \quad (1.52)$$

Avec $[f_{\min}, f_{\max}]$ l'intervalle de fréquences centré autour de la fréquence correspondant au maximum d'énergie du spectre f_p : $f_{\min} = f_p - \delta f$ et $f_{\max} = f_p + \delta f$.

Un autre paramètre est souvent utilisé. Il s'agit de la période moyenne ("mean period") notée T_m . Elle est définie comme :

$$T_m = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{2\pi} F(f, \phi) df d\phi}{\int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{2\pi} f \times F(f, \phi) df d\phi} = \frac{m_0}{m_1} \quad (1.53)$$

Cette période moyenne est calculée à partir des moments d'ordre 0 et d'ordre 1. Cependant, d'autres périodes moyennes calculées à partir d'autres moments existent : $Tm_{0,2}$, $Tm_{-1,0}$.

1.4.3 Pente significative

Les deux paramètres décrits précédemment (H_s et f_{peak}), sont utilisés pour calculer la pente significative des vagues. Il s'agit de la pente moyenne des vagues dominantes. Elle est définie comme le rapport entre la hauteur significative et la longueur d'onde pic des vagues : $\frac{H_s}{\lambda_{\text{peak}}}$.

La longueur d'onde pic des vagues λ_{peak} est convertie à partir de la fréquence pic des vagues par l'équation 1.54, valable en eaux profondes :

$$\lambda_{\text{peak}} = \frac{g}{2\pi f_{\text{peak}}^2} \quad (1.54)$$

1.4.4 Paramètres de direction

Les propriétés directionnelles des vagues sont généralement décrites par deux paramètres qui sont la direction moyenne de propagation et l'étalement directionnel des vagues (Hauser et al., 2005). Les bouées donnent accès à ces deux paramètres à partir de mesures d'accélération et de pente dans les directions orthogonales (x,y) complétées par les mesures d'accélération verticale. Longuet-Higgins et al. (1963) proposent une méthode d'estimation des paramètres directionnels à l'aide de bouées. La distribution directionnelle est approximée par un développement en série de Fourier en utilisant les quatre premiers coefficients. Les coefficients de la série de Fourier sont calculés à partir des parties réelles (notées C_{nm}) et imaginaires (notées Q_{nm}) des co- ou cross spectres. La première paire des coefficients de Fourier est utilisée pour calculer ces paramètres :

$$a_1(f) = Q_{12}(f) / \sqrt{(C_{22}(f) + C_{33}(f)) \times C_{11}(f)} \quad (1.55)$$

$$b_1(f) = Q_{13}(f) / \sqrt{(C_{22}(f) + C_{33}(f)) \times C_{11}(f)} \quad (1.56)$$

Les parties réelles et imaginaires des cross spectres peuvent être calculées à partir des spectres directionnels de vagues :

$$\left\{ \begin{array}{l} C_{11}(f) = \int_0^{2\pi} F(f, \phi) d\phi \\ C_{22}(f) = \int_0^{2\pi} k^2 F(f, \phi) \cos^2(\phi) d\phi \\ C_{33}(f) = \int_0^{2\pi} k^2 F(f, \phi) \sin^2(\phi) d\phi \\ C_{23}(f) = \int_0^{2\pi} k^2 F(f, \phi) \cos(\phi) \sin(\phi) d\phi \\ Q_{12}(f) = \int_0^{2\pi} k F(f, \phi) \cos(\phi) d\phi \\ Q_{13}(f) = \int_0^{2\pi} k F(f, \phi) \sin(\phi) d\phi \end{array} \right. \quad (1.57)$$

Les indices 1, 2 et 3 indiquent que les déplacements se font dans la direction verticale, Nord et Ouest respectivement.

La direction moyenne de propagation se calcule pour chaque fréquence en utilisant les coefficients a_1 et b_1 (équations (1.55) et (1.56)). Elle est définie comme :

$$\phi_{\text{mean}}(f) = \arctan\left(\frac{b_1(f)}{a_1(f)}\right) \quad (1.58)$$

L'étalement directionnel est défini comme :

$$\Delta\phi(f) = \sqrt{2 \times \left(1 - \sqrt{a_1(f)^2 + b_1(f)^2}\right)} \quad (1.59)$$

Dans le cadre des mesures bouées, la direction moyenne et l'étalement en direction sont calculés directement à partir des coefficients C_{nm} et Q_{nm} . Il n'est donc pas nécessaire de connaître le spectre directionnel. Dans le cadre de notre étude, nous avons appliqué les mêmes expressions que ci-dessus pour estimer ces paramètres de directionalité mais en estimant les coefficients C_{nm} et Q_{nm} à partir des spectres directionnels issus des observations radar (cf système d'équations 1.57).

1.4.5 Étalement en fréquence

Le paramètre d'étalement en fréquence indique la répartition des vagues selon leurs fréquences. Un grand étalement fréquentiel signifie que les vagues qui contribuent au pic d'énergie dans le spectre ont des fréquences relativement éloignées de la fréquence pic. Ce paramètre, ainsi que l'étalement angulaire, caractérisent, la forme des spectres de vagues. Cette dernière est très sensible à la paramétrisation des modèles numériques de vagues (Gagnaire-Renou, 2009) mais aussi à leur résolution en fréquence. Il existe différentes méthodes pour caractériser l'étalement fréquentiel (Saulnier et al., 2011). La formulation choisie est celle de Blackman and Tukey (1959) :

$$\Delta f = \frac{\left[\int_{-\infty}^{+\infty} F(f) df\right]^2}{\int_{-\infty}^{+\infty} F^2(f) df} \quad (1.60)$$

1.5 Les modèles de vagues

Les modèles numériques décrivant l'évolution des vagues ont été développés dans le but spécifique de prédire l'état de mer pour les applications opérationnelles telles que la navigation ou la protection des infrastructures maritimes et littorales. Au départ, l'état de mer était caractérisé par les paramètres principaux des spectres (hauteur significative, longueur d'onde, direction). Aujourd'hui la plupart des modèles reposent sur une description spectrale.

Depuis plusieurs années, les modèles de prédiction des vagues sont devenus des éléments indispensables de la modélisation couplée entre les océans et l'atmosphère. Ces modèles couplés sont utilisés pour des études scientifiques concernant les interactions océan/atmosphère et le climat. Comme mentionné dans l'introduction, les vagues sont un moyen de transfert d'énergie entre l'atmosphère et les océans et les échanges entre les océans et l'atmosphères se font par le biais de processus physiques complexes. Dans les modèles atmosphériques, les échanges océan/atmosphère sont pris en compte avec un paramètre de rugosité de surface. Cette rugosité de surface est directement liée à la présence de vagues. Ainsi, il y a un réel enjeu de pouvoir bien tenir compte des vagues dans les modèles et de coupler ces différents types de modèles entre eux (atmosphère, vagues et circulation océanique).

La notion de modèle couplé indique que les modèles, développés indépendamment les uns des autres, s'échangent des informations entre eux. Cela permet d'améliorer les performances de chacun et d'avoir des prévisions plus fiables. La figure 1.4 montre les échanges d'informations entre les différents types de modèles. Les modèles atmosphériques fournissent le vent aux modèles de vagues ainsi que les flux radiatifs, turbulents et de masse (précipitation/évaporation) aux modèles de circulation océanique. Les modèles de vagues fournissent la tension de vent modifiée par les vagues, la dérive de Stokes (résidu de circulation moyenne lié à la cinématique des vagues) et la turbulence générée par les vagues aux modèles de circulation des océans. Vers l'atmosphère, ils fournissent la rugosité de surface modifiée par les vagues. Les modèles de circulation océanique échangent avec les modèles atmosphériques la température de surface, la couverture et la proportion de glace de mer ainsi que les courants de surface. Ils spécifient la couverture et la proportion de glace de mer ainsi que les courants de surface pour les modèles de vagues.

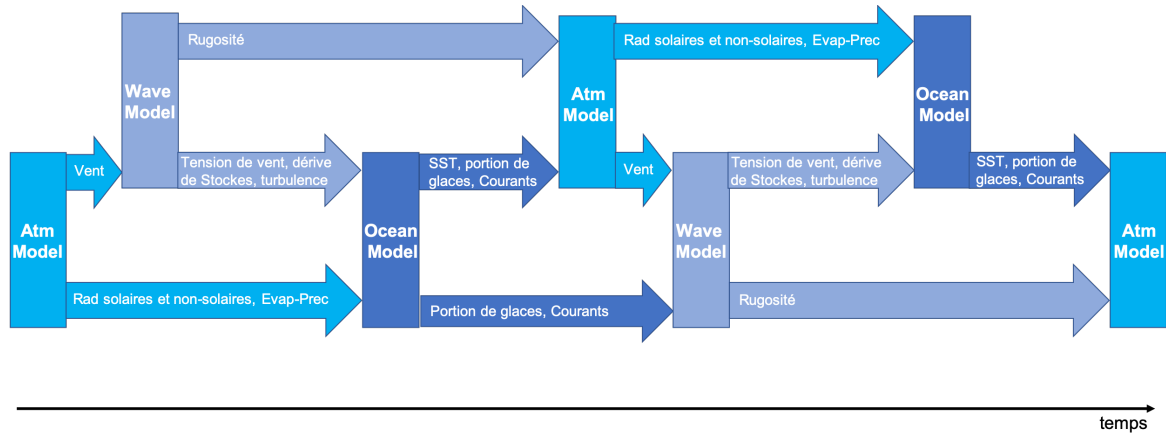


FIGURE 1.4 – Schéma indiquant la structure des modèles couplés et les types d'information qu'ils échangent.

1.5.1 La modélisation des vagues

Les modèles de vagues qui nous intéressent ici décrivent l'évolution des spectres de vagues dans l'espace et le temps. Plus précisément, ces modèles représentent l'évolution spatio-temporelle de l'action des vagues en utilisant le principe de la conservation d'énergie. En partant d'un état de mer connu à l'instant $t = 0$, il est ainsi possible de prédire un état de mer à un instant t . L'équation de la conservation d'action s'exprime comme (Komen et al., 1994) :

$$\frac{\partial N(\vec{k})}{\partial t} + \nabla_{x,y} \left((\vec{C}_g + \vec{U}_g) N(\vec{k}) \right) + \frac{\partial C_{\theta} N(\vec{k})}{\partial \theta} + \frac{\partial C_{\omega} N(\vec{k})}{\partial \omega} = \frac{S(\vec{k})}{\omega} \quad (1.61)$$

avec l'action $N(\vec{k})$ qui s'exprime comme $\frac{E(\vec{k})}{\omega}$. $\vec{C}_g$ est le vecteur vitesse de groupe et $\vec{U}_g$ désigne la vitesse de courant. C_{θ} représente le changement de direction de propagation des vagues sous l'effet de la réfraction, due au courant ou à des variation de bathymétrie. C_{ω} représente les changements de fréquence dus à des variation spatiales du courant.

S est le terme source qui comprend l'apport d'énergie par le vent (S_{in}), la dissipation par déferlement et turbulence (S_{ds}), et les interactions non-linéaires (S_{nl}). Les interactions non-linéaires décrivent les transferts d'énergie entre les vagues. Elles ont un impact important sur l'évolution de la mer du vent ainsi que sur la forme du spectre de vagues (Hasselmann et al., 1973; Badulin et al., 2005; Donald et al., 2016). Ces interactions non-linéaires ont été réellement prises en compte dans les modèles dits de troisième génération. Cependant, la représentation de ce terme (S_{nl}) a révélé quelques difficultés. En effet, la représentation exacte de ce terme source nécessite des temps

de calculs élevés. [Hasselmann and Hasselmann \(1985\)](#) ont donc proposé une représentation du terme des interactions non-linéaires moins coûteuse du point de vue du temps de calcul. Cette nouvelle formulation a permis le développement du premier modèle de troisième génération à la fin des années 80. Il s'agit du modèle WAM du [European Center for Medium-Range Weather Forecast \(ECMWF\)](#). Il a été développé par le [WAMDI Group \(1988\)](#). Depuis le modèle WAM a été diffusé dans de nombreux pays. Chaque pays l'a adapté ou configuré en fonction de ses besoins. Un autre modèle de troisième génération, aussi utilisé dans de nombreuses équipes, est le modèle [WAVEWATCH-III \(WW3\)](#). Il a été développé par une collaboration entre la [National Oceanographic and Atmospheric Administration \(NOAA\)](#) et le [National Centers for Environmental Prediction \(NCEP\)](#) ([Tolman et al., 2014](#)). Nous pouvons aussi citer d'autres modèles de troisième génération, notamment les modèles [Simulating Waves Nearshore \(SWAN\)](#) ([Booij et al., 1999](#)), [TELEMAC-based Operational Model Addressing Wave Action Computation \(TOMAWAC\)](#) ([Benoit et al., 1996](#)), [Wind-WaveModel WWM-II](#) ([Roland, 2008](#)), aussi utilisés par la communauté.

1.5.2 Les modèles de vagues utilisés pour cette étude

Au cours de cette étude, les données du radar [Ku-band Radar for Observation of Surfaces \(Ku-ROS\)](#) ont été comparées à des données issues des modèles de troisième génération : le modèle [Météo-France Wave Model Forecast \(MFWAM\)](#) et une version du modèle [WW3](#). Dans cette partie, les deux modèles sont présentés.

1.5.2.1 Modèle MFWAM

[MFWAM](#) est la version de Météo France du modèle WAM ([Lefèvre et al., 2009](#)). Le modèle MFWAM diffère du modèle WAM par le changement majeur des paramétrisations de deux termes sources ([Aouf and Lefèvre, 2015](#)). Le terme source relié à la génération des vagues par le vent (S_{in}) prend en compte l'effet de la friction de l'air sur la houle. Le terme de dissipation par le déferlement (S_{ds}) est modélisé en utilisant une nouvelle physique développée par [Ardhuin et al. \(2010\)](#).

Pour cette étude, le modèle MFWAM a été utilisé sur la période d'observation pendant la campagne [Hydrological cycle in the Mediterranean eXperiment \(HyMeX\)](#) (Février/Mars 2013). Le modèle fournit en sortie des spectres directionnels de vagues avec un pas de trois heures. La discrétisation des spectres de vagues en azimut est de 15° . Ils sont décrits avec 32 pas de fréquences sur l'intervalle allant de 0.035 Hz et 0.55 Hz. Le modèle a été configuré de trois manières différentes :

- Run 1 : Le modèle est forcé avec le vent issu du modèle global ARPÈGE ([Courtier et al., 1991](#)) avec une résolution de 10 km.
- Run 2 : Le modèle est forcé avec un vent issu du modèle régional AROME ([Seity et al., 2011](#)) dont la résolution est de 2.5 km.
- Run 3 : Il est forcé avec le même modèle de vent que le Run 1 mais les courants de surface sont aussi pris en compte dans la physique du modèle MFWAM.

1.5.2.2 Modèle WW3

La version de WW3 utilisée dans cette étude est celle développée par le [Service Hydrographique et Océanographique de la Marine \(SHOM\)](#) et l'Ifremer. Ce modèle fournit des spectres directionnels de vagues sur une grille longitude-latitude irrégulière avec un pas horaire d'une heure. La résolution en azimut est de 15° . La discrétisation en fréquence se fait sur 32 pas sur l'intervalle allant de 0.037 Hz à 0.72 Hz. Le champ de vent provient du modèle atmosphérique [ECMWF](#) avec une résolution de $1/8^\circ$. Le champ de courant utilisé en entrée du modèle WW3 est fourni par le modèle [MARS2D](#) ([Lazure and Dumas, 2008](#)). Le modèle WW3 est défini par une grille longitude-latitude de résolution irrégulière. Il s'agit de la même grille que celle du modèle [MARS2D](#). Proche des côtes la résolution est de 250 m, puis en s'éloignant vers le large passe à 700 m et enfin, au large la grille est de 2 km de résolution.

Conclusion

Ce chapitre a permis de poser les bases concernant la dynamique de la surface océanique et des vagues. Nous avons vu que la caractérisation des vagues se fait de manière statistique ou spectrale. Les spectres de vagues caractérisent la répartition de l'énergie des vagues en fonction de leur longueur d'onde (ou fréquence) et de leur direction. L'énergie et la forme des spectres dépendent de l'évolution spatiale et temporelle des vagues. Les modèles de vagues ont été créés afin de pouvoir prédire l'état de mer pour des besoins opérationnels et scientifiques. Ils reposent sur l'équation de conservation de la densité spectrale d'énergie des vagues au cours de leur propagation. Ils ont été mis au point, validés et ajustés en utilisant principalement la hauteur des vagues car il s'agit du paramètre dont on dispose le plus facilement. La validation des paramètres spectraux issus de ces modèles tels que la direction pic, l'étalement angulaire et fréquentiel, repose sur des jeux de données beaucoup plus réduits. La plupart sont acquis par des mesures bouées localisées en zone côtière.

De nos jours, la surface des océans est observée depuis l'espace grâce à différents instruments. Les radars altimètres sont les instruments les plus utilisés pour calculer le niveau moyen des océans ainsi que la hauteur des vagues. Les radars à synthèse d'ouverture peuvent être utilisés pour mesurer des spectres de vagues mais, pour la plupart, ce n'est pas leur principal objectif. Le 29 octobre 2018, le premier radar à ouverture réelle [Surface Waves Instrument Monitoring \(SWIM\)](#), dédié spécialement à la mesure des spectres de vagues, a été mis en orbite. Le développement de l'observation aéroportée et spatiale rend l'accès aux paramètres supplémentaires liés à la forme des spectres, tels que les étalements en fréquence et en direction, possible à l'échelle régionale et globale. Ces paramètres caractérisant la forme des spectres vont permettre de mieux contraindre la représentation des processus physiques qui interviennent lors de l'évolution des vagues dans les modèles.

Le principe radar, ainsi que les phénomènes de rétrodiffusion d'un signal électromagnétique sur une surface de mer sont présentés dans le chapitre suivant. Les radars altimètres ainsi que les radars à ouverture synthétique sont rapidement présentés. Le principe du radar à ouverture réelle est présenté plus en détail avec la description de l'instrument KuROS et du principe de mesure.

Chapitre 2

Mesures par télédétection RADAR au-dessus des océans

*« Observations always involve
theory »*

Edwin Hubble

Sommaire

2.1 Présentation du système RADAR	25
2.1.1 Le principe	25
2.1.2 Equation RADAR	25
2.1.2.1 Cible ponctuelle	25
2.1.2.2 Cible étendue	25
2.2 Interaction entre surface océanique et onde électromagnétique	26
2.2.1 Réflexion spéculaire	26
2.2.2 Diffusion de Bragg	27
2.2.3 Dépendance de σ_0 avec le vent à faibles incidences	28
2.3 Les différents types de systèmes	30
2.3.1 L'altimétrie	31
2.3.2 Le principe du SAR	32
2.3.3 Le principe RAR	33
2.3.3.1 Présentation de l'instrument SWIM	34
2.3.3.2 Le radar KuROS	34

Introduction

Le **Radio Detection And Ranging (RADAR)** est un système qui utilise les ondes électromagnétiques pour détecter la présence d'objets et déterminer leur position et éventuellement leur vitesse. Le système radar a d'abord été développé à des fins militaires. Aujourd'hui, son utilisation est plus diverse : défense, navigation, géolocalisation, étude du système Terre, astronomie, etc. Les ondes utilisées par la technologie radar s'étendent sur une grande gamme de fréquences (Figure 2.1) : allant de environ 100 MHz (pour les radars de surveillance) à 300 GHz. La gamme de fréquences pour la télédétection de l'environnement terrestre s'étend de 300 MHz (radar ultra-haute fréquence) à 95 GHz environ (bande W).

Pour l'étude de la surface des océans, la plupart des technologies utilisées émettent dans une gamme de fréquences allant d'environ 5 GHz (bande C) à 40 GHz (bande Ka) avec quelques instruments utilisant les plus basses fréquences (bandes L ou S).

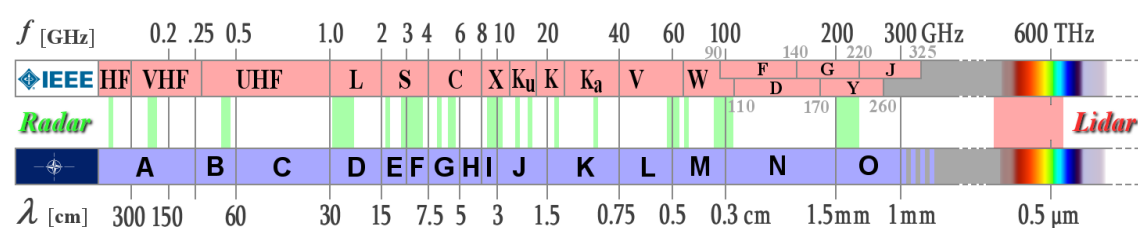


FIGURE 2.1 – Bande de fréquences émises par la télédétection radar. Plus la fréquence radar est haute, meilleure sera la résolution. Mais une onde à haute fréquence est aussi plus affectée par les conditions météorologiques comme les nuages et la pluie du fait de sa sensibilité. *Crédit : <http://www.radartutorial.eu>*

L'utilisation du radar dans ces bandes de fréquences a permis de nombreuses avancées pour l'observation de la surface marine. Comme pour toute utilisation de radar, la technologie permet de s'affranchir de la lumière du Soleil comme source d'énergie. Ayant leur propre source d'émission, les radars peuvent donc fournir des observations jour et nuit. De plus, aux fréquences utilisées pour l'observation de l'océan, l'onde électromagnétique émise et reçue peut pénétrer les nuages et la pluie¹. Aux fréquences utilisées habituellement, la pénétration de l'onde sous la surface de l'eau est totalement négligeable.

Les systèmes radars offrent un point de vue différent et donc complémentaire par rapport aux systèmes d'observations qui utilisent uniquement le rayonnement naturel à ces mêmes fréquences (radiométrie micro-onde) ou qui utilisent d'autres gammes de fréquences (optique).

La réflexion de l'onde radar sur une surface permet d'obtenir notamment des informations sur sa rugosité. Dans le cas de la surface océanique, sa rugosité est directement liée aux vagues, toutes longueurs d'onde confondues. Les processus de rétrodiffusion des signaux varient selon la géométrie d'observation. Les deux principaux phénomènes de rétrodiffusion d'une onde électromagnétique par une surface sont décrits dans ce chapitre. Ensuite, le principe général du radar est présenté. Puis, les principaux systèmes utilisés depuis l'espace ou par avion pour l'observation des océans sont brièvement décrits. Ces systèmes sont les radars altimètres, les **Synthetic Aperture Radar – ou Radar à Ouverture Synthétique (SAR)**, les **Real Aperture Radar – ou Radar à Ouverture Réelle (RAR)** et plus particulièrement le radar KuROS ainsi que l'instrument SWIM à bord de la mission **China-France Oceanography Satellite (CFOSAT)**.

1. À noter qu'en cas de fortes pluies et aux fréquences élevées (bande Ka) on peut observer une atténuation des signaux de quelques décibels (dB)

2.1 Présentation du système RADAR

2.1.1 Le principe

L'instrument émet une onde électromagnétique en direction de l'objet que l'on souhaite observer : par exemple un avion, une planète ou une surface. Une partie de cette onde est réfléchie par la cible puis captée et analysée par l'instrument. Ces signaux sont appelés échos radar. Ils sont caractérisés par une amplitude, une phase et une polarisation qui dépendent des caractéristiques de l'onde émise (longueur d'onde, polarisation), mais aussi des propriétés diélectriques et géométriques de la cible comme sa rugosité par exemple. Pour la surface océanique, la rugosité est directement liée aux vaguelettes (de quelques centimètres de longueurs d'onde) créées localement par le vent qui sont elles-mêmes portées et inclinées par les plus longues vagues. Ainsi, la télédétection radar au-dessus des océans permet d'obtenir des informations sur les vagues générées par le vent ainsi que sur les phénomènes qui les impactent (ondes de plus grandes longueurs d'onde, courant etc.).

2.1.2 Equation RADAR

2.1.2.1 Cible ponctuelle

Pour caractériser la réponse électromagnétique d'une cible ponctuelle, on définit un paramètre appelé **Section Efficace de Rétrodiffusion (SER)** noté σ . Il caractérise la capacité d'une cible à rétrodiffuser un signal vers le radar. La SER dépend de la nature des matériaux de la cible, de sa forme, ainsi que de la longueur d'onde, et de l'angle de visée.

La SER est reliée à la puissance émise P_e et à la puissance reçue P_r par le radar à travers l'équation radar. Dans le cas d'une cible ponctuelle, l'équation radar s'écrit (Ulaby and Long, 2014) :

$$P_r = \frac{P_e \lambda_{em}^2 L}{(4\pi)^3 R^4} \times G_e G_r \times \sigma \quad (2.1)$$

Avec G_e le gain d'antenne à l'émission, G_r le gain d'antenne à la réception, λ_{em} la longueur d'onde de l'onde émise et R la distance entre le radar et la cible. L est le facteur de perte qui regroupe les atténuations dues aux pertes atmosphériques et aux pertes internes à l'instrument. Cette équation n'est valable que si l'on fait l'hypothèse que les ondes électromagnétiques se propagent sans subir d'autres perturbations que celles contenues dans le paramètre L , et que les ondes électromagnétiques sont réfléchies par la cible de manière isotrope. Il est important de noter que la puissance reçue par le radar est en fait un signal complexe. La puissance reçue du signal correspond au module au carré et la phase du signal s'exprime comme :

$$\Phi = \arctan \left(\frac{\text{Im}(P_r)}{\text{Re}(P_r)} \right) \quad (2.2)$$

2.1.2.2 Cible étendue

Pour une cible étendue telle que la surface océanique, par exemple, l'équation radar est la même mais s'exprime différemment. Une cible étendue est considérée comme un ensemble de diffuseurs répartis au sein d'une surface S (Figure 2.2). On parle alors de **Section Efficace de Rétrodiffusion Normalisée – ou Coefficient de rétrodiffusion (SERN)**, noté σ_0 . La SERN est reliée à la section efficace de rétrodiffusion σ comme :

$$\sigma = \int_S \sigma_0 dS \quad (2.3)$$

La puissance reçue est ainsi la somme de la puissance réfléchie par chaque réflecteur élémentaire se trouvant à l'intérieur de la surface S . L'équation radar s'écrit alors :

$$P_r = \frac{P_e \lambda_{em}^2 L}{(4\pi)^3 R^4} \int_S G_e(x, y) G_r(x, y) \sigma_0 dS \quad (2.4)$$

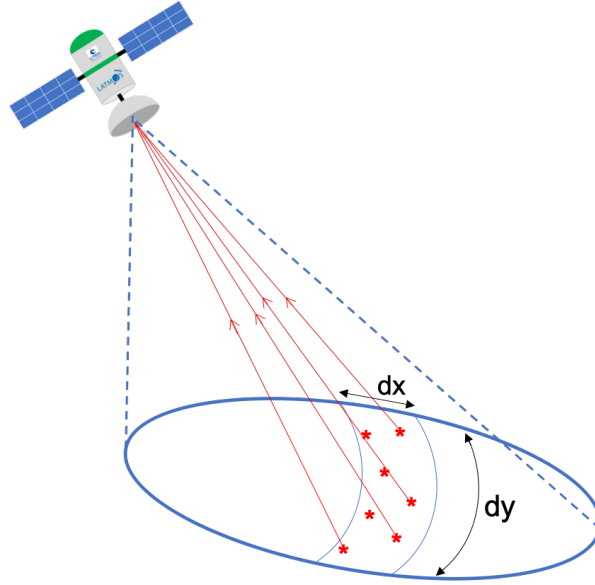


FIGURE 2.2 – Schéma des diffuseurs dans une porte RADAR de surface $S = dx + dy$. Chaque réflecteur contribue à renvoyer de l'énergie à l'instrument.

On caractérise la surface par la quantité σ calculée à l'aide de l'équation 2.4 où la puissance émise, le gain d'antenne et la longueur d'onde de l'onde sont connus dans le design de l'instrument. Ainsi, la puissance de l'écho ne dépend que de la cible éclairée par le radar.

2.2 Interaction entre surface océanique et onde électromagnétique

Lorsqu'une onde électromagnétique interagit avec la surface océanique, une partie de cette énergie est réfléchiée par la surface en direction du radar. Une partie de l'onde est diffusée dans les autres directions. Cette partie diffusée n'est pas reçue par le radar. La manière dont l'onde électromagnétique est réfléchiée vers le radar dépend de la longueur d'onde de l'onde émise, de la rugosité de la surface et de la géométrie d'observation. Par exemple, l'incidence de l'onde émise va jouer un rôle sur le phénomène de réflexion. En effet, pour une surface océanique, si l'onde émise a une incidence inférieure à 20° par rapport à la verticale, la réflexion est majoritairement spéculaire (Valenzuela, 1978). Si l'incidence est supérieure à 20° , le phénomène de diffusion résonante dit diffusion de Bragg devient dominant. Ce phénomène de réflexion est dû aux vagues courtes. Dans la suite de ce chapitre nous nous plaçons en condition de Terre plate, ainsi, l'angle d'incidence est égal à l'angle de visée. Il est important de noter que le seuil de transition entre la réflexion spéculaire et la diffusion de Bragg est approximatif et dépend de la fréquence de l'onde radar notamment.

2.2.1 Réflexion spéculaire

Lorsqu'une onde électromagnétique interagit avec une surface parfaitement lisse, elle est réfléchiée dans la direction opposée par rapport à l'onde émise avec un angle de réflexion égal à l'angle d'incidence par rapport à la normale (cf figure 2.3(a)). Pour une surface rugueuse, le signal est réfléchi de manière quasi-spéculaire par les facettes perpendiculaires à la direction de visée du radar (cf figure 2.3(b)). Ainsi, la puissance rétrodiffusée par la surface dépend du nombre de facettes perpendiculaires à la ligne de visée du radar.

Pour la surface océanique le coefficient de rétrodiffusion est donc relié à la fonction de densité de probabilité des pentes comme (Barrick, 1968; Valenzuela, 1978) :

$$\sigma_0(\theta) = \frac{|\mathcal{R}|^2}{\cos^4(\theta)} \times \pi \times \text{pdf}\left(\frac{\partial\eta}{\partial x}, \frac{\partial\eta}{\partial y}\right) \quad (2.5)$$

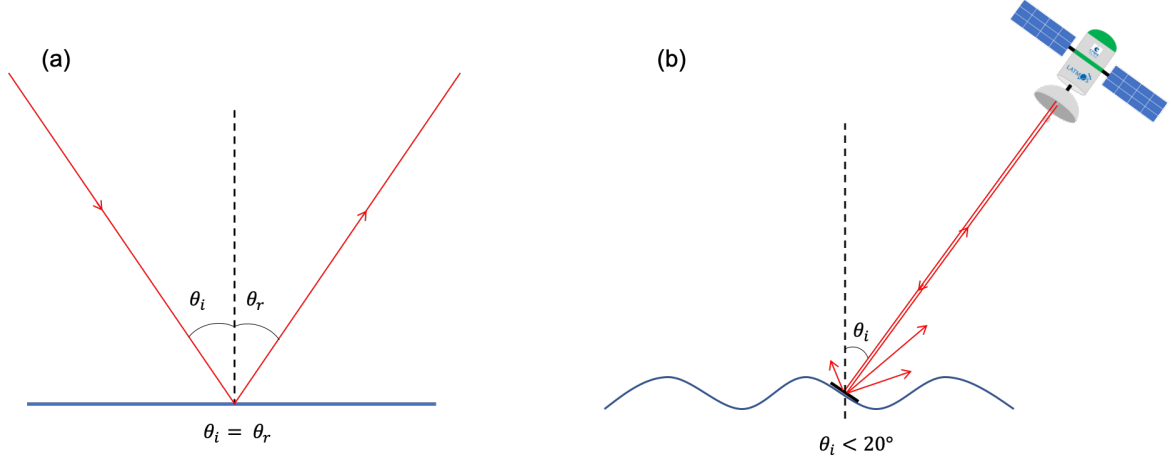


FIGURE 2.3 – Schémas montrant la réflexion spéculaire pour une surface lisse (a) et quasi-spéculaire pour une surface océanique (b).

avec $\mathcal{R}$ le coefficient de Fresnel en incidence normale, θ l'angle d'incidence. La pdf² représente la fonction de densité de probabilité des pentes des facettes contenues dans la surface éclairée.

Dans le cas de la réflexion spéculaire et où la direction x est alignée avec la direction de visée, $\frac{\partial \eta}{\partial x} = \tan(\theta)$ et $\frac{\partial \eta}{\partial y} = 0$. σ_0 devient alors :

$$\sigma_0(\theta) = \frac{|\mathcal{R}|^2}{\cos^4(\theta)} \times \pi \times \text{pdf}(\tan(\theta), 0) \quad (2.6)$$

Lorsque la surface océanique est supposée gaussienne et isotrope, cette fonction peut s'exprimer en fonction de la moyenne quadratique des pentes de la surface notée mss³ (cf section 1.2.1).

$$\text{pdf}(\tan(\theta), 0) = \frac{1}{\pi \times \text{mss}} \times \exp\left(-\frac{\tan^2(\theta)}{\text{mss}}\right) \quad (2.7)$$

Ainsi, le coefficient de rétrodiffusion dépend au premier ordre de la pente quadratique moyenne :

$$\sigma_0(\theta) = \frac{|\mathcal{R}|^2}{\text{mss} \cos^4(\theta)} \times \exp\left(-\frac{\tan^2(\theta)}{\text{mss}}\right) \quad (2.8)$$

La moyenne quadratique des pentes est fortement dépendante des pentes des petites vagues (allant de quelques centimètres à quelques mètres). Ces vagues réagissent quasiment instantanément avec le vent. Dans les conditions quasi-spéculaires, σ_0 est donc fortement dépendant du vent. De plus, plus le vent augmente, plus la probabilité de rencontrer des vagues perpendiculaires à la direction de visée diminue. Ainsi, plus la vitesse du vent augmente, plus le coefficient de rétrodiffusion diminue. Ce principe est utilisé en altimétrie pour la mesure du vent.

2.2.2 Diffusion de Bragg

Au delà de 20° d'incidence, la réflexion spéculaire devient négligeable car les pentes des vagues sont généralement très inférieures à 20° . La réflexion est alors dominée par la diffusion de Bragg. La diffusion de Bragg est un phénomène de résonance constructive pour l'énergie diffusée par les vagues dont la longueur d'onde est égale à la moitié de la longueur d'onde radar projetée dans la direction de visée. Ainsi, pour une onde radar, habituellement de l'ordre du centimètre, ce sont les

2. Probability density function

3. Mean Square Slope

rugosités dont la longueur d'onde est centimétrique qui contribuent à ce processus. Les vagues de l'ordre du centimètre de longueur d'onde sont très dépendantes du vent. Plus le vent est fort, plus ces vaguelettes sont présentes sur la surface océanique. Ainsi, plus la vitesse du vent augmente, plus la densité spectrale de ces vaguelettes augmente ce qui conduit à une augmentation du coefficient de rétrodiffusion.

À noter que les vagues de Bragg ont un comportement anisotrope : la densité d'énergie varie selon l'angle entre la direction de visée et la direction du vent. La densité d'énergie est maximale dans les directions alignée et opposée à la direction du vent. Elle est minimale lorsque la direction de visée est perpendiculaire à la direction du vent. Ces vaguelettes sont en général portées par les grandes vagues sur la surface océanique ce qui fait varier leur angle d'incidence. Ce dernier est appelé angle d'incidence local θ' et diffère légèrement de l'angle d'incidence (cf figure 2.4).

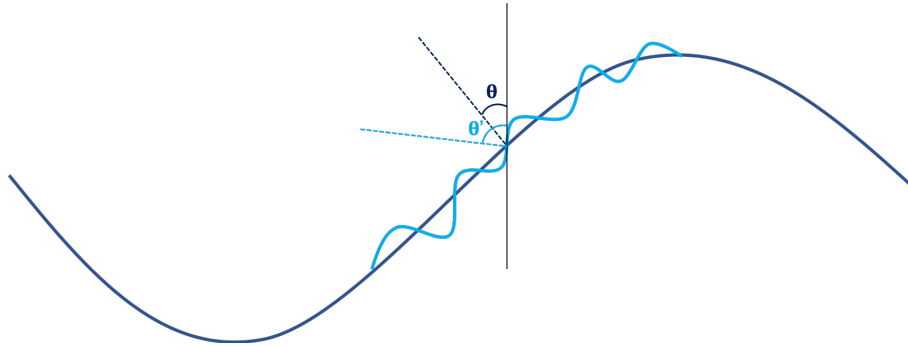


FIGURE 2.4 – Schéma montrant la variation de l'angle d'incidence induite par la superposition des petites vagues sur les grandes vagues.

Cet angle d'incidence local fait varier la puissance rétrodiffusée σ_0 qui est aussi fonction de la polarisation des ondes émises et transmises, ainsi que de la densité spectrale des vagues participant à la diffusion de Bragg $W(2k_{em} \sin(\theta'), 0)$ (Peake, 1959; Wright, 1968) :

$$\sigma_0(\theta)_{ij} = 4\pi k_{em}^4 \cos^4(\theta') \times |g_{ij}(\theta')|^2 \times W(2k_{em} \sin(\theta'), 0) \quad (2.9)$$

$g_{ij}(\theta')$ représente les coefficients du noyau de Bragg du premier ordre. Les indices $i j$ représentent la polarisation des ondes émise et rétrodiffusée, respectivement.

La figure 2.5 montre les mécanismes de rétrodiffusion prédominants en fonction de l'angle d'incidence. Cet angle d'incidence d'observation est donc un critère important selon le phénomène que l'on veut observer. Dans le cas de l'instrument KuROS, le signal est analysé sur une gamme d'incidence allant de 6° à 20°. Ainsi, on suppose que le processus de réflexion spéculaire est prédominant par rapport au processus de diffusion de Bragg sur cette gamme d'incidence (cf figure 2.5). La diffusion de Bragg est négligée dans la suite de cette étude. Et on verra par la suite que cette hypothèse intervient dans le modèle d'inversion du signal radar KuROS.

2.2.3 Dépendance de σ_0 avec le vent à faibles incidences

Les sections précédentes expliquent que la mesure de σ_0 est étroitement liée à la rugosité de surface et donc au vent dans le cas d'une surface océanique. Le comportement de σ_0 est différent en condition spéculaire et en conditions de diffusion de Bragg. En condition spéculaire (cf section 2.2.1), σ_0 diminue avec la vitesse de vent alors qu'en condition de diffusion de Bragg (cf section 2.2.2), σ_0 augmente avec la vitesse de vent.

La figure 2.6 illustre ce comportement : elle présente la variation de la section efficace de rétrodiffusion en fonction de l'angle d'incidence d'observation pour différentes vitesses de vent. Il s'agit de courbes obtenues à partir de mesures du radar de précipitations *Precipitation Radar – ou Radar de précipitations* (PR) de la mission *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Ce radar est dédié à l'observation de la pluie mais il est également sensible aux conditions de surface au-dessus

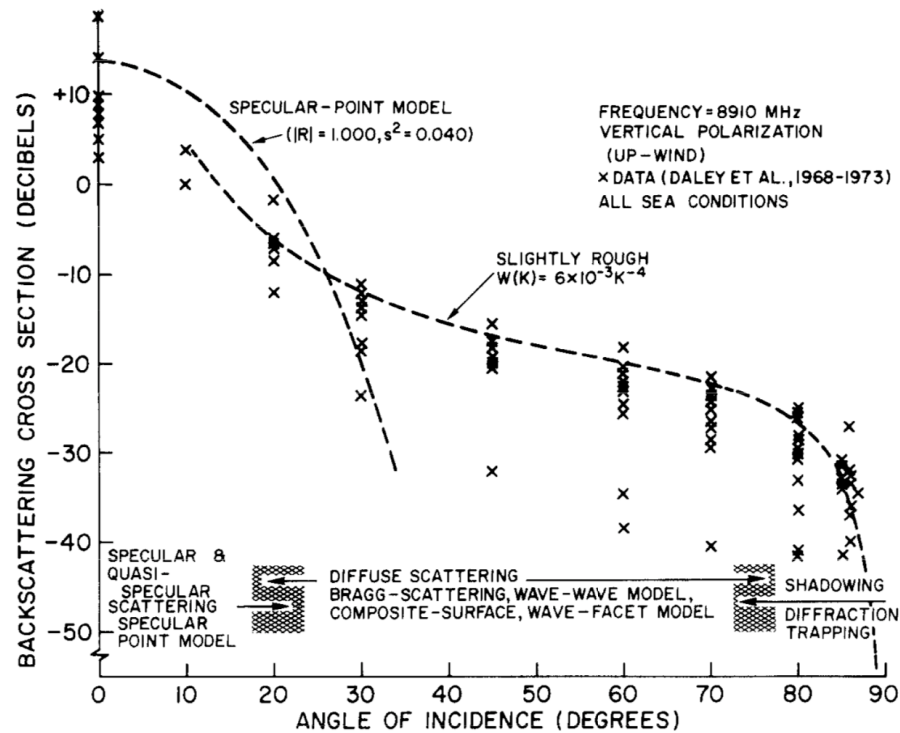


FIGURE 2.5 – Graphique indiquant les processus de rétrodiffusion d'une onde électromagnétique en fonction de l'angle d'incidence. Graphique issu de Valenzuela (1978).

de l'océan. On retrouve le comportement décrit dans la section 2.2.1, avec à faible incidence (jusqu'à environ 6° - 7°), .

Aux faibles angles d'incidence (de 0 à 6°), le processus de rétrodiffusion est majoritairement spéculaire. Une diminution de σ_0 lorsque la vitesse du vent augmente est observée. Aux incidences plus élevées, la diffusion de Bragg est dominante, σ_0 augmente lorsque la vitesse du vent augmente. Aussi, la pente de σ_0 en fonction de l'incidence est plus forte lorsque la vitesse du vent est plus élevée. L'étude de la pente de σ_0 permet donc d'obtenir des informations sur la vitesse du vent.

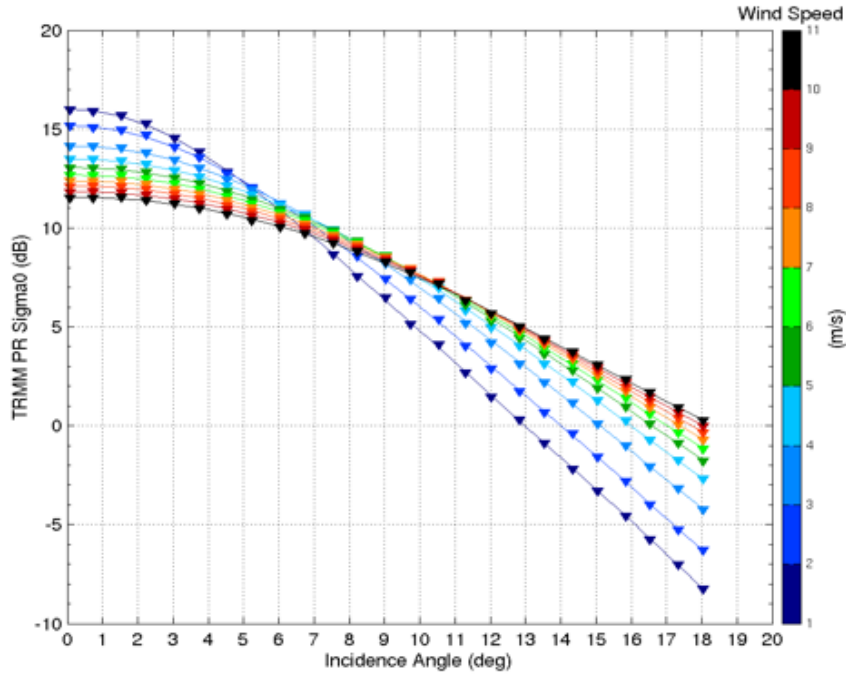


FIGURE 2.6 – Graphique indiquant la variation de σ_0 avec le vent en fonction de l'incidence. Données du radar PR du satellite TRMM analysées par B.Chapron et Ngan Tran (communication personnelle)

2.3 Les différents types de systèmes

Les systèmes radars émettent une onde en direction de la surface et reçoivent le signal rétro-diffusé par cette dernière. Ils est possible de calculer la distance R entre l'instrument et la surface en mesurant le temps t mis par l'onde pour faire le trajet aller-retour :

$$R = \frac{ct}{2} \quad (2.10)$$

Avec θ l'angle d'incidence et $c = 3.10^8$ m/s la vitesse de l'onde électromagnétique dans le vide. Dans le cas d'un radar à impulsion, sans compression d'impulsion, la résolution dans la direction de visée, notée Δx dépend de la durée de l'impulsion du signal et de l'ouverture de l'antenne. Elle est donnée par :

$$\Delta x = \frac{c\Delta\tau}{2\sin(\Delta\theta)} \quad (2.11)$$

Avec $\Delta\tau$ la durée de l'impulsion et $\Delta\theta$ l'ouverture de l'antenne en élévation. Pour obtenir la meilleure résolution possible, il faudrait une impulsion infiniment courte. Or, pour pouvoir recevoir l'énergie rétrodiffusée par la surface il faut envoyer une certaine quantité d'énergie. Ainsi, pour générer une impulsion infiniment courte, il faudrait envoyer une quantité d'énergie infiniment grande sur un temps infiniment court ce qui n'est pas possible.

Pour contourner ce problème, la plupart des systèmes radar utilisent des techniques de compression d'impulsion. Ces techniques permettent d'émettre une impulsion assez longue, afin de maximiser l'énergie émise, sans pour autant sacrifier la résolution qui serait obtenue par une impulsion plus courte de puissance équivalente. La technique la plus couramment utilisée est celle de la modulation en fréquence. Dans ce cas, la résolution dépend de la bande de fréquence modulant le signal :

$$\Delta x = \frac{c}{2B\sin(\theta)} \quad (2.12)$$

Avec B la bande de fréquence sur laquelle est modulé le signal ("chirp"). Plus la bande est large, meilleure sera la résolution.

Dans cette section, nous allons nous intéresser aux principaux types de radar qui sont utilisés pour la mesure des vagues.

2.3.1 L'altimétrie

Ce système embarqué sur satellite consiste à transmettre un signal sur une surface avec une visée verticale (au nadir). Cette géométrie est choisie en premier lieu afin d'estimer la topographie des océans en calculant la distance R entre le radar et la surface observée en mesurant le temps t mis par l'onde émise pour faire l'aller-retour comme dans l'équation 2.10. Des corrections sont ajoutées pour tenir compte d'éventuels retards provoqués par la traversée de l'atmosphère. Pour estimer la topographie des océans une haute résolution radar est recherchée (quelques centimètres), et la technologie retenue repose sur une émission modulées en fréquence ("*chirp*"). Le radar altimètre dédié à la mesure du niveau moyen des océans a été développé dans les années 1960. Le premier altimètre à observer la Terre depuis l'espace a été celui à bord de la station spatiale SKYLAB en 1973. Le premier altimètre à bord d'un satellite a été celui de la mission Geos-3 lancé en 1975. Il avait une précision de 20 cm (Stanley, 1979). Aujourd'hui, les altimètres fournissent des données de hauteur avec une précision de l'ordre de quelques centimètres (TOPEX/Poseidon (Fu et al., 1994), Jason-2 (OSTM/Jason-2 Products Handbook, 2011)).

L'étude du signal rétrodiffusé permet de mesurer non seulement l'élévation moyenne des océans, mais aussi l'état de mer (vagues et vent). En effet, comme l'illustre la figure 2.6 la pente du front montant de la forme d'onde altimétrique permet d'estimer la hauteur significative des vagues, tandis que le niveau du plateau est directement relié au σ_0 et donc à la vitesse du vent. Cela s'explique de la façon suivante. La surface éclairée par l'onde est d'abord un cercle appelé "*pulse limited footprint*". Elle devient ensuite un disque puis un anneau dont la surface est constante. La puissance renvoyée par la surface est plus faible à des angles d'incidence plus grands : la forme d'onde décroît avec le temps. Si la surface est plate, la puissance maximale est reçue plus rapidement au nadir. En présence de vagues, l'énergie augmente plus tôt sur l'échelle de temps, mais met plus de temps à atteindre son maximum du fait de la présence des vagues (cf figure 2.7). L'alti-

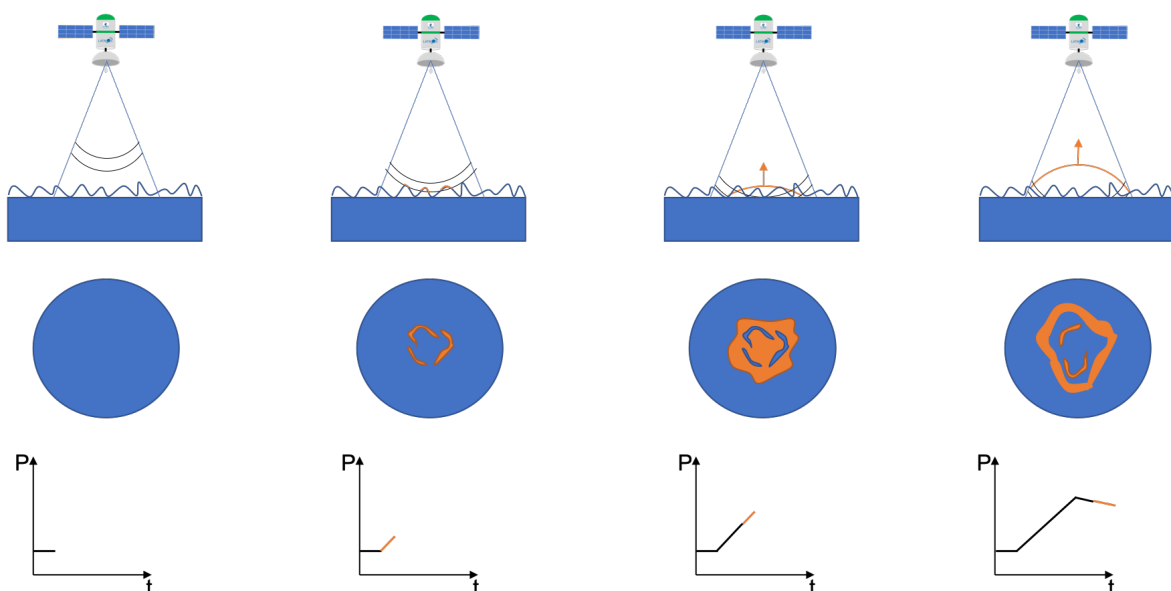


FIGURE 2.7 – Schéma montrant le principe de l'altimétrie. Le signal émis avant qu'il atteigne la surface est en bleu et le signal rétrodiffusé par les vagues est en orange. Les graphiques du bas indiquent la variation de la puissance reçue avec le temps.

mètre permet donc d'obtenir des informations sur la hauteur significative des vagues. Cependant, le signal étant émis dans la direction du nadir et étant intégré dans toutes les directions, il ne

donne donc pas accès aux informations concernant la longueur d'onde et la direction moyenne des vagues.

2.3.2 Le principe du SAR

Le SAR est ce que l'on appelle un radar imageur. Ces systèmes permettent d'obtenir des images de la section efficace de rétrodiffusion qui ont une fine résolution en élévation. Afin d'obtenir une fine résolution en azimut (notée Δy) il faudrait une antenne immense :

$$\Delta y = R \frac{\lambda_{em}}{L_A} \quad (2.13)$$

Avec L_A la taille de l'antenne.

Afin d'éviter d'avoir à fabriquer de gigantesques antennes, le principe de la synthèse d'ouverture est utilisé. La synthèse d'ouverture consiste à utiliser le décalage Doppler des signaux reçus alors que l'antenne avance sur l'orbite (Wiley, 1954). Pendant que le satellite avance sur sa trajectoire il va éclairer une cible au sol plusieurs fois. La distance R entre le satellite et la cible va être différente d'un signal reçu à l'autre. Ce phénomène va induire une modulation en fréquence qui sera utilisée pour augmenter la résolution dans la direction azimutale :

$$\Delta y \approx R \frac{\lambda_{em}}{2L_S} \approx \frac{L_A}{2} \quad (2.14)$$

Avec $L_S = R \frac{\lambda_{em}}{L_A}$, la longueur de l'antenne synthétique.

Les SAR permettent de fournir des images de la surface océanique dont la taille est en général entre 100 et 200 km. Les résolutions sont de l'ordre de 5 – 10 m en élévation et 20 – 30 m en azimut (Sentinel-1, Radarsat). Malgré le fait que ces images ne soient pas spécialement dédiées à l'observation des vagues, des spectres de vagues peuvent être calculés à partir des images. Ces spectres fournissent principalement des informations sur les vagues supérieures à 200 m de longueur d'onde. Certains SAR ont aussi un mode vague qui permet de faire des imagerie de 20 à 40 km de fauchée avec une résolution de l'ordre de 5 – 8 m en azimut et en élévation. Mais le transfert de données étant coûteux, ce mode ne peut être utilisé que localement.

Les images de la surface océanique obtenues par les SAR permettent d'observer les vagues grâce aux modulations de la section efficace de rétrodiffusion (voir la figure 2.8). L'angle d'incidence est en général choisi entre 20° et 50° ce qui correspond aux conditions où le mécanisme de rétrodiffusion sur l'océan est dominé par la diffusion de Bragg. Le signal est donc sensible aux vaguelettes générées par le vent, lesquelles sont portées par des vagues de plus grande amplitude. Les modulations de σ_0 sont dues à trois processus : la modulation des pentes des vagues (liée au processus de réflexion spéculaire des signaux radar), les modulations hydrodynamiques (dues aux vagues courtes portées par les grandes vagues (diffusion de Bragg)) et les modulations dues aux mouvements de la surface (liées aux vitesses orbitales). Ce dernier processus est appelé "*velocity bunching*". La fonction qui permet de passer du spectre de l'image SAR au spectre de vagues est appelée fonction de transfert. Elle doit prendre en compte ces trois phénomènes physiques. Les fonctions de transfert des modulations dues au tilt et aux modulations hydrodynamiques sont applicables pour les traitements des SAR et des RAR et sont assez bien comprises.

Lorsque les vagues se propagent perpendiculairement à la direction d'avancée du satellite, la modulation des pentes et les modulations hydrodynamiques ont un poids prépondérant dans la fonction de transfert. En revanche, seul le "*velocity bunching*" permet d'observer les vagues qui se déplacent dans la direction parallèle au déplacement du satellite. Le problème est que ce processus entraîne aussi un "*azimuth cut-off*" dans les images SAR (Alpers et al., 1981). En effet, la synthèse d'ouverture repose sur l'analyse de la mesure Doppler qui est affectée par les vitesses orbitales des vagues, ainsi que les vitesses des diffuseurs, plus généralement. Si la variance des

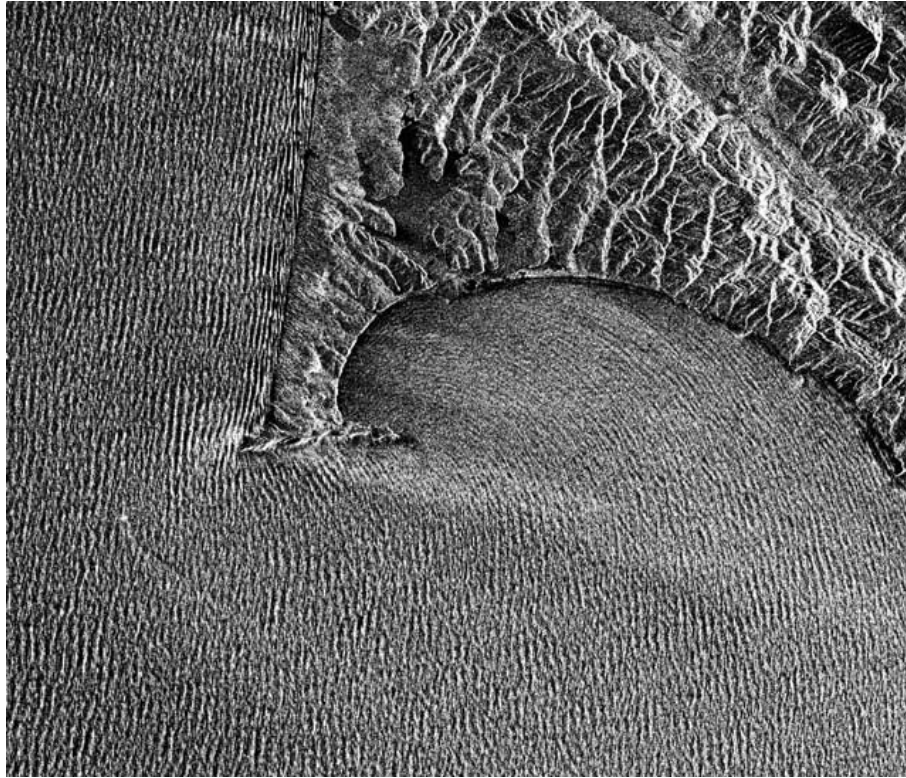


FIGURE 2.8 – Image Radarsat à Point Reyes en Californie (USA). Les vagues sont visibles grâce aux modulations du coefficient de rétrodiffusion.

vitesses des diffuseurs est trop importante, cela entraîne une dégradation de la résolution azimutale effective (Alpers and Rufenach, 1979). Ce phénomène est un processus qui devient rapidement non-linéaire en conditions de mer du vent, en présence de vagues courtes, car la variance des vitesses augmente et conduit donc à des difficultés lors de l'inversion de l'image. De nombreuses méthodes ont été développées pour inverser une image (Hasselmann and Hasselmann, 1991; Krogstad et al., 1994; Engen et al., 1994; Chapron et al., 2001). Le "*velocity bunching*" est donc une limite du SAR. Ce processus n'apparaît pas dans les signaux issus des RAR puisque la synthèse d'ouverture n'est pas utilisée. Ainsi, les RAR constituent un instrument complémentaire aux données SAR car ils permettent de s'affranchir du "*velocity bunching*" et de voir des vagues plus courtes que celles observées par les SAR.

2.3.3 Le principe RAR

Le RAR est un radar imageur, comme le SAR, mais il n'utilise pas le principe de synthèse d'ouverture en azimut. Ainsi, avec un tel système, on s'affranchit du "*velocity bunching*". Cependant, le signal étant intégré sur un intervalle de temps, l'impact du mouvement de la surface sur cet intervalle de temps est probablement contenu dans le signal. Ainsi, dans le cadre de l'observation de la surface océanique, la fonction de transfert pour un radar à ouverture réelle ne dépend que des modulations dues aux pentes des grandes vagues et aux modulations hydrodynamiques. En se plaçant à faible incidence (inférieure à 20°), on s'affranchit en théorie des modulations hydrodynamiques qui sont dues aux vaguelettes présentes sur les grandes vagues (diffusion de Bragg). La résolution en distance (i.e. en élévation) pour les RAR est la même que pour les SAR. Elle est exprimée dans l'équation 2.12.

Il est possible de mesurer des spectres de vagues avec un tel système. En effet, l'information en azimut s'obtient en faisant tourner l'antenne autour du nadir. L'utilisation de RAR pour l'étude des vagues est assez récente. Elle a été développée par Jackson et al. (1985a) avec l'instrument

aéroporté ROWS⁴. Depuis, plusieurs systèmes similaires ont été développés : RESSAC⁵ (Hauser and Caudal, 1996), STORM⁶ (Hauser et al., 2003), KuROS (Caudal et al., 2014). Il aura fallu attendre le 29 octobre 2018 pour qu'un tel système soit envoyé dans l'espace. La mission CFOSAT est le fruit d'une collaboration entre la France et la Chine. Elle compte à son bord deux instruments : SWIM dédié à la mesure des spectres de vagues et Scaterometer (SCAT) dédié à la mesure de la vitesse du vent à la surface des océans. Il s'agit de la première mission qui fournit des mesures colocalisées et simultanées des vagues et du vent. CFOSAT est à une altitude d'environ 520 km et a une orbite héliosynchrone¹.

2.3.3.1 Présentation de l'instrument SWIM

SWIM est le premier RAR spatialisé dédié à l'étude des vagues (Hauser et al., 2017). C'est un radar en bande Ku (13,5 GHz) composé d'une antenne avec six faisceaux à 0°, 2°, 4°, 6°, 8° et 10° d'incidence. Ces six cornets sont répartis sur un plateau tournant (Figure 2.9 - gauche) afin de faire des mesures dans toutes les directions pour pouvoir calculer les spectres de vagues. Les six cornets éclairent la surface de manière séquentielle. La taille de la tâche au sol de chaque faisceau est de l'ordre de 18 km de diamètre (Figure 2.9 en haut à droite). La position des cornets d'émission sur le plateau de l'instrument fait que la succession des faisceaux n'est pas continue en azimut. Ainsi, les spectres de vagues sont calculés en intégrant le signal par boîte de 70 km par 90 km (Figure 2.9 en bas à droite).

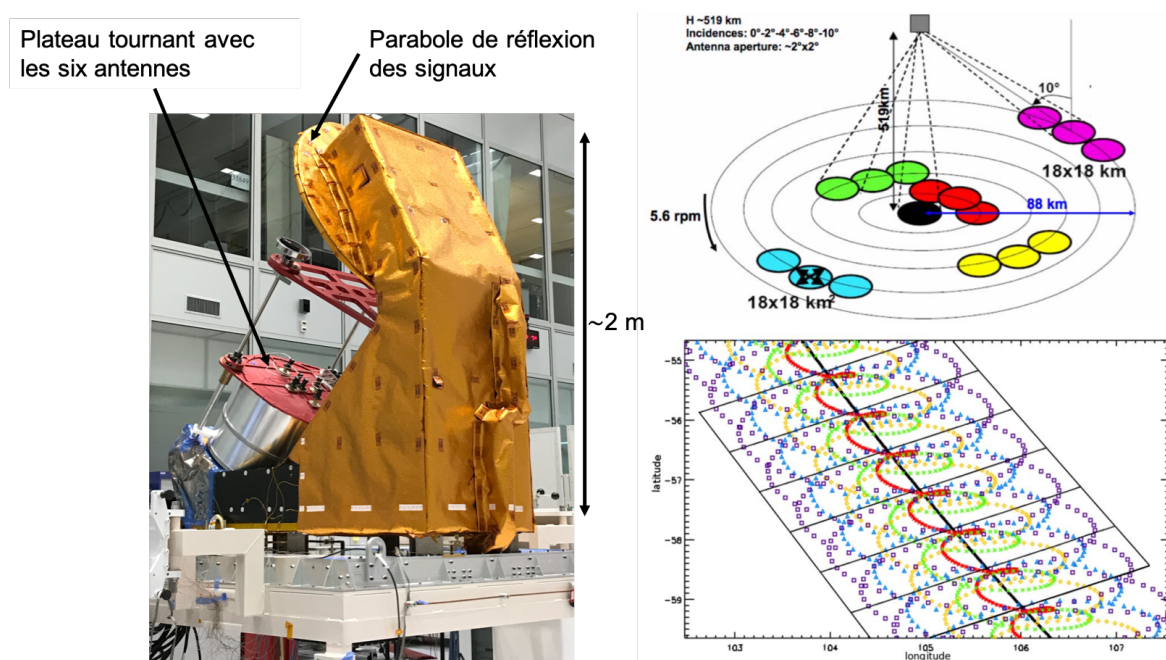


FIGURE 2.9 – À gauche : Photo de l'instrument SWIM en salle d'intégration à Thales Alenia and Space (Toulouse) le 10 mai 2017. En haut à droite : Schéma des empreintes au sol des six faisceaux sur trois séquences successives. En bas à droite : Échantillonnage au sol en fonction de la longitude et de la latitude. Les deux figures de droite sont tirées de Hauser et al. (2017).

2.3.3.2 Le radar KuROS

Afin de préparer la mission CFOSAT, le Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS) a développé le radar KuROS avec l'aide du Centre National d'Études Spatiales

4. Radar Ocean Wave Spectrometer

5. Radar pour l'Étude du Spectre de Surface par Analyse Circulaire

6. Système de Télédétection pour l'Observation par Radar de la Mer

1. Héliosynchrone signifie que le satellite passe au-dessus d'un même point toujours à la même heure solaire.

(CNES). C'est un radar à ouverture réelle aéroporté dédié à la mesure du vent et des vagues (Caudal et al., 2014). Il a été conçu de manière à ce que sa géométrie de mesure soit aussi proche que possible de celle du satellite CFOSAT compte tenu de la différence de géométrie entre l'aéroporté et le satellitaire. Le principe de mesure des spectres directionnels de vagues est le même que celui de l'instrument SWIM. Le radar KuROS effectue ses mesures à bord de l'avion ATR42 opéré par le Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement (SAFIRE) (figure 2.10a). Les mesures par KuROS sont possibles entre 500 et 3000 mètres d'altitude et la vitesse de l'avion est comprise entre 90 et 120 m/s. Les principales caractéristiques du radar sont résumées dans la table 1 du chapitre 3. Il s'agit d'un radar en bande Ku, avec une fréquence d'émission de 13.5 GHz. KuROS est composé de deux antennes :

- Une antenne à faible incidence (autour de 14°), appelée LI, dédiée à la mesure des spectres de vagues.
- Une antenne à moyenne incidence (autour de 40°), appelée MI, dédiée à la mesure du vent.

Ces deux antennes tournent autour de l'axe vertical afin d'obtenir des mesures dans toutes les directions. La vitesse de rotation peut varier entre 2.4 et 4.6 rotations par minute (rpm). Dans cette étude, seules les données de l'antenne à faible incidence ont été utilisées.

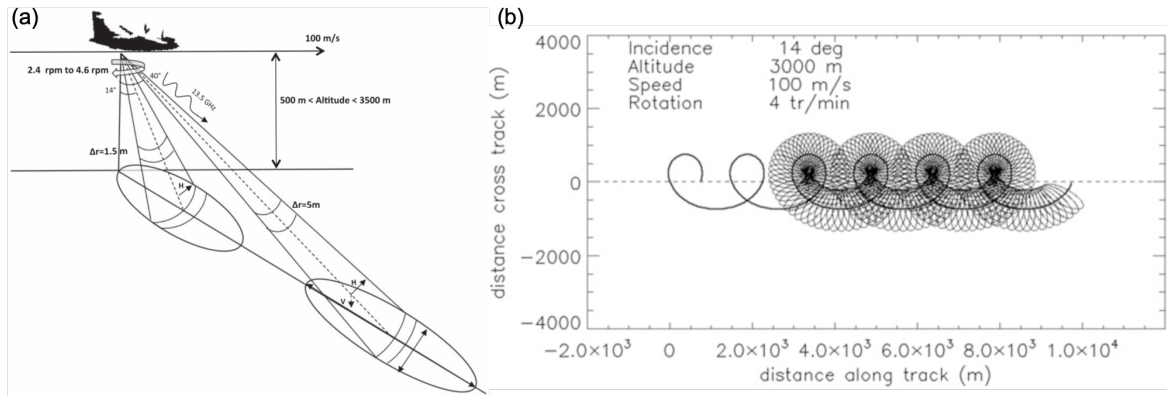


FIGURE 2.10 – (a) Schéma du radar KuROS. (b) Empreintes de la tâche au sol de l'antenne LI toutes les 300 ms le long de la trajectoire de l'avion pour une rotation de l'antenne de 4.6 rotations par minute. Ces figures sont issues de Caudal et al. (2014).

L'onde émise par l'antenne à faible incidence de l'instrument KuROS est une onde électromagnétique modulée en fréquence sur une bande de 100 MHz, allant de 25 à 125 MHz. Cela correspond à une résolution radiale de 1.5 m. Les signaux radar sont obtenus au rythme de la *Pulse Repetition Frequency – ou Fréquence de répétition des impulsions (PRF)*⁷ puis intégrés à bord toutes les 1 ms. Ces signaux correspondent à la puissance reçue en fonction de la distance radiale. Un traitement au sol est appliqué pour obtenir des signaux intégrés toutes les 33 ms. Cela représente une mesure tous les 0.48° lorsque l'antenne tourne à 2.4 rpm. Les formes d'onde obtenues toutes les 33 ms sont ensuite rassemblées par fichiers de 30 s : i.e. un fichier de 30 s contient 909 formes d'onde obtenues toutes les 33 ms. Cette durée a été choisie car elle permet à l'antenne de faire plus d'un tour, et donc de balayer tous les azimuts, lorsque sa vitesse de rotation est de 2.4 rpm.

La puissance reçue est convertie en coefficient de rétrodiffusion, grâce à l'équation radar (cf section 2.1.2.2), en prenant en compte les gains et les pertes liés aux antennes, ainsi que les dépointages de l'antenne dus aux mouvements de l'avion. La résolution radiométrique K_P s'exprime comme :

$$K_P = \frac{\left(1 + \frac{1}{\text{SNR}}\right)}{\sqrt{N_{\text{int}}}} \quad (2.15)$$

7. Correspond au nombre d'impulsions envoyées par seconde

Avec SNR le rapport signal à bruit et N_{int} le nombre d'échantillons indépendants. L'erreur $\delta\sigma_0$ sur l'estimation du coefficient de rétrodiffusion est reliée à la résolution radiométrique comme :

$$\delta\sigma_0 = 10\log(1 + K_P) \quad (2.16)$$

L'erreur induite sur le coefficient de rétrodiffusion mesuré par KuROS est de 0.16 dB pour un SNR de 11 dB au milieu de la tâche au sol radar.

Les spectre de vagues ne peuvent être calculés qu'avec l'antenne à faible incidence (LI). Lors de l'acquisition des mesures, l'utilisation des antennes varie selon le choix de l'opérateur. Lorsque seule l'antenne LI est utilisée cela signifie qu'un spectre de vagues est acquis toutes les 30 s, soit tous les 3 km. Parfois, les deux antennes sont utilisées en alternance toutes les 30 s. Un spectre de vagues est alors obtenu toutes les minutes, soit tous les 6 km.

Conclusions

Ce chapitre a permis de présenter le principe radar et les processus qui entrent en jeu lors de la réflexion d'une onde électromagnétique par une surface. Nous avons vu que sur la surface océanique, à faibles incidences (jusqu'à 20°) la réflexion quasi-spéculaire est dominante et la section efficace radar est directement liée à la probabilité des pentes des vagues dans la direction spéculaire. Au-delà, le mécanisme de Bragg prédomine et la présence des vagues dont la longueur d'onde est proche de la demi longueur d'onde de l'onde radar régit le comportement du coefficient de rétrodiffusion.

Les différents types de systèmes radars dédiés à l'observation des océans ont été présentés dans la deuxième partie de ce chapitre. Les radars altimètres permettent de mesurer la hauteur significative des vagues et le module du vent de surface. En revanche, les altimètres ne permettent pas d'obtenir des informations sur la longueur d'onde et la direction des vagues. Les SAR sont des radars imageurs qui fournissent des images de la surface. Les images obtenues au-dessus des océans peuvent être inversées afin de calculer les spectres de vagues. Cependant, cette inversion est rendue compliquée à cause des modulations liées au "*velocity bunching*" qui deviennent non-linéaires lorsque la vitesse du vent est trop importante. Dans ces conditions, ce phénomène entraîne un brouillage des images.

La France et la Chine ont décidé de s'allier pour lancer la mission CFOSAT avec à son bord l'instrument SWIM. Il s'agit du premier instrument spatialisé utilisant le principe RAR. Ce principe est complémentaire aux deux précédents systèmes puisqu'il permet de mesurer les spectres de vagues allant de 70 à 500 m de longueur d'onde à l'échelle globale. N'utilisant pas le Doppler, cela permet de s'affranchir des modulations liées au "*velocity bunching*". Néanmoins, le principe de mesure des spectres de vagues avec un RAR est tout de même soumis à certaines hypothèses que nous analysons en détail dans la suite de ce manuscrit. Afin de préparer la mission CFOSAT, le radar KuROS a été développé et mis en œuvre au cours de deux campagnes sous des conditions météorologiques différentes. Le principe d'inversion du signal, les situations d'observations ainsi que la qualité des données sont détaillés dans le chapitre 3.

Chapitre 3

Analyse des données KuROS

*« Dans la vie, rien n'est à craindre,
tout est à comprendre »*

Marie Curie

Sommaire

3.1 Principe de mesure des spectres de vagues à partir du système RAR	39
3.2 Spectres directionnels de vagues à l'échelle régionale mesurés avec le radar aé- roporté KuROS : comparaisons avec des modèles	43
3.3 Résultats complémentaires : Comparaison des observations KuROS avec les don- nées de la bouée Lion	72

Introduction

Comme expliqué dans le chapitre 2, le radar KuROS est un radar à ouverture réelle et mesure des signaux qui permettent de calculer des spectres de vagues. Ces spectres de vagues fournissent des informations détaillées sur l'état de mer (hauteur significative, longueur d'onde, direction). Il est aussi possible d'étudier la forme des spectres de vagues en calculant des paramètres d'étalement en fréquence et en direction (cf chapitre 1). L'étude des spectres de vagues mesurés par KuROS permet d'étudier les variations spatiales du champ de vagues à l'échelle régionale ainsi que de mieux caractériser les performances et les limites du système radar aéroporté. Le radar KuROS a été utilisé lors de campagnes de qualification technologique afin de calibrer et de valider le fonctionnement du radar. Il a ensuite été utilisé lors de campagnes scientifiques : une campagne en mer Méditerranée en 2013, trois campagnes en mer d'Iroise en 2015, 2017 et 2018. Pour cette étude, les données de la campagne de 2013 et de 2015 ont été exploitées. Ces deux campagnes ont été choisies car elles sont caractéristiques de situations météorologiques différentes. L'analyse des données KuROS acquises lors de ces deux campagnes fait l'objet d'une publication qui a été publié dans *Ocean Dynamics* en mai 2019 (Le Merle et al., 2019). Cette dernière est reportée dans la section 3.2.

Dans cette introduction nous rappelons le contexte des campagnes de manière un peu plus détaillée que dans la section 3 de l'article. Les données de KuROS ont été acquises lors de deux campagnes de mesure dans des conditions météorologiques variées afin d'avoir des observations dans différentes situations. La première campagne a eu lieu en février-mars 2013 pendant une [Special Observation Period – ou Période spéciale d'observations \(SOP\)](#) du programme HyMeX dans le Golfe du Lion en mer Méditerranée. HyMeX est un programme international qui a pour but de mieux comprendre le cycle de l'eau dans le bassin méditerranéen. Cette région est soumise à des événements météorologiques extrêmes dont la variabilité a lieu à plusieurs échelles, ce qui rend les territoires du littoral plus vulnérables (Drobinski et al., 2014). Au cours de cette campagne, deux conditions météorologiques typiques ont été rencontrées. Des situations de fetch limité, caractérisées par des vents modérés à violents venant de la côte et soufflant vers le large : le Mistral (vent orienté Nord/Sud) et la Tramontane (vent orienté Nord-Ouest/Sud-Est). Leur présence est liée à un anticyclone s'étendant de l'Espagne au Sud-Ouest de la France accompagné d'un système dépressionnaire dans le Golfe de Gênes. Ces conditions sont intéressantes à étudier car elles permettent d'observer l'évolution des vagues avec le fetch¹. La deuxième situation concerne des cas de Levant, un vent venant de l'Est qui souffle sur les Alpes et le long du littoral. Ce vent est lié à la présence d'une dépression sur le Golfe de Gascogne et d'un anticyclone sur l'Europe de l'Est. Pendant les conditions de Levant, la vitesse du vent pouvait atteindre entre 20 et 25 m/s. Les cartes de vitesse et direction du vent sont indiquées en annexe B, au moment des vols KuROS, avec les trajectoires de l'avion. Les états de mer observés sont de fortes mers de vent bien développées avec des hauteurs significatives importantes de l'ordre de 6–7 mètres pour des vagues de l'ordre de 100 à 150 mètres de longueur d'onde. La figure 4 de l'article représente deux cartes de vent qui illustrent ces deux situations. L'étoile sur ces cartes représente la position de la bouée Lion qui était installée durant toute la campagne. Les données KuROS ont été comparées aux données de cette bouée. Les résultats sont présentés à la section 3.3 de ce chapitre.

La campagne de 2015 a été menée en mer d'Iroise au large de Brest. La mer d'Iroise est l'une des plus dangereuse en Europe pour la navigation à cause de sa bathymétrie très complexe et des courants de marée intenses pouvant atteindre jusqu'à 4 m/s localement. Afin de mieux caractériser les interactions vagues/courants et les conditions de formation des tempêtes, le SHOM a organisé l'expérience [Prévision Océanique, Turbidité, Écoulement, Vagues et Sédimentologie \(PROTEVS\)](#) en octobre 2015. Cette campagne a combiné des mesures in situ avec des bouées, des mesures par radar hautes fréquences (HF) et des observations par radar aéroporté. Cinq vols ont été menés avec KuROS entre le 23 et le 28 octobre 2015. Au cours de ces vols, le vent était faible à modéré avec des vitesses allant de 3 à 12 m/s selon le modèle ECMWF. Selon WW3, les conditions étaient rela-

1. Le fetch est la distance sur laquelle le vent a soufflé de manière continue et uniforme.

tivement stables pendant la campagne avec des systèmes de longues houles (entre 200 et 300 m de longueur d'onde) venant de l'Ouest. Ces systèmes de houle étaient parfois accompagnés d'un vent local faible venant du Nord le 24 octobre 2015 et venant du Sud les 26 et 28 octobre 2015. La présence de houle et du vent entraîne la formation de systèmes appelés "mers croisées".

Comme expliqué dans la section 2.3.3.2, les spectres de vagues sont acquis tous les 3 km ou 6 km selon le choix de l'opération des antennes. Les vols durent en général 4 heures. Les trajectoires de deux vols KuROS lors de la campagne HyMeX sont montrés dans les figures 6 et 7 de l'article. Les trajectoires de la campagne PROTEVS sont montrées figure 8 de l'article. Chaque trajectoire est continue dans le temps, mais, lors de la campagne HyMeX, il se peut que certaines trajectoires soient séparées d'une heure car des mesures de turbulences atmosphériques devaient aussi être effectuées.

Afin de vérifier si les résultats de KuROS étaient cohérents, les données KuROS ont été comparées à des données issues de modèles de vagues. Le principe de cette étude a aussi été d'analyser l'apport des données KuROS par rapport aux données des modèles surtout pour les paramètres d'étalements. Deux modèles différents ont été utilisés : le modèle MFWAM, présenté en section 1.5.2.1, pour la campagne HyMeX et le modèle WW3 (cf section 1.5.2.2) pour la campagne Iroise. Même si des comparaisons qualitatives des spectres directionnels de vagues entre le radar et les modèles sont reportées dans l'article, une comparaison de tous les spectres de vagues un à un serait laborieuse. Nous avons donc choisi de calculer les paramètres spectraux tels que la hauteur significative, la fréquence pic, la direction moyenne et les étalements en fréquence et en direction à partir des spectres de vagues mesurés par KuROS. Ces paramètres spectraux ont ensuite été comparés aux mêmes paramètres issus des spectres de vagues des modèles. Les modèles de vagues sont des outils permettant de prédire l'état de mer et de fournir des spectres de vagues. Cependant, ils ne peuvent pas être considérés comme la référence parfaite car, comme expliqué au chapitre 1, la représentation de certains processus physiques est approximée, le plus souvent pour des raisons de temps de calculs. Ainsi, leurs données ont été comparées à des données obtenues à partir des bouées mouillées lors des campagnes.

La section qui suit présente le principe d'inversion des spectres de vagues à partir du signal mesuré par KuROS, ainsi que les hypothèses faites pour rendre cette inversion possible. La deuxième section présente les résultats des comparaisons KuROS/modèle lors des deux campagnes de mesure. Il s'agit d'une copie de l'article publié en 2019 (Le Merle et al., 2019). Une section supplémentaire a aussi été rajoutée à ce chapitre (section 3.3) avec des comparaisons des paramètres spectraux entre les données KuROS et les données de la bouée Lion lors de la campagne HyMeX.

3.1 Principe de mesure des spectres de vagues à partir du système RAR

Le principe de mesure est basé sur l'analyse des fluctuations relatives de σ en fonction de l'incidence. Il a été proposé par Jackson et al. (1985a) et utilisé par Jackson et al. (1985b) et Hauser et al. (1992) pour le traitement de données de radar à ouverture réelle aéroporté. Le principe d'inversion du signal radar est rappelé succinctement dans l'article. Il nous est apparu pertinent de le détailler de nouveau ci-après.

Le principe s'appuie sur le fait qu'à faibles incidences (inférieures à 20°), le signal radar est principalement réfléchi par le phénomène de réflexion spéculaire (section 2.2.1). À l'échelle de l'empreinte radar au sol et à ces incidences, le signal est supposé peu sensible à la diffusion de Bragg (cf section 2.2.2) donc, peu sensible au vent (Freilich and Vanhoff, 2003). Cette faible sensibilité à la diffusion de Bragg, liée aux vagues courtes, nous permet donc de faire l'hypothèse que les modulations du signal dues aux longues vagues ne sont pas affectées par la modulation hydrodynamique. On suppose donc que les fluctuations du coefficient de rétrodiffusion ne dépendent que de la pente locale, cette dernière étant modulée par les longues vagues dans la direction de visée

du radar. Ainsi, on peut exprimer les fluctuations de la section efficace radar au sein de la tache au sol ($\delta\sigma$) comme l'écart entre le signal moyen mesuré par le radar (σ) et le signal moyen que l'on mesurerait au-dessus de cette même surface, en l'absence de longues vagues ($\bar{\sigma}$) :

$$\delta\sigma(x, y) = \sigma(x, y) - \bar{\sigma}(x, y) \quad (3.1)$$

(x, y) décrivent les directions en élévation et en azimut, respectivement. Les modulations relatives s'expriment comme :

$$\frac{\delta\sigma}{\sigma} = \frac{\delta\sigma_0}{\sigma_0} + \frac{\delta A}{A} \quad (3.2)$$

Avec A la surface sur laquelle sont intégrées les sections efficaces de rétrodiffusion. Cette surface correspond à une porte radar dont la largeur en distance radiale, Δx , est égale à :

$$\Delta x = \frac{c}{2B \sin(\theta)} \quad (3.3)$$

La variation relative de la surface avec les vagues s'exprime comme :

$$\delta A = \frac{\partial A}{\partial \theta} \delta \theta \quad (3.4)$$

En faisant l'hypothèse que les pentes des grandes vagues sont faibles (inférieures à quelques pour-cents), les variations de l'angle d'incidence sont égales à la valeur des pentes locales dans la direction de visée de l'instrument :

$$\delta \theta = \theta - \theta' = -\frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (3.5)$$

De plus, l'élément de surface peut s'exprimer en fonction de l'incidence et de la pente locale des vagues au premier ordre :

$$\frac{\partial A}{A} = (\cot \theta) \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (3.6)$$

La variation de l'élément de surface est reliée linéairement aux pentes des vagues si les pentes des vagues sont inférieures à 3%. Cette valeur a été communiquée après une étude de sensibilité par des tests numériques effectuée par [Collecte Localisation Satellites \(CLS\)](#). Les tests ont montré que cette formulation (cf équation 3.6) au premier ordre entraînait une erreur de moins de 1% sur l'estimation du terme $\frac{\partial A}{A}$ si la pente des vagues était en moyenne inférieure à 3%. Les fluctuations relatives de σ_0 sont aussi reliées à la pente locale des vagues comme :

$$\frac{\delta\sigma_0}{\sigma_0} = -\frac{\partial \ln \sigma_0}{\partial \theta} \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (3.7)$$

Ainsi, en combinant les équations 3.2, 3.6 et 3.7, on obtient, au premier ordre, une expression linéaire entre les modulations relatives de σ et la pente locale des grandes vagues :

$$\frac{\delta\sigma}{\sigma} = \left(\cot \theta - \frac{\partial \ln \sigma_0}{\partial \theta} \right) \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (3.8)$$

En réalité, les fluctuations relatives de σ vues par le radar sont moyennées en azimut et pondérées par le gain :

$$m(x, \phi) = \frac{\int G^2(\varphi) \frac{\delta\sigma}{\sigma} d\varphi}{\int G^2(\varphi) d\varphi} \quad (3.9)$$

avec $G(\varphi)$ le gain d'antenne en azimut et $m(x, \phi)$ les modulations relatives intégrées en azimut dans chaque porte radar, pour chaque direction de visée ϕ . Dans la pratique, la limite de la tâche

au sol est considérée par l'ouverture à 3 dB. Cette ouverture s'associe aux angles d'ouverture, en élévation et en azimut, du lobe d'antenne à 3 dB projetés au sol.

Une fois intégrées dans la direction azimutale, les modulations relatives de σ sont supposées entièrement dues aux pentes dans la direction parallèle à la direction de visée du radar. En effet, en considérant que la tache radar projetée au sol est très grande devant la taille des vagues, on peut supposer que, sur une porte radar, les pentes dans la direction azimutale sont en moyenne nulles (Nouguier et al., 2018).

Toutes ces hypothèses permettent de relier linéairement le spectre des modulations $P_m(k, \phi)$ au spectre de pente des vagues :

$$S(k, \phi) = \frac{L_y}{\sqrt{2\pi} \left(\cot \theta - \frac{\partial \ln \sigma_0}{\partial \theta} \right)^2} P_m(k, \phi) \quad (3.10)$$

L_y est un paramètre de correction géométrique relié à la dimension azimutale de la tâche au sol L_y^* comme : $L_y^* = 2\sqrt{2\ln 2}L_y$.

Cette partie permet de faire le point sur la méthode de calcul des spectres de vagues avec le signal radar et met en lumière les approximations qui sont faites. En effet, l'équation 3.10 n'est valable que si :

- les fluctuations de σ_0 à l'échelle de la tâche au sol du radar sont dues aux pentes des grandes vagues (les modulations hydrodynamiques sont négligées),
- les pentes des vagues sont inférieures à 3%,
- le gain est supposé avoir la forme d'une gaussienne,
- la dimension de la tâche au sol radar est grande comparée à la dimension des vagues.

Ces hypothèses s'appliquent pour chaque direction de visée. La géométrie d'observation limite aussi la résolution angulaire. Elle dépend de trois caractéristiques : la dimension de l'empreinte radar en azimut, la courbure du front d'onde d'onde électromagnétique et la zone balayée par l'antenne pendant le temps d'intégration. En faisant l'hypothèse que le gain est supposé avoir la forme d'une gaussienne, la résolution angulaire s'exprime comme (Jackson et al., 1985b) :

$$\delta\phi = \sqrt{(\delta\phi_{\text{stat}})^2 + (\delta\phi_{\text{rot}})^2} \quad (3.11)$$

Avec $\delta\phi_{\text{stat}}$ la résolution angulaire d'une antenne stationnaire en supposant toujours que la forme du gain est gaussienne (Jackson et al., 1985a) :

$$\delta\phi_{\text{stat}} = 2\sqrt{2\ln 2} \times \sqrt{\left(\frac{\lambda}{2\pi L_y} \right)^2 + \left(\frac{L_y \cot \theta}{2H^2} \right)^2} \quad (3.12)$$

Avec H l'altitude de l'avion, et λ la longueur d'onde de la vague.

$\delta\phi_{\text{rot}}$ dans l'équation 3.11 est l'angle balayé pendant le temps d'intégration :

$$\delta\phi_{\text{rot}} = \frac{2\pi \times \text{ant}_{\text{speed}} \times T_{\text{int}}}{60} \quad (3.13)$$

Avec $\text{ant}_{\text{speed}}$ la vitesse de rotation de l'antenne et T_{int} le temps d'intégration du signal.

La figure 3.1 montre la variation de la résolution angulaire, en fonction de la longueur d'onde des vagues, dans le cas de KuROS à 3000 m et à 2000 m d'altitude. La résolution angulaire correspondant à l'instrument SWIM, à bord de la mission CFOSAT, a aussi été ajoutée. Cela permet d'illustrer la différence de comportement de la résolution angulaire en configuration spatiale et en configuration aéroportée.

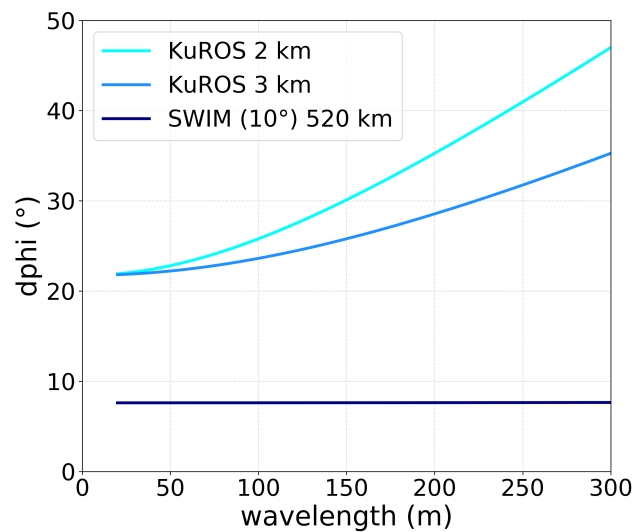


FIGURE 3.1 – Variation de la résolution angulaire à 10° dans le cas de KuROS pour des altitudes à 3000 et 2000 m et dans le cas de SWIM en fonction de la longueur d'onde des vagues.

Pour des vagues de longueurs d'onde de l'ordre de 200 m, la résolution angulaire est de l'ordre de 35° pour KuROS à 2000 m d'altitude et de 28° pour KuROS à 3000 m d'altitude. En augmentant l'altitude de vol de l'instrument, la résolution angulaire est meilleure. Cet effet est plus visible pour les vagues de grande longueur d'onde. La résolution angulaire dépend aussi de la longueur d'onde des vagues : elle varie de près de 50% pour des vagues allant de 30 m à 300 m de longueur d'onde lorsque le radar vole à 2000 m d'altitude. Ainsi, dans la configuration de KuROS, la résolution angulaire dépend à la fois de l'altitude de vol et de la longueur d'onde des vagues : les deux termes de l'équation 3.12 ont une influence. En revanche, la contribution du terme $\delta\phi_{\text{rot}}$ dans l'équation 3.11 est négligeable dans le cas de KuROS (inférieure à 1°).

Dans le cas SWIM qui vole à 520 km d'altitude, la résolution angulaire est de l'ordre de 8° et ne varie pas pour les vagues dont la longueur d'onde est comprise entre 20 m et 300 m. Pour un système aéroporté, la résolution angulaire varie en fonction de la longueur d'onde des vagues alors qu'elle est stable pour un système satellitaire.

Un exemple de signal KuROS en fonction de l'incidence est montré en figure 3a de l'article ci-après. L'inversion du signal pour obtenir les spectres de vagues KuROS repose sur les étapes suivantes :

- Extraction des fluctuations
- Rééchantillonnage sur une grille régulière dont le pas de discrétisation est de 5 m (5 m correspond à la taille moyenne d'une porte radar projetée au sol)
- zero-padding + filtrage des fluctuations par une fenêtre de Hanning
- Transformée de Fourier des fluctuations + Cross spectre
- Calcul des spectres de hauteurs par la fonction de transfert
- Moyenne des formes d'onde tous les 6° pour le calcul des spectres de hauteurs directionnels moyens

Les étapes les plus importantes sont détaillées ci après.

La première étape consiste à extraire les modulations du signal par rapport à une tendance moyenne. Cette tendance moyenne peut être interprétée comme le signal qui serait rétrodiffusé par la surface en l'absence de longues vagues. Pour estimer cette tendance moyenne, un ajustement en polynôme d'ordre deux est réalisé sur les données de σ_0 en fonction de l'incidence θ .

Ainsi, en soustrayant le polynôme d'ordre deux au signal, il ne reste que les modulations hautes fréquences dues aux longues vagues (cf figure 3b de l'article).

Après le rééchantillonnage sur une grille horizontale régulière et le filtrage des modulations pour limiter les effets de bord, l'étape qui suit consiste à calculer les spectres des modulations en utilisant la transformée de Fourier (notée FT) des modulations (Caudal et al., 2014) :

$$P_m(k, \varphi) = \text{FT} [m(x, \varphi)] \times \text{FT}^* [m(x, \varphi)] \quad (3.14)$$

avec (*) qui représente le complexe conjugué.

La mesure radar est entachée d'un bruit à la fois instrumental et géophysique appelé "*speckle*" ou chatoiement. Il est dû à des interférences constructives de l'énergie renvoyée par les réflecteurs vus par le radar. Il dépend notamment de la résolution du radar et du nombre d'échos moyennés pendant le temps d'intégration et de l'état de surface. Ce bruit entraîne des fluctuations supplémentaires de σ_0 ajoutant de l'énergie à tous les nombres d'onde dans le domaine spectral. Engen and Johnsen (1995) ont développé la méthode dite des cross spectres pour éliminer ce phénomène dans le contexte d'inversion d'images SAR. Elle consiste à estimer un spectre de modulations radar en corrélant deux spectres de fluctuations séparés par un intervalle de temps δt . Cette approche est aussi utilisée pour le traitement des données KuROS : le spectre des modulations est donc calculé en utilisant deux profils de fluctuations séparés par un intervalle de temps δt . Cet intervalle de temps doit être assez grand de manière à ce que le bruit de "*speckle*" soit décorrélié d'un profil de fluctuations à l'autre, mais assez petit pour que la surface éclairée par le radar à l'instant t et celle éclairée à l'instant $t + \delta t$ ne soit pas trop différente et qu'il reste une corrélation liée aux vagues que l'on veut estimer. Les données KuROS brutes sont une première fois intégrées sur 1 milliseconde à bord de l'avion. Cette intégration permet de diminuer une première fois le bruit de "*speckle*". Ensuite, les données sont intégrées de façon cohérente une nouvelle fois sur 33 ms lors du traitement au sol. L'intervalle de temps δt pour appliquer la méthode des cross spectres est choisi comme étant égal à deux fois le temps de post intégration : soit 66 ms (Caudal et al., 2014). Cela permet de bien décorréler le bruit de "*speckle*" d'un profil à l'autre. Le déplacement de l'antenne pendant ce laps de temps est de 0.96° pour une vitesse de rotation de l'antenne de 2.4 rpm ce qui représente un recouvrement de l'empreinte radar au sol de 90% à 3 dB. La formulation du spectre des modulations calculée avec la méthode des cross spectres est :

$$P_m(k, \varphi) = \text{Re} \{ \text{FT} [m(x, \varphi, t)] \times \text{FT}^* [m(x, \varphi, t + \delta t)] \} \quad (3.15)$$

Une fois le spectre des modulations calculé, le spectre des hauteurs est obtenu grâce à l'équation 3.10 avec le terme $\left(\cot \theta - \frac{\partial \ln \sigma_0}{\partial \theta} \right)^2$ (appelé α^2 par la suite) déterminé à partir des données sur la gamme d'incidence allant de 8° à 18° . Le terme $\frac{\partial \ln \sigma_0}{\partial \theta}$ représente la pente moyenne de σ_0 entre 8° et 18° et l'angle d'incidence utilisé pour la valeur de $\cot \theta$ est l'angle moyen entre 8° et 18° .

À ce stade de calcul, nous avons un spectre de hauteurs toutes les 33 ms soit tous les 0.48° . Les formes d'onde sont ensuite moyennées tous les 18° pour obtenir les spectres omnidirectionnels de hauteurs. Cette valeur de 18° est déterminée de manière arbitraire afin de se rapprocher de la résolution angulaire du radar (dans les situation de vagues courtes, cf figure 3.1) et de se rapprocher de la discrétisation des modèles de vagues qui est de 15° .

3.2 Spectres directionnels de vagues à l'échelle régionale mesurés avec le radar aéroporté KuROS : comparaisons avec des modèles

Directional wave spectra at the regional scale with the KuROS airborne radar: comparisons with models.

Authors: Eva Le Merle⁽¹⁾, Danièle Hauser⁽¹⁾ et Céline Tison⁽²⁾

⁽¹⁾ LATMOS, CNRS-OVSQ, Guyancourt, France

⁽²⁾ CNES, Toulouse, France

Abstract

In situ observations, satellite observations, as well as regional observations from airborne remote sensing are very useful to characterize sea-state evolution and related physical processes, improve numerical modelling and contribute to climate variable survey. Directional wave spectra describe the complexity of sea-state and give access to parameters such as directional parameters (mean direction and directional distribution of energy) and frequency parameters (peak frequency, frequency spread). In this paper, directional ocean wave spectra and their parameters, retrieved from observations carried out with the airborne radar system KuROS during two field campaigns, are analyzed. These campaigns provide a very rich variety of meteorological conditions: high wind conditions either fetch-limited cases or mature sea conditions and moderate wind conditions and sea-state dominated by swell. The objective of this paper is to compare the KuROS data set with numerical wave model outputs and buoy observations. This comparison aims first at assessing the performances on main wave parameters (significant wave height, mean direction at the peak, peak frequency) retrieved from KuROS in different conditions (wind sea, swell, mixed seas). And then, to discuss on parameters characterizing the shape of the wave spectra, namely the frequency and the directional spread. Results of the comparisons show that, due to the size of the KuROS radar footprint, ocean waves with dominant wavelengths lower than 200 m are the most appropriate situations for wave retrieval. They also show an overestimation of the model frequency spread and an underestimation of the model directional spread compare to KuROS and buoy data for both campaigns.

Keywords: ocean wave spectrum, numerical wave model, radar observations

1. Introduction

Ocean surface waves play an important role in air/sea interactions, and hence on the coupled ocean/atmosphere system (Cavaleri et al. 2012). Sea-state characterization and prediction are also a major need for maritime activities (navigation, off-shore industry...) and survey and protection of coastal regions. The physical processes that govern the evolution of ocean waves are quite well understood (Phillips 1977), and their modelling using spectral models is widely used (The WAMDI Group. 1988). However, there are still needs to improve some parts of the parameterizations or numerical simplifications used in these models. In particular, non-linear interactions between waves impacts not only the evolution of frequency peak under wind forcing conditions, but also the shape of the spectrum, in terms of both frequency spread and directional spread (Phillips 1977 ; Badulin et al. 2005 ; Resio et al. 2016). These non-linear interactions are usually represented in an approximate way (Hasselmann and Hasselmann 1985). Therefore, observations of these parameters may help to validate model approximations.

Detailed characteristics of wave spectra are fundamental to better account for wave effects in the parametrizations of air-sea fluxes and for various marine or scientific applications (wave-induced erosion, the role of waves in the air-sea interactions or on marine structures (Goda 1977)). For example, frequency spread is a marker of the wave groupiness, which plays an important role especially on marine structures (List 1990). Directional buoys may provide on a regular basis a synthetic information on the spectral properties of the waves, namely the so-called first five coefficients of the Fourier series expansion used to approximate directional spectra. This include the omni-directional energy spectrum and four coefficients of

the directional distribution of ocean wave height at each wave frequency. These parameters are used to provide mean direction and directional spreading as a function of frequency and feed data basis with this information. In addition, the frequency spread can be estimated from the omni-directional spectrum (Saulnier et al. 2011 ; Blackman and Tukey 1959). Also, recently, Wyatt (2019) has shown that HF-radar deployed from coastal sites are able to provide the 5 first Fourier parameters of the wave spectra with a good accuracy.

The numerical wave models need to be constrained by wave observations in order to limit the errors due to either parameterizations or to the forcing. The most common way used to constrain the models is to assimilate significant wave height provided by satellite observations. This helps to reduce the errors but needs assumption on the repartition between wind-sea and swell energy. Several studies (Voorrips et al. 1997; Breivik et al. 1998; Law Chune and Aouf 2018) have shown that spectral information from buoys and SAR are necessary to improve numerical wave predictions and to decrease errors due to parametrizations of the model itself. These improvements are visible for regional wave forecast and it indicates the importance to have detailed information about waves at the global scale.

So, facing this need of extending the wave directional information, other devices using various principles are used like HF coastal radars (Wyatt 1991), acoustic Doppler current meters (Schule et al. 1971), microwave and marine radars (Plant et al. 2005), synthetic and real aperture radars (Hashimoto 1997 ; Hasselmann and Hasselmann 1991 ; Alpers et al. 1981 ; Engen and Johnsen 1995; Jackson et al. 1985b ; Walsh et al. 1985; Hauser et al. 2005, it is a non-exhaustive list).

Several studies have been leaded on the directional properties of the wave field. Recently, Wyatt (2019) has shown that HF-radar deployed from coastal sites are able to provide the 5 first Fourier parameters of the wave spectra with a good accuracy. Pettersson et al. (2003) showed that directional spreads around the peak of the omni-directional wave spectra estimated from an airborne real-aperture radar are consistent with buoy measurements (both Datawell directional buoy and a wave gage array). However, the data set was limited to a few collocated points between radar and buoy observations. No analysis of the spatial variation was done at this time.

In the recent years, the airborne radar KuROS (for Ku-band Radar for Observation of Surfaces) has been developed and used to measure the directional spectra of ocean waves (Caudal et al. 2014). It was developed to serve as a demonstrator for the CFOSAT satellite (Hauser et al. 2017), and to help for the geophysical validation. In this framework, KuROS has been used to provide wave information at the regional scale in different oceanographic campaigns. In the present paper, we report on the results obtained from KuROS observations during two field campaigns. The first one (HyMeX 2013) took place in the Lion Gulf in the Mediterranean Sea in 2013, in an area exposed to intense winds. The second field campaign (PROTEVS) took place in the Iroise Sea, near the West coasts of France in 2015. This area is exposed to long swell and local strong tidal currents. These two campaigns correspond to quite different meteorological and surface conditions.

The objective of the present study is twofold. First, the KuROS data set is used in conjunction with numerical wave model outputs and buoy observations to assess the performances on mean (significant wave height, peak direction, peak frequency) wave parameters retrieved from KuROS in different conditions (wind sea, swell, mixed seas). Indeed, although the principle of measurement of wave spectra is well established (Jackson et al. 1985b, Hauser et al. 1992, Caudal et al. 2014), the limits induced by the different assumption in the inversion process still need to be better assessed, in particular in very high sea-states and for waves of scales close to the radar footprint dimension. In these comparisons between KuROS and model results we analyze results from different model versions (different model and wind forcing resolution and account for current). After this global comparison is performed, the spectral shape of KuROS data are analyzed over a subset of KuROS data, namely those identified from the assessment study as the most reliable, and compare to model results. The second objective of this paper is hence to discuss on the parameters characterizing the shape of the wave spectra, namely the frequency spread and the directional spread, obtained from KuROS data, buoy data and model outputs.

The paper is organized as follows. We first recall in section 2 the main characteristics of the radar, explain the principle of estimation of the directional wave spectra and present the different parameters that are studied. Section 3 describes the two experimental campaigns with the different meteorological conditions, and the two numerical models that have been used for the study.

Section 4 presents the overall analysis of the main parameters and discusses the performances and the limits of wave inversion from KuROS. This Section 4 also discusses the results on parameters characterizing the shape of the wave spectra (frequency and angular spread).

2. Radar observations

2.1. The instrument

The KuROS radar is a real aperture Ku-band scatterometer (Caudal et al. 2014). It uses a rotating fan-beam antenna, delivering a full 360° azimuth scanning. The system is mounted on an ATR42 airplane operated by the Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement (SAFIRE). The radar system has been developed to make observations between 500 and 3000 m of altitude. Wave observations are made at 2000 m or 3000 m above the ocean surface. The typical flight speed is 100 m/s.

KuROS is made up of two antennas: the low incidence (LI) antenna, around 10° of incidence, dedicated to measure the waves and the medium incidence (MI) antenna, around 40° of incidence, dedicated to measure the wind. These two antennas rotate around the nadir axis in order to have measurements in all the azimuthal directions. In this study we analyzed observations performed with the LI antenna only. The figure 1 shows the KuROS radar with the LI antenna configuration only.

More details about the signal processing and the calibration are in Caudal et al. (2014) and its principle characteristics are gathered in the Table 1.

Campaign	2013	2015
Frequency	13.5 GHz	
Transmitted power	11 W	
Bandwidth	100 MHz	
Pulse duration	17 μ s for the mode 3 10.33 μ s for the mode 2	
PRF	23 kHz for the mode 3 35 kHz for the mode 2	
On-board integration time	1 ms	
On-ground integration time	33 ms	
Polarization	HH	
Range resolution	1.5 m	
Mean elevation angle (θ_{mean})	13.5°	9.5°
Antenna one-way 3 dB aperture in elevation (θ_{elev})	20°	18.4°
Antenna one-way 3 dB aperture in azimuth (φ_{azim})	8.6°	12.8°
Antenna rotation speed	Chosen by operator: 2.4 or 4.8 rpm	

Table 1. KuROS main parameters for the campaigns in 2013 and 2015. Mode 2 (respectively 3) stands for flight altitude at 2000 m (respectively 3000 m).

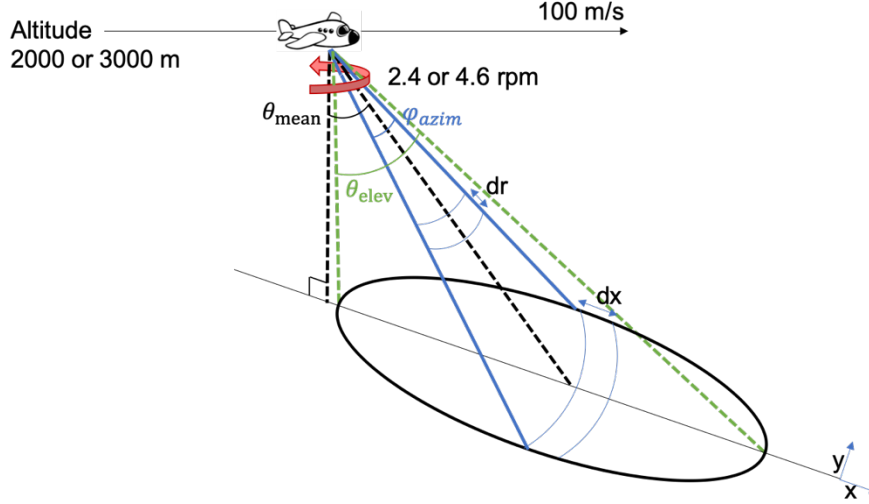


Figure 1. Schematic view of the KuROS radar. Here, only the LI (low incidence) antenna is indicated as this paper focusses on data acquired only with this antenna. θ_{mean} , θ_{elev} , ϕ_{azim} stand for the mean elevation angle, the antenna one-way 3 dB aperture in elevation and the antenna one-way 3 dB aperture in azimuth respectively. Values are in Table 1. dx stands for the projection of a radar range gate on the surface.

2.2. Wave spectrum estimation

The principle of wave spectrum estimation is based on the analysis of the relative fluctuations of the backscattered radar cross section within each footprint. This is the principle originally proposed by Jackson et al. (1985a), and already used by Jackson et al. (1985b) and Hauser et al. (1992) with other instrumental versions of this concept. This is also the concept chosen for the SWIM radar which is carried by the CFOSAT mission (Hauser et al. 2017). It relies on the fact that at near nadir incidence (θ around 10°), the backscattered signal follows a quasi-specular reflection behavior with a large sensitivity with incidence angle, so that the surface normalized radar cross section is mainly sensitive to the local slopes of the long waves.

The elementary radar cross section is defined as $\sigma = \sigma_0 A$ where A is the elementary backscattering area (Hauser et al. 2017). By assuming that the radar backscatter signal at the scale of the footprint is not affected by the wind (Freilich and Vanhoff 2003) nor by hydrodynamic modulations, fluctuations of σ at this scale are then attributed to the tilting effect created by long ocean waves in the line of sight of the radar.

For each scattering area these fluctuations are expressed as:

$$\delta\sigma(x, y) = \sigma(x, y) - \bar{\sigma}(x, y) \quad (1)$$

Where $\bar{\sigma}$ represents the intensity of the radar cross section backscattered by a surface without tilting waves and x and y stand for the distances along the elevation and the azimuthal direction respectively.

Relative fluctuations are expressed as:

$$\frac{\delta\sigma}{\sigma} = \frac{\delta\sigma_0}{\sigma_0} + \frac{\delta A}{A} \quad (2)$$

Assuming that ocean wave slopes are small (less than a few percent), the variation of the incidence angle θ is equal to the local slope in the elevation direction $\frac{\partial\zeta}{\partial x}$ (Eq. 3) and the dependence of the surface element A can be expressed as a function of incidence (Eq. 4) at the first order:

$$\delta\theta \cong -\frac{\partial\zeta}{\partial x} \quad (3)$$

$$\frac{\delta A}{A} \cong (\cot \theta) \frac{\partial\zeta}{\partial x} \quad (4)$$

where ζ is the surface elevation.

Using numerical tests, we could estimate that for an incidence angle of 10° , limiting the development to the first order induces errors of less than 1 % on $\frac{\delta A}{A}$ provided that the surface slopes are less than 3 %.

The relative fluctuations of the normalized radar cross section are also linearly related to the surface slopes at the first order:

$$\frac{\delta \sigma_0}{\sigma_0} \cong - \frac{\partial \ln \sigma_0}{\partial \theta} \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (5)$$

Combining equations (2, 3, 4 and 5), the fractional modulations of σ can be expressed as, also at the first order:

$$\frac{\delta \sigma}{\sigma} \cong \left(\cot \theta - \frac{\partial \ln \sigma_0}{\partial \theta} \right) \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (6)$$

This expression provides the fractional modulation at the scale of a single surface pixel. In reality, using a real aperture system, the relative fluctuations are integrated over the azimuthal footprint dimension:

$$m(x, \phi) = \frac{\int G(\varphi)^2 \frac{\delta \sigma}{\sigma} d\varphi}{\int G(\varphi)^2 d\varphi} \quad (7)$$

Where $m(x, \phi)$ is the fractional modulation of the radar cross section integrated over the azimuth direction and ϕ the radar look direction. $G(\varphi)$ is the dependence of the antenna gain pattern with the azimuth direction.

It is further assumed that when integrated over the azimuthal direction, the dependency of $\frac{\delta \sigma}{\sigma}$ is only due to the slopes aligned along the radar look direction (Nouguier et al. 2018).

Under all these assumptions, the wave slope spectrum (noted hereafter as $S(k, \phi)$) is linearly related to the modulation spectrum $P_m(k, \phi)$ by:

$$S(k, \phi) = \frac{L_y^*}{\sqrt{2\pi} \left(\cot \theta - \frac{\partial \ln \sigma_0}{\partial \theta} \right)^2} P_m(k, \phi) \quad (8)$$

Where $P_m(k, \phi)$ corresponds to the Fourier transform of the autocorrelation function of the fractional modulations $m(x, \phi)$. L_y^* is a geometric correction parameter related to the azimuth radar footprint dimension L_y by $L_y^* = 2\sqrt{2 \ln 2} L_y$.

In this paragraph we discuss the limits of the inversion model describe here above. Equation (8) relates linearly the density spectrum of the signal fluctuations $P_m(k, \phi)$ to the wave slope spectrum $S(k, \phi)$ if, and only if, the following assumptions are verified:

- σ_0 fluctuations at the scale of the radar footprint are only due to the tilt of the long waves (negligible hydrodynamic modulations)
- Ocean wave slopes are less than about 3 %
- The radar gain pattern has a Gaussian shape in the azimuth dimension
- The dimension of the radar footprint is large compared to the wavelength of ocean waves

In practice, in order to estimate P_m , the KuROS signal is analyzed in terms of modulations within the incidence interval from 6° to 20° . With respect to the assumptions mentioned here above, this can be a limitation because hydrodynamic modulations may impact the signal at the largest incidences within this domain. This effect would be an increased roughness preferentially on one side of the waves. This could trigger a systematic asymmetry of the retrieved wave spectrum at $\pm 180^\circ$ (see Hauser et al. 1996). Such systematic effect was not found on our data. So, we do not expect a significant impact of it.

The inversion model also assumes that wave slopes are sufficient small in order to linearize the relation between fractional modulations of σ and slopes (Eq. 6). Numerical tests carried out show that this approximation remains valid as far as the slopes are smaller than about 3 %. We will see in Section 4 that the significant slopes in our conditions of observations are in average just at the limit of this value.

In Eq. 8, the antenna gain pattern in azimuth is approximated with a Gaussian shape. This effect appears in the term $\frac{L_y^*}{\sqrt{2\pi}}$ which is constant. So, the impact may induce a bias in the energy level of the wave spectrum but not an impact on the shape of the spectrum.

Finally, the most limiting assumption in the context of KuROS relates to the dimensions of the radar footprint. In the KuROS flight conditions, the radar footprint is about 1000 m in the elevation direction and 450 m in the azimuth direction for a flight altitude of 3000 m. For a flight altitude of 2000 m, the dimension of the footprint is around 750 m $\times$ 300 m. The dimension in the elevation (radar look) direction is in principle sufficient to retrieve waves of 300 m (500 m) in wavelength at 2000 m (3000 m, respectively) of altitude. Although, the number of degrees of freedom will be rather low for these types of waves.

Moreover, the inversion principle assumes that the local slopes perpendicular to the look direction (i.e. in the azimuth direction) are averaged out (i.e. zero mean value) thanks to the integration over the gain pattern in the direction (Nouguier et al. 2018). This assumption may not be valid when the wave crest lengths (or correlation lengths) in the azimuth direction are of the same order of the azimuth beam dimension. This correlation length depends on the directional spread of the sea state and on the wavelength of the ocean waves. It was verified by simulations that in the conditions of KuROS flights, properties of waves for wavelengths larger than 300 m are difficult to retrieve.

The above considerations apply for each look direction of the radar. In addition, the effective directional resolution (also called hereafter directional selectivity) is also limited by the observation geometry. Indeed, it is governed by three characteristics of the radar Jackson et al. (1985a): the finite footprint dimension in azimuth, the radar wave front curvature and the area swept by the antenna during the integration time. The combined effects lead to the following expression for the angular resolution:

$$\delta\phi = \sqrt{(\delta\phi_{stat})^2 + (\delta\phi_{rot})^2} \quad (9a)$$

Where $\delta\phi_{stat}$ is the directional resolution of a stationary beam, assuming that the antenna gain has a Gaussian shape:

$$\delta\phi_{stat} = 2\sqrt{2\ln 2} \times \sqrt{\left(\frac{\lambda}{2\pi L_y}\right)^2 + \left(\frac{L_y \cot\theta}{2H^2}\right)^2} \quad (9b)$$

With L_y the azimuth radar footprint dimension, H the airplane altitude, λ the wavelength of ocean waves and θ the incidence angle of the radar.

$\delta\phi_{rot}$ in equation (3) is the angle swept out during the pulse integration time:

$$\delta\phi_{rot} = \frac{2\pi * ant_{speed} * T_{int}}{60} \quad (9c)$$

With ant_{speed} the antenna rotation speed of expressed in number of rotations per minute (2.4 or 4.8 rpm for KuROS) and T_{int} the integration time of the signal (33 ms).

The directional selectivity is shown in Figure (2) as a function of ocean wave wavelength for the two different altitudes of KuROS. For wavelengths of the order of 50 to 100 m the angular resolution is about 20 to 25°. However, for longer wavelengths, of the order of 300m this value increases up to 35° for 3000 m flights and more than 45° for 2000 m flights.

For these reasons, an altitude flight of 3000 m was preferentially chosen in the cases of long swell observations (especially during the PROTEVS campaign in 2015 in the Iroise Sea) whereas flights at 2000 m level were chosen under wind-sea states conditions (most of the HyMeX campaign flights). For the data analysis, we chose to average the directional information ($S(k, \phi)$ in Eq. 8) over 18° angular sectors (which correspond to average over 37 individual values of $S(k, \phi)$ for a rotation speed of 2.4 rpm). 18° is still oversampling compared to the effective resolution, but it agrees with the typical resolution provided by the wave numerical models.

It is interesting to note that, the satellite conditions are much more favorable in terms of angular resolution. Indeed as Fig. (2) shows for SWIM conditions on the CFOSAT, the angular resolution is about 8° whatever is the wavelength.

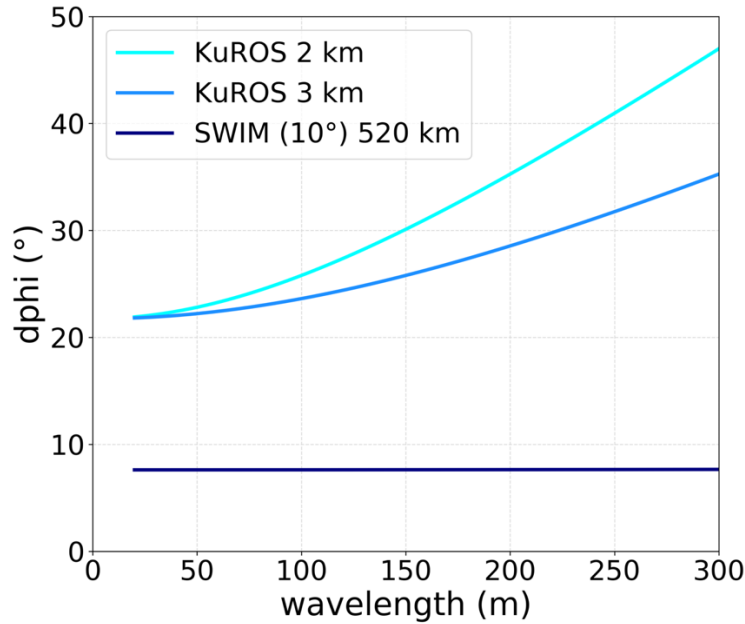


Figure 2. Directional selectivity for the two KuROS altitudes and for the 10° incidence beam of the SWIM instrument onboard the CFOSAT mission.

In practice the KuROS radar provides the intensity of the backscattered coefficient as a function of radial distance, integrated onboard over 1 ms. In the post-processing, these signals are post integrated over 33 ms and converted into normalized radar cross section expressed as a function of incidence angle (see Caudal et al. (2014)). A sample obtained after this post processing is shown in Fig (3a). The fractional modulations (plotted in Figure (3b)) are then obtained by removing a 2nd order polynomial fit from the radar cross section signal.

Once the modulations extracted, the modulation spectrum can be computed:

$$P_m(k, \phi) = FT[m(x, \phi)] \times FT^*[m(x, \phi)] \quad (10)$$

Where FT stands for the Fourier transform operator, and the asterisk (*) represents the complex conjugate. When applying Eq. (9), we limit the domain to incidence range between 6° and 20° .

The KuROS wave slope spectrum is computed thanks to the equation (8) where the term $\frac{\partial \ln \sigma_0}{\partial \theta}$ is estimated from the 2nd order polynomial fit mentioned above. The wave height spectrum, noted $E(k, \phi)$, is derived from the wave slope spectrum by:

$$E(k, \phi) = \frac{S(k, \phi)}{k^2} \quad (11)$$

The full directional wave spectra are estimated by using 30 s data segments which correspond to 1.2 or 2.4 rotations of the antenna, according for its rotation speed. Depending on the acquisition mode of KuROS (alternation between LI and MI antennas or only LI antenna), an estimation of wave spectra is obtained every 3 or 6 km along the flight track for a typical 100 km/s aircraft speed. Considering the along flight advection and the swath of the radar beam, one can consider that the scale associated to our wave spectrum estimation is typically $3 \text{ km} \times 2 \text{ km}$.

With the configuration used for KuROS flights (radial resolution of 1.5 m, elevation footprint dimension of 1000 m in average), wave spectra are inverted in each look direction ϕ with a discretization of 128 bins in wavenumber over the interval $[0.0049, 0.63 \text{ rad.m}^{-1}]$. The wavenumber resolution is $0.0049 \text{ rad.m}^{-1}$. The wavenumber interval corresponds in the frequency domain to $[0.035, 0.4 \text{ Hz}]$ when accounting of the wave dispersion relationship in deep water.

The radar technique produces a speckle noise which is removed here by the cross spectra approach proposed by Engen and Johnsen (1995) and recalled in Caudal et al. (2014).

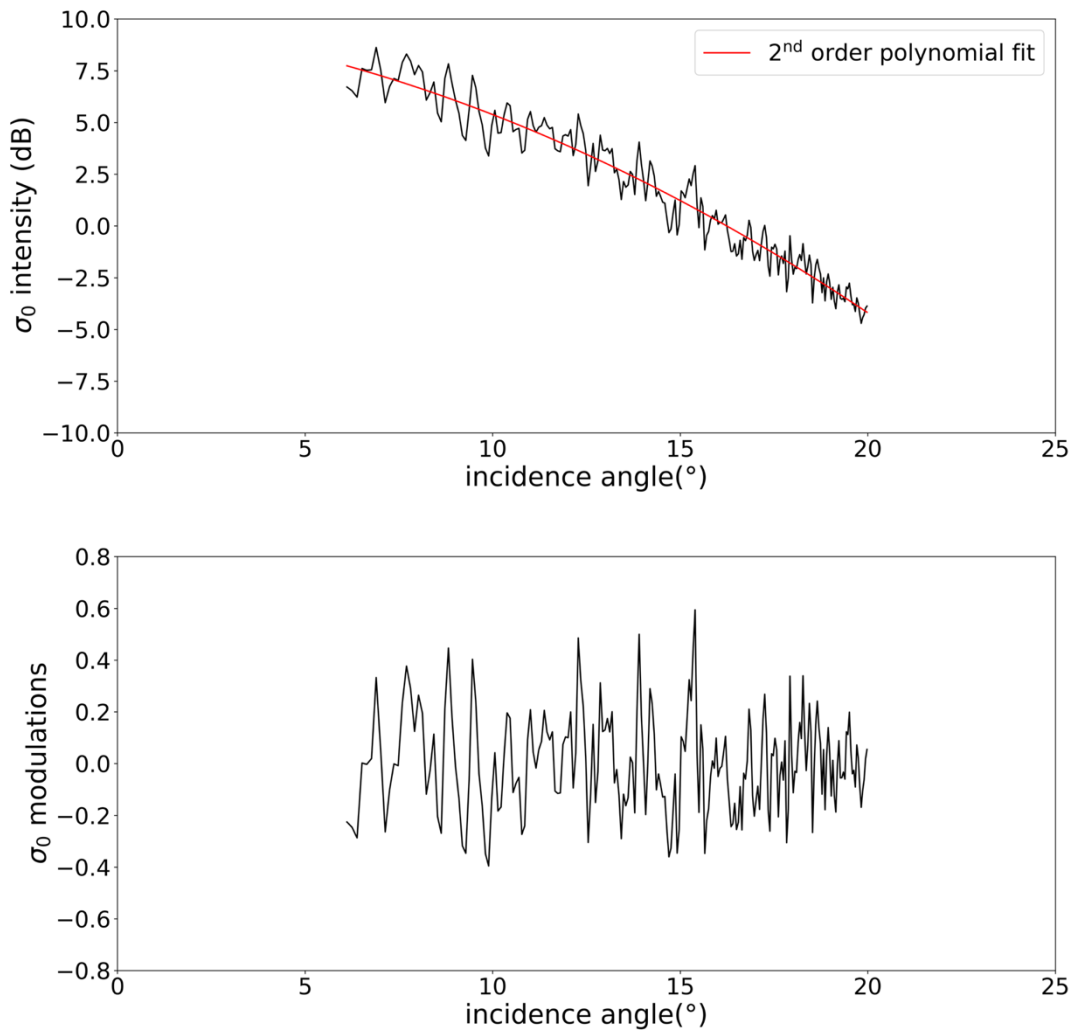


Figure 3. (a) Radar cross section intensity as a function of incidence superposed by the 2nd order polynomial fit. (b) Fractional modulations of the normalized radar cross section as a function of incidence.

In spite of the detrend operation, most of the retrieved spectra exhibit a continuous component at very low wavenumbers ($\sim 0.002 \text{ rad.m}^{-1}$). In order to suppress this non-physical component, the resulting spectrum is filtered by looking for a minimum value (or a change of the sign of the derivative) of the spectrum for wavenumbers smaller than a wavenumber limit which is adapt from one flight to another. However, for some cases this method is not efficient, in particular when the wave energy at low frequency is mixed with the continuous component. This happens mainly in long swell cases mentioned in Section 3.2.2.

In the following, the results are also analyzed in terms of frequency spectra are used. For this purpose, KuROS wavenumber spectra are converted into frequency spectra using:

$$\iint E(k, \phi) k dk d\phi = \iint F(f, \phi) df d\phi \quad (12)$$

2.3. Integrated parameters

Directional wave spectra give a complete and detailed information on the distribution of the energy of the waves (or their height) with their wavelength and their direction of propagation. However, for analysis and applications it is appropriate to use characteristic parameters of these wave spectra. The most common ones are the significant wave height (also noted H_S), the frequency peak (f_{peak}) and the mean direction (ϕ_{mean}), which we call hereafter the main parameters. The two other important parameters characterizing the shape of the spectra are the angular spread ($\Delta\phi$) and the frequency spread (Δf). They are also important parameters which are governed by the wave hydrodynamics and in particular wave-wave interactions.

In this study, these five parameters have been calculated from the KuROS directional wave spectra expressed as frequency spectra.

The significant wave height H_S is obtained by calculating the integral of the energy spectrum over all the directions and all the KuROS frequency interval:

$$H_S = 4 \sqrt{\iint F(f, \phi) df d\phi} \quad (13)$$

With $F(f, \phi)$ the directional wave height spectrum, f the frequency. For KuROS and the conditions of observations described here, the domain of integration is limited to frequencies between 0.07 Hz and 0.4 Hz, approximately.

The peak frequency (f_{peak}) is defined as the frequency corresponding to the maximum of energy of the omnidirectional wave height spectrum, which is:

$$F(f) = \int_0^{2\pi} F(f, \phi) d\phi \quad (14)$$

The frequency peak is in practice calculated as the first normalized moment of $F(f)$ around the peak, estimated over three frequency bins:

$$f_{peak} = \frac{\sum_{i=bin_{f_{peak}}-1}^{bin_{f_{peak}}+1} F(f_i) * f_i}{\sum_{i=bin_{f_{peak}}-1}^{bin_{f_{peak}}+1} F(f_i)} \quad (15)$$

With $bin_{f_{peak}}$ the frequency bin corresponding to the maximum of energy of the omnidirectional spectrum.

The mean direction (ϕ_{mean}) and the angular spread ($\Delta\phi$) are two parameters which indicate the directional properties of a wave field. Longuet-Higgins et al. (1963) presented a method to compute these two directional parameters from directional wave riders. These latter provide temporal measurements of the acceleration in three directions, and of 3 angles namely, yaw, pitch and roll. In this approach, the directional distribution is then approximated with a Fourier series truncated to the first five coefficients which are estimated from the co and cross-spectra of temporal series of the different measurements.

$$a_1(f) = Q_{12}(f) / \sqrt{[C_{22}(f) + C_{33}(f)]C_{11}(f)} \quad (16)$$

$$b_1(f) = Q_{13}(f) / \sqrt{[C_{22}(f) + C_{33}(f)]C_{11}(f)} \quad (16')$$

With C_{nn} and Q_{nm} the co and cross spectra expressions:

$$\begin{aligned}
C_{11}(f) &= \int_0^{2\pi} F(f, \phi) d\phi \\
C_{22}(f) &= \int_0^{2\pi} k^2 F(f, \phi) \cos^2 \phi d\phi \\
C_{33}(f) &= \int_0^{2\pi} k^2 F(f, \phi) \sin^2 \phi d\phi \\
C_{23}(f) &= \int_0^{2\pi} k^2 F(f, \phi) \sin \phi \cos \phi d\phi \\
Q_{12}(f) &= \int_0^{2\pi} k F(f, \phi) \cos \phi d\phi \\
Q_{13}(f) &= \int_0^{2\pi} k F(f, \phi) \sin \phi d\phi
\end{aligned}
\tag{16''}$$

The first pair of Fourier coefficients is used to calculate the mean direction and the angular spread for each frequency:

$$\phi_{mean}(f) = \arctan\left(\frac{b_1(f)}{a_1(f)}\right) \tag{17}$$

$$\Delta\phi(f) = \sqrt{2(1 - r_1(f))} \tag{18}$$

With $r_1(f) = \sqrt{a_1(f)^2 + b_1(f)^2}$ (18')

The mean direction and the directional spread are calculated for all frequencies. But in the following, the emphasis is put on the mean direction and directional spread at peak frequency only.

KuROS spectra are symmetrized, so for comparisons with the model data, if the difference between the KuROS mean direction and the model mean direction is larger than 90° , then we add (or subtract) 180° to the KuROS mean direction. The ambiguity is not solved in this study. This could be done with external information such as the wind direction.

There is a lot of way to calculate the spectral bandwidth (Saulnier et al. 2011) but the formula retained for this study is the Blackman and Tukey (1959) formula which use spectrum energy:

$$\Delta f = \frac{[\int F(f)df]^2}{\int F^2(f)df} \tag{19}$$

3. Experimental field campaigns

KuROS data analyzed here have been acquired during two measurement campaigns in 2013 and in 2015. These campaigns are presented in the section below. Different meteorological conditions were encountered as described below. In the present study, KuROS data are compared to wave model data in order to check the performances and the limitations of KuROS. This also challenges the models as KuROS data are acquired at a much better spatial resolution. It enables to better describe small scale variations. Model data are compared to buoy data on a larger data set to check the performances of model data. Buoy data are considered as the reference for the main parameters, especially the significant wave height. In this section the models used for this study are first presented. After that, the two campaigns and the meteorological conditions are presented with illustrations of directional and omni-directional wave spectra representative of the different situations.

3.1. Wave model

Two different wave models of third generation are used. The first one is the Météo-France Wave Model Forecast (MFWAM) based on ECWAM-IFS38R2 code with the ST4 physics (Ardhuin et al. 2010). The second one is the WAVEWATCH-III (WW3) model ((version 4.12 Tolman et al. (2014)).

MFWAM is the French derivative version of the WAM model (Lefèvre et al. 2009) which was the first third generation wave model (The WAMDI Group. 1988). In the configuration used here, it provides directional wave spectra on a longitude and latitude grid with outputs every three hours and with a spectral discretization of 15° in azimuth and with 32 frequency bins in the $[0.035, 0.55 \text{ Hz}]$ frequency interval. The model was run for the Mediterranean domain, over the period of KuROS observations (February and March 2013) using wind inputs either from a global or from a regional atmospheric model of Météo-France: run1 corresponds to wind forcing from the global ARPEGE model (Courtier and Rochas 1991) with a 10 km resolution; run2 corresponds to wind forcing from the regional French AROME model (Seity et al. 2011) at a 2.5 km resolution. An additional run, called run3, has been performed with the global ARPEGE winds by accounting in the physics of the MFWAM model, for the surface currents. In this case, the current fields have been taken from the global Copernicus Marine Service system with a grid size of $1/4^\circ$ and with values at 45cm depth.

The WW3 model is a third-generation wind-wave model developed by an international team around NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration) and NCEP (National Centers for Environmental Prediction). The version used in this study is the French version developed by SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) and Ifremer. It also provides directional wave spectra on a longitude-latitude grid with outputs every hour and with a spectral discretization of 15° in azimuth and with 32 frequency bins in the $[0.0373, 0.7159492 \text{ Hz}]$ frequency interval. Forcing current is from the MARS2D model (Lazure and Dumas 2008) with a resolution which varies from 2 km in open sea, to 250 m near the coasts. Forcing wind is from ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts) operational analysis and forecasts model at a resolution of $1/8^\circ$. For the present work, WW3 fields provided on an unstructured triangular grid are used.

3.2. Campaigns

The KuROS radar data analyzed in this paper have been acquired during two campaigns in 2013 and in 2015. The first campaign was in February-March 2013 in the Lion Gulf in the Mediterranean Sea. It took place during the Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment (HyMeX). The second one was in October 2015 in the Iroise Sea near the Brittany coasts during the Prévision Océanique, Turbidité, Écoulements, Vagues et Sédimentologie (PROTEVS) experiment leaded by the French naval service: Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM).

3.2.1. HyMeX campaign

HyMeX is an international program which aims at better understanding the water cycle variability with emphasis on extreme weather events in the Mediterranean basin which is subject to high and extremely variable meteorological conditions (Drobinski et al. 2014). A Special Observation Period (SOP) was organized in February-March 2013 in order to improve understanding of atmosphere-sea interactions in particular in conditions of intense winds.

During this SOP experiment, the French research aircraft ATR42 carried out both in situ measurements in the atmospheric boundary layer (from 30 to 1000 m altitude flight segments) and remote sensing measurements of the oceanic surface with the KuROS radar (at altitude of 2000 and 3000 m). Also, in situ measurements of the oceanic surface have been carried out with the “Lion” buoy system moored at position (42.06N, 4.64E). This system was composed of non-directional Datawell buoy and a Tri-axis directional buoy and has been over flown by KuROS during each flight.

Throughout this campaign, 13 flights have been carried out under two typical meteorological conditions:

- Under fetch-limited conditions (9 flights on 9 different days)
- Under moderate to strong alongshore easterly wind conditions (4 flights on 4 different days)

Those two typical meteorological conditions are presented hereafter and their corresponding wind fields are shown in Figure (4) for one case of each of these situations.

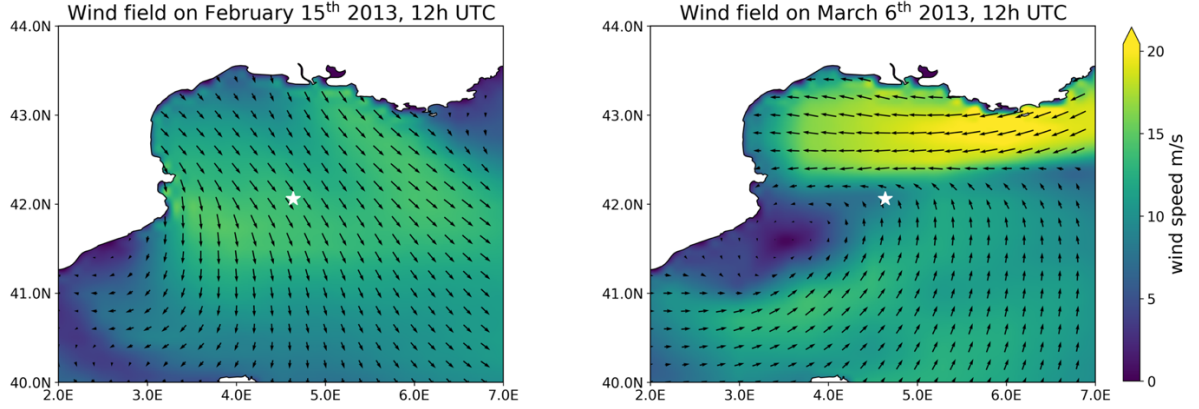


Figure 4. HYMEX campaign area and typical wind fields corresponding to fetch-limited (left) and strong alongshore easterly wind (right) conditions in the Gulf of Lion (cases of February 15th 2013 à 12 UTC on the left and of March 6th 2013 at 12 UTC on the right). Arrows indicate the wind vector and color code is for the wind intensity. Wind fields are from the ECMWF model and are similar to those of the ARPEGE model. The white star represents the Lion buoy position (42.06N, 4.64E).

The directional wave spectra in Figures (5a-b) represent the two typical sea states of the HyMeX campaign. The spectrum on the left-hand side corresponds to a wind sea state. The energy peak is at high wavenumber and the energy peak is spread in frequency and direction. On the right-hand side, the directional spectrum is characteristic of a well-developed sea state. Indeed, the energy peak is at larger wavenumber than for the wind sea wave spectrum (left-hand side). Also, the frequency and the directional spreads are lower than the ones of the wind-sea spectrum. Corresponding MFWAM spectra are shown the Figures (5c-d). There is a satisfying qualitative agreement between the KuROS and the MFWAM spectra. Note that KuROS spectra are more detailed in wavenumber because the resolution of KuROS in wavenumber is higher than the one of MFWAM.

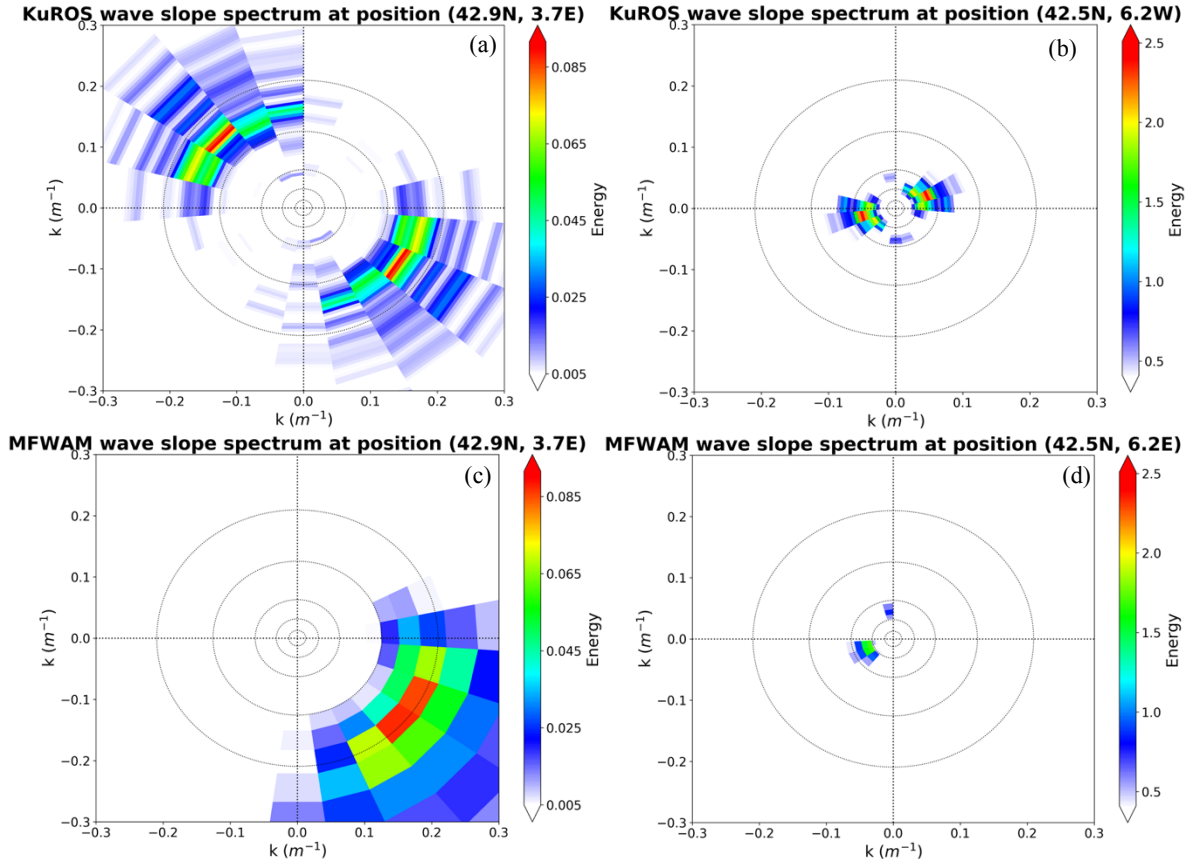


Figure 5. KuROS directional wave slope spectra, on February 15th 2013 (a) and on March 6th 2013 (b), showing the two different type of sea states during the HyMeX campaign. Distance from the center corresponds to the wavenumber and polar

angle represents the azimuthal direction with the North indicated upward. Spectra are symmetrized because of the 180° ambiguity (see Caudal et al. (2014)). (c) (d) show the corresponding MFWAM spectra. Note that energy color bars are not the same between the two situations.

Fetch limited conditions consist in moderate to strong regional offshore winds which occur during cold outbreaks and are called Mistral (northerly winds) and Tramontane (north westerly winds). According to the ARPEGE atmospheric circulation model, during these 9 flights, offshore wind speeds at 10 m of altitude were from 5 to 17 m/s. Figure (6a) shows an example of KuROS trajectories during a case of fetch limited condition on the 15th of February 2013. The open black squares are the grid points of the model discretized at 10 km and the colored and black squares are all the KuROS measurement points for this flight. The total duration of this flight is 4 hours. In Figure (6a) the multi-colored squares are the positions of the KuROS wave frequency spectra plotted in Figure (6b) with the corresponding color codes on the map (6a). Each spectrum of Fig (6b) correspond to a different fetch distance (from 10 to 120 km). In Figure (6c), collocated MFWAM-run1 spectra are represented with the same color code. Although the shape of the KuROS and MFWAM omnidirectional spectra show some differences, they are in good agreement and show typical behavior of fetch-limited wave growth from the coast to the open sea. With increasing fetch distances, the energy increases, the peak frequency and the spectral frequency width decrease. Also, we clearly observe with KuROS data an overshoot in energy for short fetch spectra with respect to larger fetch spectra as originally observed in the spectra from the JONSWAP experiment (Hasselmann et al. 1973). Indeed, for KuROS spectra, the energy at the peak of the spectrum for a short fetch condition is higher than the energy of a larger fetch wave spectrum, at the same frequency. This phenomenon is hardly visible on the MFWAM spectra in Fig (6c).

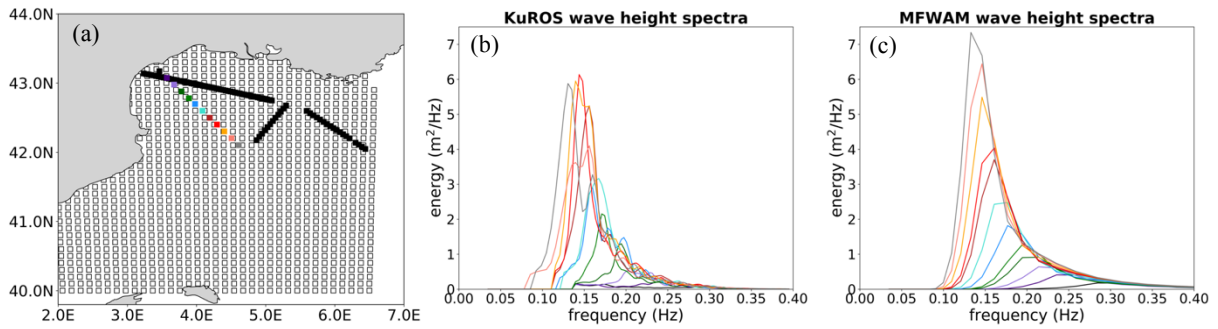


Figure 6. Wave height omnidirectional spectra as a function of frequency from KuROS (b) and from MFWAM-run1 (c) under fetch-limited conditions on February 15th 2013. Each color refers to a measurement point indicated with the same color on the map on the left plot (a). The black open squares are the MFWAM ARPEGE version model grid points. The black colored squares show the position of the KuROS data for the same flight, in addition to those shown in color.

In the other typical meteorological situation corresponding to the right part of Figure (4), strong alongshore easterly wind conditions are due to an anticyclonic system located near the coasts of Spain which induces complex winds circulation in the Lion Gulf and strong winds coming from the East that blow along the coasts of France. According to the ARPEGE model, wind speed during these situations was around 20 to 25 m/s except for one day when the wind speed was around 15 m/s, and the anticyclonic system moved towards the Balearic Islands.

Figure (7a) shows an example of KuROS trajectories during the strong easterly wind conditions on March 6th 2013. As in Figure (6), in Figure (7b and 7c) presents subsets of the wave height omnidirectional spectra along the flight track. Here it corresponds to well-developed sea state condition with very high wind speeds (25 m/s according to the ARPEGE model). The evolution of the spectra is different from the example shown in Figure (6), the frequency peak is constant along the flight segment both from KuROS and MFWAM-run1. The energy at the peak of the spectra increases from the southern to the northern part of the segment but this variation is more erratic for the KuROS data than for the MFWAM model spectra. This kind of evolution of spectra indicates that the sea state is a well-developed wind sea. Indeed, using wind information from the model, the wave age is estimated between 0.9 and 3.5, knowing that waves are considered fully developed when their age is more than 1.2 (Donelan et al. 1985).

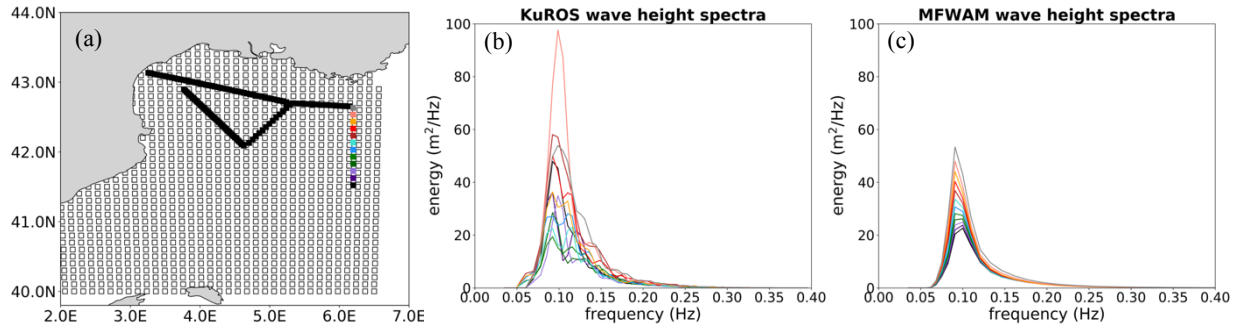


Figure 7. Wave height omnidirectional spectra evolution of KuROS (b) and of MFWAM-run1 (c) as a function of frequency under strong easterly wind conditions on March the 6th 2013. Each color refers to a measurement point indicated with the same color on the map on the left plot (a). The black open squares are the MFWAM ARPEGE version model grid points. The black colored squares show the position of the KuROS data for the same flight, in addition to those shown in color.

In section (4) below we present an overall analysis of the spectral parameter for all the fetch-limited and strong alongshore wind cases.

3.2.2. PROTEVS campaign

The Iroise Sea is one of the most dangerous sea in Europe for the navigation because this area is characterized by a complex bathymetry and is also subject to intense tide currents with current speeds up to 4 m/s locally, leading to intense interactions between the waves and the currents. In order to better characterize wave-current interactions and storm surge conditions in the Iroise Sea, the SHOM organized in October 2015 the PROTEVS experiment, which combined in situ measurements (wave riders), HF radar observations and the KuROS flights. Five flights have been carried out with KuROS between October 23rd and October 28th of 2015. The area sampled by KuROS during this period is shown in Figure (8). It includes regions close to the shore with islands where surface tidal currents are maximum and also over regions less affected by the current. A Datawell directional buoy was moored at position (48.25N, 5.15W). Another buoy named “Pierres Noires” is also always moored in this area, at the position (48.29N, 4.97W). These buoys were not overflown by KuROS at each flight but the most distant KuROS passage for comparison to the buoys was at approximately 25-30 km. For the study, the data of the “Pierres Noires” buoy are compared with model data because omni-directional wave spectra and directional information were provided.

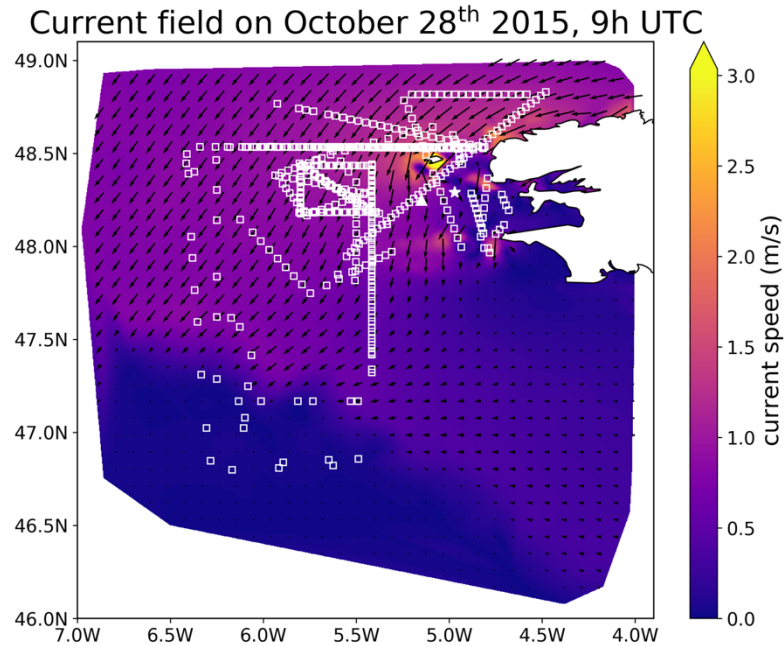


Figure 8. PROTEVS campaign area and typical current field (from the MARS2D model) corresponding to the low tide condition on October 28th at 9h UTC. Arrows indicate the current. White squares are the positions of the wave spectra from the five KuROS flights. The white triangle indicates the Datawell buoy position (48.25N, 5.15W). The white star indicates the “Pierres Noires” buoy position (48.29N, 4.97W).

During the KuROS flights, low to moderate wind conditions were encountered with wind speed varying from 3 to 12 m/s (according to the ECMWF model) depending on the day. According the WW3 model, the sea conditions were rather stationary over the 5 days with long swell (between 200 and 300 m wavelength) coming from the west direction. Swell systems were sometimes accompanied by weak wind sea formed by local winds blowing from the North on October 24th 2015 and coming from the South on October 26th and October 28th 2015.

So, during the KuROS flights, two kinds of sea states have been observed. They are illustrated in Figure (9) with two KuROS directional wave slope spectra (a-b) and the two WW3 directional wave slope spectra collocated with the KuROS ones (c-d). The first kind of typical spectrum is plotted in Figure (9a and 9c) and shows a mixed sea condition with a swell component at low wavenumber (0.025 rad m^{-1}) propagating to the East and a wind-sea component at higher wavenumber (0.07 rad m^{-1}) generated by a wind speed around 10 m/s from South-East. The second type (Figures (9b-9d)) exhibits a pure swell system. The agreement is rather good between the KuROS and the WW3 spectra despite some differences in the energy.

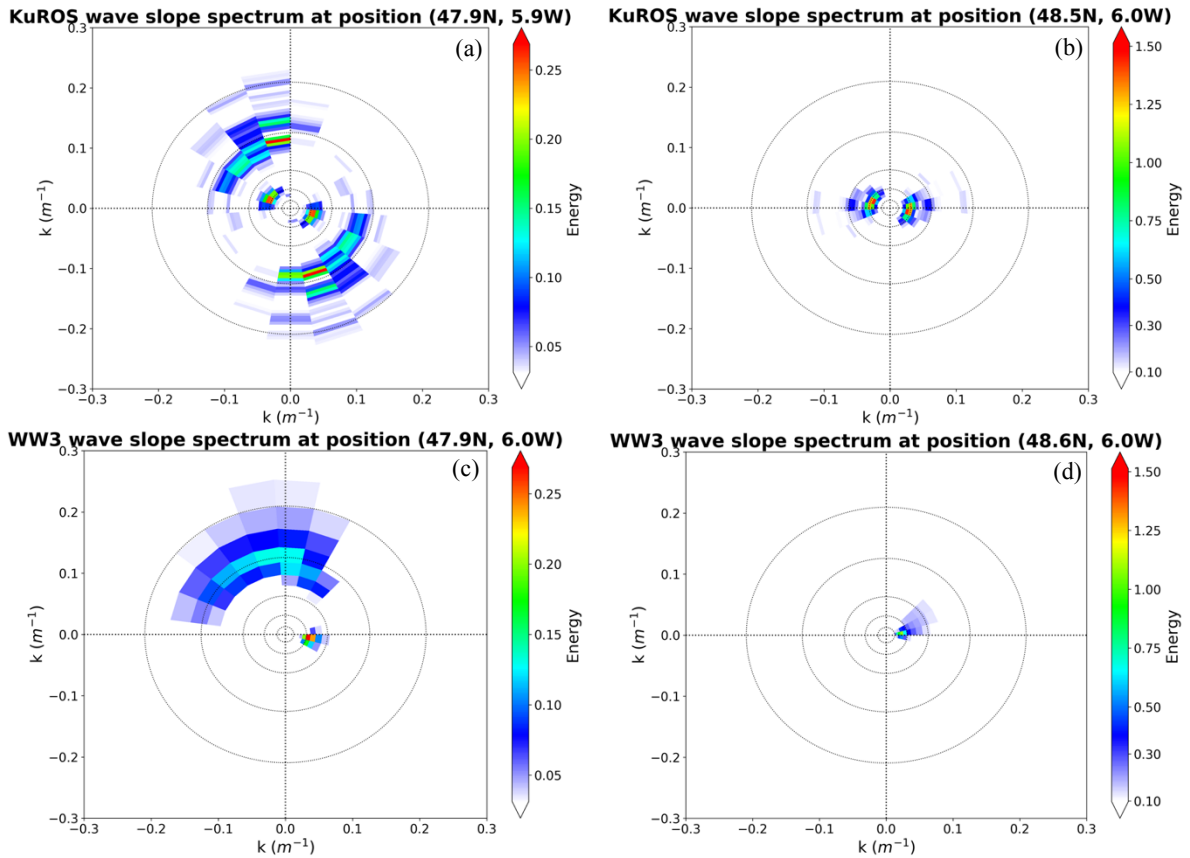


Figure 9. KuROS directional wave slope spectra, on October 26th 2015 (top left) and on October 27th 2015 (top right), showing the two different type of sea states during the PROTEVS campaign. Distance from the center corresponds to the wavenumber and polar angle represents the azimuthal direction with the North indicated upward. Spectra are symmetrized because of the 180° ambiguity (see Caudal et al. (2014)). Bottom left and bottom right plots are the WW3 spectra collocated with the KuROS spectra. Note that energy color bars are not the same between the two situations.

Figure (10) shows the evolution along the flight track for both KuROS (10b) and WW3 (10c) from the coast to the open sea of omnidirectional wave height spectra in the case of October 26th 2015. It shows that there is a mixed sea system with a swell component around 0.08 Hz and a wind sea component around 0.15 Hz.

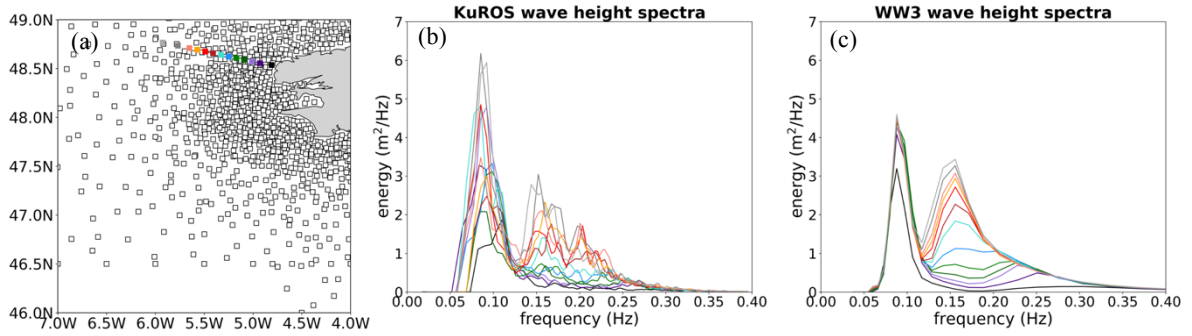


Figure 10. Wave height omnidirectional spectra evolution of KuROS (middle) and of WW3 (right) as a function of frequency under moderate South wind conditions on October 26th 2015. On the left, the map of the KuROS point in color (each color corresponds to the position of the spectrum). The black open squares are the WW3 model grid points.

Although these two components exist on both KuROS and WW3 spectra, the swell component is more energetic for KuROS spectra than for WW3 spectra, and, on the contrary, the wind sea component is less energetic for KuROS than for the WW3 spectra. Also, the wind sea component is noisier for KuROS, and shows several energy peaks whereas the model indicates a unique energy peak for the wind sea component. Even if the agreement is not perfectly good in terms of energy between the radar and the model, both indicate a mixed sea state and energy peaks are at the same frequencies.

In section (4) below, we present an overall analysis of the spectral parameters for all the KuROS measurement points of the PROTEVS campaign.

4. KuROS-model-buoy overall comparisons

Significant wave height, frequency peak and mean direction corresponding to the peak frequency have been calculated from the directional spectra of KuROS data for both campaigns. Then, comparisons have been made with the different data sets of the models. For the HyMeX campaign, the KuROS data set has been compared to the 3 runs of the MFWAM model data detailed in Section 2, and for the PROTEVS campaign, KuROS data set has been compared to the WW3 model data. Also, KuROS and model data have been compared to the buoy data deployed during the both campaigns.

All the data are collocated. The model point is determined as the closest grid point from the KuROS measurement point. The time of the buoy acquisition and the model are the closest one of the KuROS acquisition time. The biggest delay between KuROS and the MFWAM model is 1h30. Between WW3 it and KuROS, the largest delay is only 30 minutes because we have model run every hour.

4.1. Results

Comparisons of H_S , f_{peak} and θ_{mean} between KuROS and MFWAM-run2 data for the HyMeX campaign are shown in Figures (11a), (11c) and (11e) respectively. Statistical parameters are detailed in Table 2. Over the whole data set the bias is small (0.07 m) but the standard deviation is significative (0.78 m). The analysis has also been performed by separating in two intervals of H_S larger and lower than 4 m. The agreement is good for all H_S smaller than 4 m (bias = 0.29 m, standard deviation (std) = 0.52 m), but at larger H_S the standard deviation becomes larger although the bias is smaller (bias = -0.08 m, std = 0.91 m). The large standard deviation appears for the three comparisons with the different runs of MFWAM (see Table 2) but the standard deviation is more important for the MFWAM-run1 (or run3) data (bias = -0.25 m, std = 1.04 m). So, the higher resolution of AROME (MFWAM-run2) seems to increase the agreement between KuROS and MFWAM H_S . This is because AROME provides a more detailed wind field with a 2.5 km resolution than the ARPEGE version with its 10 km resolution. It is important to note that all the results obtained with the MFWAM-run1 data are the same as those obtained with the MFWAM-run3 data. So, in the conditions of HyMeX, the current, as considered in the model, has no visible impact on the wave model results. This was more or less expected because the current speed is relatively low in this region (maximum current speeds between 0.2 and 0.3 m/s). In the following, the conclusions for run3 are not detailed because they are similar to those from run1.

Despite the large standard deviation between KuROS and the model at high H_S , the agreement is rather good for f_{peak} over all sea-state conditions (bias = 0.005 Hz, std = 0.02 Hz).

Concerning the mean directions, the agreement is rather good for all directions in the East to South-West (between 90° to 200°) sector (bias = -2° , std = 16°). The measurement points in this sector correspond to fetch-limited conditions. In the opposite, directions for waves that are going to South-West and North sector have a larger bias and standard deviation (bias = -7° , std = 19°). These measurement points concern the waves with longer wavelength under non-fetch-limited conditions. This difference appears also for the MFWAM-run1 study.

Similarly to the case of the H_S comparison, the higher resolution of AROME (MFWAM-run2) reduces some discrepancies with respect to run1 corresponding to the ARPEGE wind resolution especially for the H_S , as explained before, and also for the mean direction parameter in fetch-limited conditions (bias = -13° , std = 22° for the ARPEGE version and bias = -10° , std = 19° for AROME).

Comparisons between MFWAM-run2 wave parameters and the Tri-axis buoy wave parameters have also been carried on more than 1 month of observations between the 5th of February and the 15th of March 2013. They are shown in Figures (11b), (11d) and (11f). The results indicate a good agreement for H_S (bias = -0.15 m, std = 0.42 m), for f_{peak} (bias = 0.004 Hz, std = 0.029 Hz) and for ϕ_{mean} despite of a more important standard deviation than for the KuROS-MFWAM comparisons (bias = -3.5° , std = 43°). For H_S larger than 4 m, the standard deviation is significantly smaller than the KuROS-MFWAM comparisons (std = 0.56 m). This seems to indicate that the standard deviation of H_S between KuROS and MFWAM at large H_S (> 4 m) may be attributable to KuROS spectra statistical fluctuations. It will be discussed in section (4.2) below.

In contrast, for the mean direction, the standard deviation between buoy and MFWAM data is more important than between KuROS and MFWAM (std = 43° and std = 17° , respectively). Regression line and correlation coefficient indicate that KuROS and model data have a better agreement than the model data with the buoy data. At this stage it is however difficult to attribute this discrepancy to inaccuracies in the model or in the buoy data.

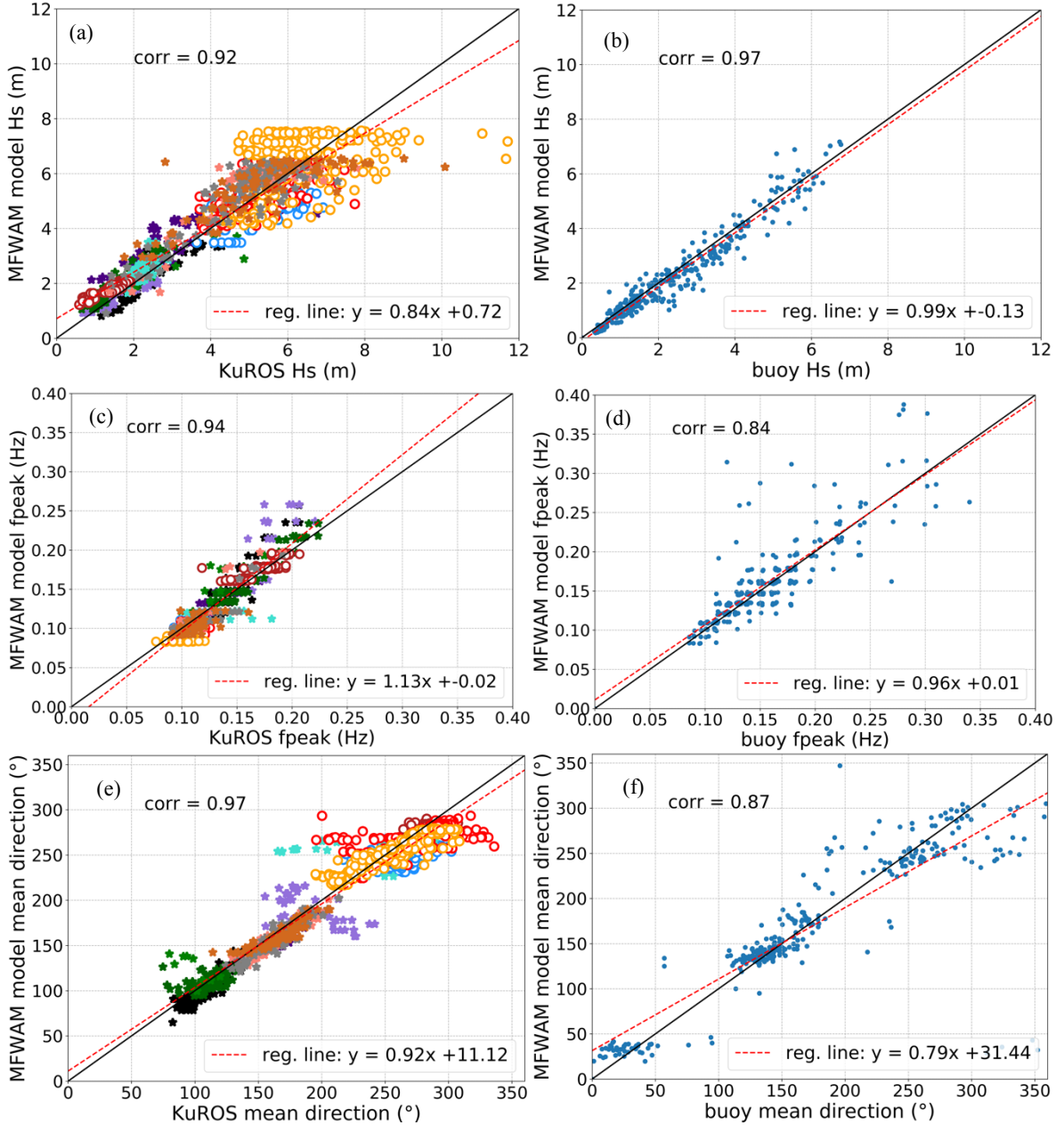


Figure 11. Overall comparisons of the MFWAM-run2 principle wave parameters (H_s , f_{peak} and ϕ_{mean}) during the HyMeX campaign with the KuROS (left-hand side) and the Tri-axis buoy (right-hand side) data. In Figures (a), (b) and (c) there are 1271 measurement points. Each color represents one flight. Star symbols are for flights in fetch-limited conditions, open circles are for flights in easterly high wind conditions. For remainder, buoy data are analyzed over 1 month between the 5th of February and the 15th of March 2013. For the buoy comparison, there are 307 measurement points.

The same study has been carried out for the PROTEVS KuROS data set, but comparisons are made with the WW3 model instead of MFWAM. Comparisons are shown in Figure (12). H_s comparison (Figure (12a)) shows a good agreement for moderate values and a larger dispersion for higher sea states. It is almost the same result as for the HyMeX campaign: the standard deviation for all the measurement points is 0.51 m which is close to the standard deviation of the measurement points of the HyMeX campaign with H_s lower than 4 m (0.52 m).

The agreement on the frequency peak is not as satisfying as for the HyMeX campaign. KuROS frequency peaks have larger variations than the WW3 frequency peaks. The sea states of the PROTEVS campaign are essentially swell system sometimes crossed with wind sea system (blue and green star flights). The scatter is due to these crossed sea systems because KuROS spectra have wind sea component more energetic than the swell component whereas the swell system is more energetic than the wind sea component for the WW3 spectra (see Fig. (10)). There is also a systematic underestimation of KuROS for the frequency peaks of one

of the flights (identified by the red star symbol in Fig. (12)). This case is a pure swell sea state with waves of 300 m of wavelength according to the WW3 model. This type of sea state is likely a limiting case for KuROS. It will be discussed in the Section 4.2 below.

Comparison of the mean direction at the peak indicates also a significant standard deviation of KuROS values (bias = 4.6° , std = 14.4°). The regression line and the correlation coefficient indicate also that the comparison is not as good as the HyMeX comparison (corr = 0.72). This discrepancy may be due to the disagreement on the frequency peak between KuROS and WW3 due to differences in the swell and mixed sea identification mentioned here above.

Comparisons between WW3 wave parameters and the “Pierres Noires” buoy wave parameters have also been carried out for a 1-month data set encompassing the PROTEVS campaign (3- 31 October 2015). They are shown in Figures (12b), (12d) and (12f). The results show a good agreement for H_S (bias = 0.14 m, std = 0.30 m). Bias and standard deviations are in Table (3). As for the HyMeX campaign, this conclusion comforts in the fact that the discrepancy between the radar and the model at high values of H_S are due to a scatter in the KuROS data. The agreement for the peak frequency is rather good except for two points that are around 0.2 and 0.25 Hz for the buoy whereas the model indicates peak frequencies around 0.08 Hz. Those two points have been recorded on the 26th of October in the morning. This is the same day as the green star flight in Figure (12c). KuROS and the buoy both indicate a wind sea more energetic than the swell system. Peak frequencies from KuROS are lower than from the buoy, but this can be explained by the different fetch distances in this situation of southerly to east-southerly winds. The agreement between buoy and WW3 for the mean direction is also satisfactory, although there are some outlier points. They correspond to cases for which the buoy indicates a dominant high frequency wind sea (> 0.25 Hz) whereas the model indicates a dominant swell system. These points are also outliers in Figure (12d) but are not visible in the plot because of the scale of the graph. That is why correlation coefficients are lower than for the HyMeX comparisons.

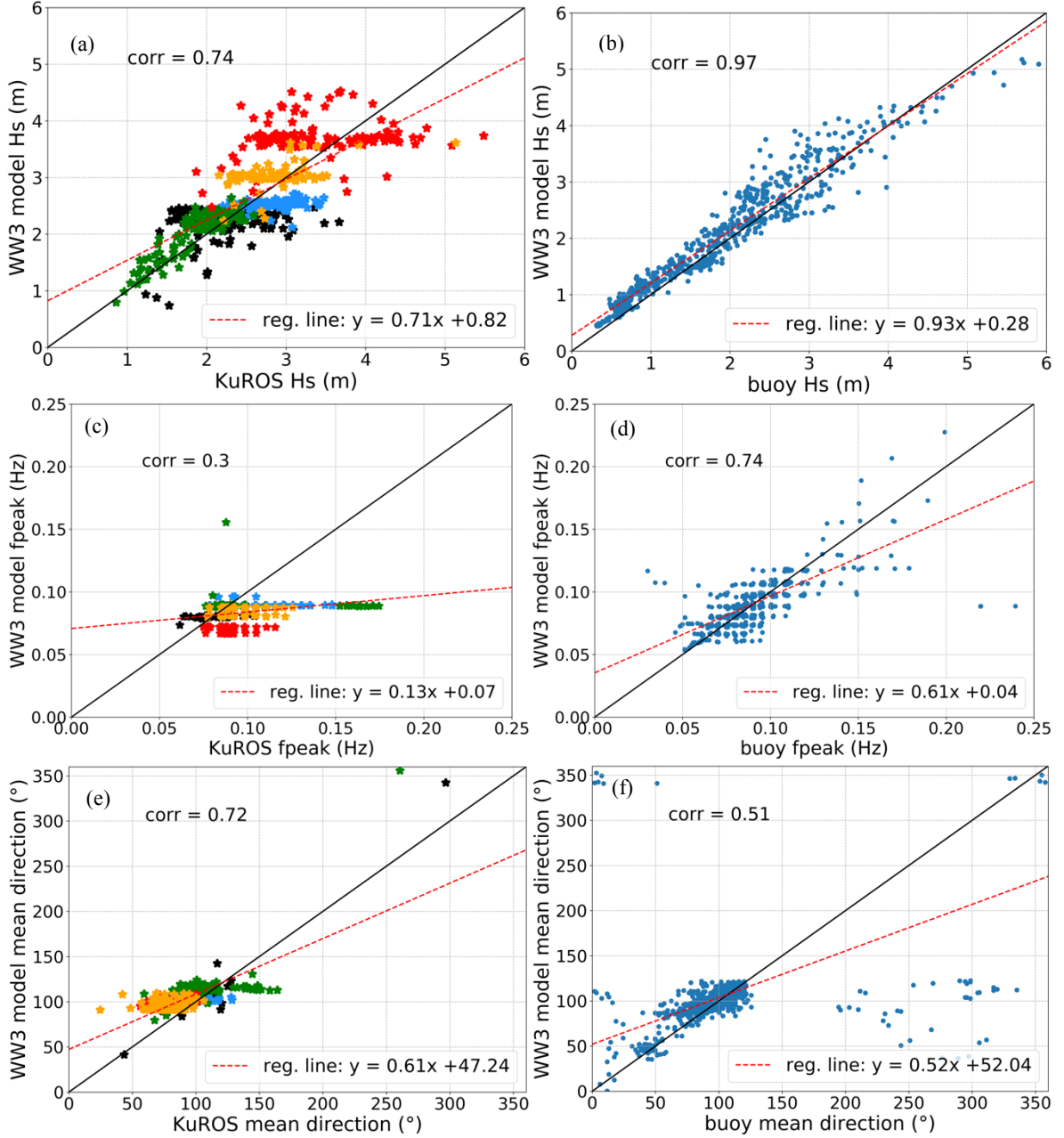


Figure 12. Overall comparisons of the WW3 principle wave parameters (H_s , f_{peak} and ϕ_{mean}) during the Iroise campaign with the KuROS (left-hand side) and the “Pierres Noires” buoy (right-hand side) data. In Figures (a), (b) and (c) there are 586 measurement points. Each color represents one flight. For reminder, buoy data are analyzed over 1 month between the 3rd of October and the 31th of October 2015. For the buoy comparison, there are 683 measurement points.

4.2. Discussions on main spectrum parameters

Overall comparisons between the KuROS and the MFWAM-run2 data for the HyMeX data set indicate that the agreement is rather good especially for the fetch-limited cases (stars in Figures (11a), (11c) and (11e)). However, a significant scatter appears for H_s larger than 4 m. Correlatively, comparison of H_s between MFWAM and buoy data shows a good agreement even for H_s larger than 4 m (bias = -0.15 m, std = 0.42 m). From this double comparison, we conclude that the standard deviation in the former cases is probably due to the KuROS radar data. Measurement points that have H_s larger than 4 m show also the least disagreement for ϕ_{mean} compared to the other measurement points. The cases for which comparisons are less satisfying correspond to well-developed sea state conditions with ocean waves around 200 m of wavelength. For PROTEVS data set, which corresponds to either pure swell cases or mixed swell/wind sea cases, we also find the same type of standard deviation on H_s and mean direction. In addition, some bias is found for the peak frequency and explained by a different relative energy of wind sea versus swell wind between model and observations.

As presented in section 2.2, the main limitations for the inversion of wave spectra from KuROS are the assumptions on wave slopes, and on correlation length (respectively wavelength) of the ocean waves, which must be small compared to the azimuth (respectively elevation) dimension of the radar footprint. These two factors may lead to some non-linearity in the relationship between radar signal spectra and wave slope spectra.

The significant slope ($\frac{Hs}{\lambda_{peak}}$ with λ_{peak} the dominant wavelength) have been estimated from the model in order to check the assumption of the wave slope. In average, local slopes of the waves, as given by the model, are of 3 % for fetch-limited and strong easterly wind conditions. This value is just at the limit of validity for the linearity. However, as explained above, comparisons under fetch-limited conditions are satisfying, whereas the averaged significant wave slopes are nearly the same between the both conditions. For the PROTEVS data set, the significant wave slopes are between 0.5 % and 1.5 % according to the WW3 model. So, we conclude that the limiting factor is not due to the slopes of the ocean waves for the situations met by the KuROS radar during the field campaigns.

The second assumption that can possibly be a limitation is the size of the footprint compared to length of the waves. Indeed, most of the measurement points obtained during the HyMeX campaign have been acquired at 2000 m of altitude. At this flight altitude, the dimension of the radar footprint is around 700 m in elevation and 300 m in azimuth. The dimension in elevation of the radar footprint is long enough to detect waves of 200 m of wavelength. But in the azimuth direction, the correlation length may be of the order of the footprint dimension. Indeed, using simple simulations of the surface slopes, we found that a swell of 200 m of wavelength simulated with a $\cos^{14}$ angular spreading function induces correlation length perpendicular to the propagation direction of 350 m. Correlatively the mean slope in the y direction is also not null. Hence assumption underlying Eq. (7) may be violated. It may bias the retrieved energy of the wave spectrum but can vary from scenes to scenes due to the statistical fluctuation at the surface. Indeed, correlation lengths and mean slopes in the y direction are very fluctuant. This variation could explain the increased standard deviation of Hs with a mean zero bias.

Finally, a continuous bias is not visible for the comparisons with the KuROS radar data. So, the assumption about the Gaussian shape of the gain pattern does not seem to be a limitation.

In summary, combining the results of both campaigns, we conclude that KuROS provides wave spectra with good consistency with models for cases with ocean waves shorter than about 200 m and that the radar footprint dimension seems to be a limit for longer wave situations.

In the following we concentrate our analysis on additional wave parameters, namely frequency spread and directional spread using a subset of KuROS data corresponding to cases where the hypotheses of the measurement principle cannot be questioned. The selection of the data subset has been done based on the values of mean bias and standard deviation of the difference of H_s between KuROS and the models analyzed as a function of the frequency peak. By sorting data according to the model peak frequency, all data for which the peak frequency is such that the mean bias of H_s differences is larger than 1 m or the standard deviation of H_s differences is larger than 0.8 m are deleted from the data set. As it was expected, it corresponds to measurement points with ocean waves of wavelength higher than 200 m (peak frequency smaller than 0.088 Hz).

4.3. Study of frequency and directional spread

The frequency and angular spread are two parameters that provide interesting information about wave spectra because they are constrained by the physics of the wave (in particular the non-linear interactions). Observations of this kind of parameters are needed to improve and validate the theory and the numerical models.

For this study, $\Delta\phi$ and Δf are estimated using Eq. (18 and 19, respectively) in Section 2.3. $\Delta\phi$ is computed at the peak of the wave spectrum.

Figures (13a-b) and (14a-b) show these parameters estimated from the KuROS data subset compared to the collocated model values. The same type of comparisons between the Tri-axis buoy and the MFWAM-run2

data are presented in Figures (13c-d) and (14c-d). The data set used for the comparison with the buoy is the same as the one in the Section 4.

From these comparisons it appears that in the conditions of the HyMeX campaign subset (mainly fetch-limited cases),

- the MFWAM model overestimates the frequency width of the spectra compared to KuROS (bias = 0.035 Hz) and also to buoy data (bias = 0.03 Hz) in the same range of frequency spread. Regression lines indicate also the overestimation for both comparisons. So, it is reasonable to conclude that MFWAM generates spectra with energy too widely spread in frequency in these fetch-limited conditions.

- The MFWAM model underestimates the directional spread compared to KuROS (bias = -3.6°) and to the buoy data (bias = -9.3°). Regression lines for both comparisons are similar.

These conclusions are similar for the other MFWAM runs.

During the HyMeX campaign, the airborne radar flew 12 times over the buoy (approximately once per flight). On this limited data set, both the frequency width and the directional spread of KuROS are in good agreement with the Tri-axis buoy data with very small bias (0.0045 Hz on frequency spread, and -2.7° in directional spread).

So, although the standard deviation remains large, and the comparison between KuROS and in situ data is scarce, this triple information from KuROS, MFWAM model and buoy data indicates consistency for the comparisons of MFWAM with KuROS on one side and MFWAM with buoy on the other side. They both seems to indicate that the model fails to reproduce correctly the details of the frequency and the directional properties of the wave spectra in these fetch-limited cases. This may come from some approximations used in the model for the redistribution of energy due to non-linear interactions between different wave components. This results in an insufficient redistribution in directions compensated by a too important redistribution in frequency (and vice-versa).

In the conditions of the PROTEVS campaign, Figure 14 shows that WW3 also overestimates the frequency spread of the spectra compared to the KuROS data set (bias = 0.02 Hz). But in this case, the overestimation of the model spectral width compared buoy data is smaller than in the HyMeX case for the same range of frequency spread (see Fig. (14c)). So, as for the HyMeX campaign, the model overestimates the frequency spread for values lower than 0.12 Hz.

As for the direction spread, similarly to the case the HyMeX campaign with MFWAM, WW3 underestimates this spread compared to both buoy (bias = -7.5°) and KuROS data (bias = -11.7°). Regression lines for both comparisons are also similar and confirm the underestimation.

In summary for the PROTEVS campaign, the analysis on the frequency spread is less conclusive but it seems possible to claim that the WW3 provides too broad distribution of wave energy in directions compared to both KuROS or to buoy data. This conclusion is not depending of the current speed.

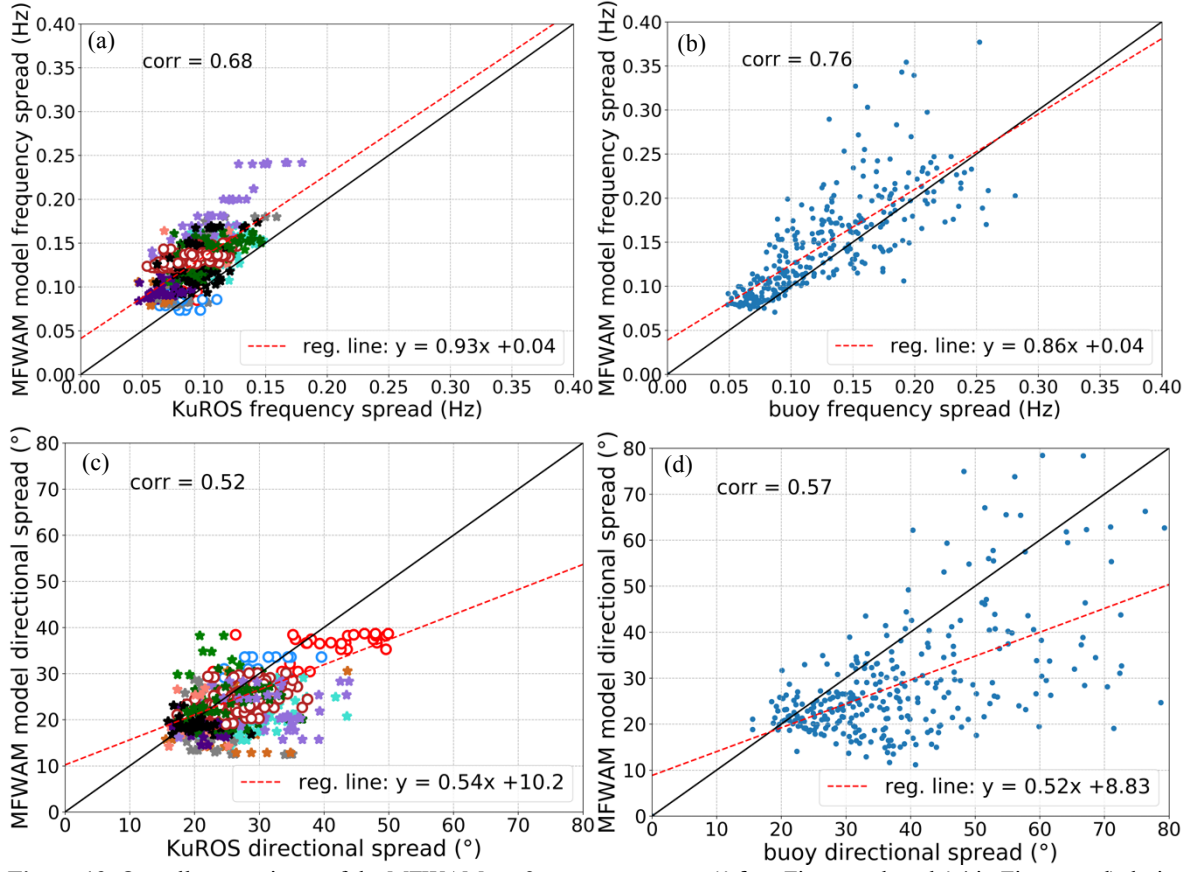


Figure 13. Overall comparisons of the MFWAM-run2 wave parameters (Δf on Figures a-b and $\Delta\phi$ in Figures c-d) during the HyMeX campaign with the KuROS (left-hand side, a and c) and the Tri-axis buoy (right-hand side, b and d) data. The red lines represent the regression lines. In Figures (a) and (c) there are 609 measurement points. Each color represents one flight. Star symbols are for flights in fetch-limited conditions, open circles are for flights in easterly high wind conditions. For reminder, buoy data are analyzed over 1,5 months between the 5th of February and the 15th of March 2013. For buoy comparisons, there are 307 measurement points.

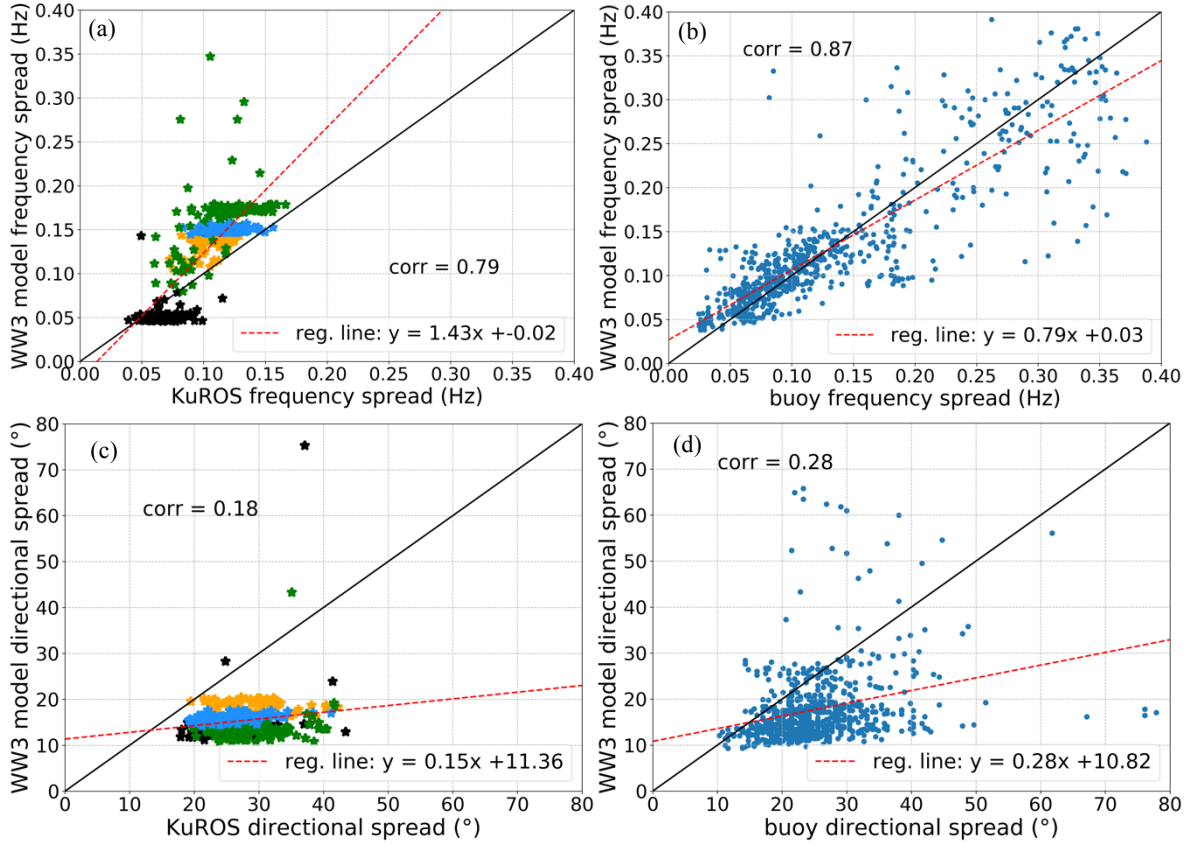


Figure 14. Overall comparisons of the WW3 wave parameters (Δf in Figures a-b and $\Delta\phi$ in Figures c-d) during the PROTEVS campaign with the KuROS (left-hand side, a, c) and the ‘Pierres Noires’ buoy (right-hand side, b, d) data. The red lines represent the regression lines. In Figures (a) and (c) there are 460 measurement points. Each color represents one flight. For reminder, buoy data are analyzed over 1 month between the 3rd of October and the 31th of October 2015. For buoy comparisons, there are 683 measurement points.

	KuROS - MFWAM run 1		KuROS - MFWAM run 2		KuROS - MFWAM run 3		KuROS - WW3	
Parameter	bias	std	bias	std	bias	std	bias	std
H_S	-0.0051 m	0.89 m	0.067 m	0.78 m	-0.0053 m	0.89 m	0.076 m	0.51 m
$H_S < 4$ m	0.36 m	0.60 m	0.29 m	0.52 m	0.34 m	0.60 m	/	/
$H_S > 4$ m	-0.25 m	1.04 m	-0.08 m	0.91 m	-0.25 m	1.04 m	/	/
f_{peak}	-0.00063 Hz	0.011 Hz	-0.0018 Hz	0.013 Hz	0.00043 Hz	0.011 Hz	-0.0093 Hz	0.02 Hz
ϕ_{mean}	-2°	18°	-5°	17°	-3°	19°	4.6°	14°
Δf	0.030 Hz	0.039 Hz	0.035 Hz	0.041 Hz	0.033 Hz	0.042 Hz	0.025 Hz	0.040 Hz
$\Delta\phi$	-2.0°	5.6°	-3.6°	6.8°	-1.1°	5.5°	-12°	13°

Table 2. Bias and standard deviations (std) of the comparisons of the wave parameters between KuROS and the models. The number of points for KuROS-MFWAM comparisons is: 1271 points of H_S , f_{peak} , ϕ_{mean} and 307 points for Δf and $\Delta\phi$. The number of points for KuROS-WW3 comparisons is: 586 points H_S , f_{peak} , ϕ_{mean} and 460 points for Δf and $\Delta\phi$.

	Lion buoy - MFWAM run 1		Lion buoy - MFWAM run 2		Lion buoy - MFWAM run 3		"Pierres Noires" buoy - WW3	
Parameter	bias	std	bias	std	bias	std	bias	std
H_S	-0.12 m	0.36 m	-0.15 m	0.42 m	-0.12 m	0.36 m	0.14 m	0.30 m
f_{peak}	-0.0029 Hz	0.028 Hz	0.004 Hz	0.029 Hz	-0.0016 Hz	0.028 Hz	-0.0093 Hz	0.049 Hz
ϕ_{mean}	3.1°	37°	-3.5°	43°	5.6°	43°	-0.85°	54°
Δf	0.016 Hz	0.038 Hz	0.03 Hz	0.0043 Hz	0.022 Hz	0.028 Hz	-0.00088 Hz	0.044 Hz
$\Delta \phi$	-10°	16°	-9.3°	15°	-8.5°	14°	-7.5°	12°

Table 3. Bias and standard deviations (std) of the comparisons of the wave parameters between the buoys and the models. The number of points is 307 for the Lion buoy – MFWAM comparisons and 583 points for the “Pierres Noires” buoy – WW3 comparisons.

5. Conclusion

In the article, observations from the real aperture airborne radar have been analyzed in terms of wave spectra and related parameters. One of the originalities of this paper is to analyze not only the main spectral parameters (significant wave height, mean direction, dominant frequency), but also parameters which characterize the shape of the spectra in frequency (spectral width) and in direction (directional spread for the dominant frequency).

Results acquired during two field campaigns are discussed. The first campaign took place in 2013 in the Mediterranean Sea under strong wind situations with young or mature wind seas. The second campaign took place in the Iroise Sea in 2015 in conditions where swell is dominant and, in some occasions, superposed with wind sea. A detailed analysis of the wave spectra main parameters has been presented with comparisons of KuROS results to collocated model results. In parallel we analyzed comparisons of model parameters to buoy parameters during the same period (but for a longer time period). This double approach allowed us to first, better assess the conditions where we are the most confident in the KuROS observations. And then, for these selected cases, to analyze the spectral shapes found from both observations and models.

The comparisons of the main wave spectra parameters (H_S , f_{peak} and ϕ_{mean}) indicate that, ocean waves with dominant wavelengths shorter than 200 m are the most appropriate situations for wave retrieval with the KuROS radar. Indeed, for these conditions, the assumptions underlying the inversion process are well satisfied. For longer dominant wavelengths, the major limiting factor is probably the limited size of the radar footprint in azimuth for the flight conditions of our experiments. In these situations, the main impact seems to be a large standard deviation of the inverted significant wave height, as well as of the directional spread.

Frequency and directional spreads have been analyzed from a subset of our KuROS data (selection corresponding to cases where the dominant wavelength is smaller than 200m) in order not to be limited by the assumptions of the inversion principle. The results indicate an overestimation of the MFWAM and WW3 model frequency widths compared to KuROS data and buoy data for both campaigns. The comparisons of the directional spread show an underestimation of the MFWAM and WW3 models compare to buoy and KuROS data. With these conclusions we think that it may be due to the physics used in the model and in particular the approximations made for the non-linear interactions.

In this paper we have shown that airborne radar observations, and in particular KuROS, is an interesting complementary way to study wave evolution at a better resolution than with satellite in complement to ships, buoys or coastal radars.

Moreover, coastal areas are subjected to a lot of complex processes such as wave refraction on the coast, transformations under shallow water conditions, etc. Waves evolution in shallow water is complex to understand and to model, so, measurements with airborne radar can be a way to better constrain the model in those conditions.

Also, KuROS data can be used to study space and time evolution of directional wave spectra under fetch-limited conditions in order to better understand wave growth processes and non-linear interactions that are a

dominant mechanism in the wind-wave evolution (Badulin et al. 2005). Moreover, spectral shape provides a better basis for evaluating detailed-balance source terms in wave models (Resio et al. 2016). This was out of the scope of the present paper, but it will be investigated in further studies.

Finally, note that the principle of measurement used for KuROS is the same as the one chosen for the SWIM instrument on the CFOSAT satellite recently launched (29 October 2018). The first SWIM data are presently under verification (CAL/VAL phase), and will soon be available to the community (mid 2019). They will consist in directional spectra of ocean waves provided at the global scale. Thanks to the high orbit altitude (~520 km) and wide radar footprint (~ 20 km x 20 km), the performances on the retrieved parameters will not be limited by the dominant wavelength conditions as for KuROS. Indeed, the geometry and sensitivity of the instrument will permit to measure waves in the [70 to 500 m] wavelength domain. Furthermore, the directional selectivity will be much better than for the case of KuROS (see Fig. (2)). From the study discussed here with KuROS data, we may anticipate that the assumptions on wave steepness will not be the major limiting factor at least in the most common wave conditions. Compared to KuROS, better selectivity, less constraints on dominant wavelengths and global coverage will open the possibility to study in more details the spectral shapes in various conditions and compare them with model or in situ data. However, other limitations may arise with the satellite configuration, in particular due to non-homogeneous conditions within each illuminated footprint (~ 20 km x 20 km) or within the swath used to build the directional spectra (about 70km x 90 km). We plan new campaigns involving in situ and KuROS airborne measurements to better quantify these aspects.

References

- Alpers WR, Ross DB, Rufenach CL (1981) On the detectability of ocean surface waves by real and synthetic aperture radar. *J Geophys Res*
- Ardhuin F, Rogers E, Babanin A V, et al (2010) Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I: Definition, Calibration, and Validation. *J Phys Oceanogr* 40:1917–1941. doi: 10.1175/2010JPO4324.1
- Badulin S, Pushkarev A, Resio D, Zakharov V (2005) Self-similarity of wind-driven seas. *Nonlinear Process Geophys* 12:. doi: 10.5194/npg-12-891-2005
- Blackman RB, Tukey JW (1959) The measurement of power spectra. Dover Publications, Inc
- Breivik L-A, Reistad M, Schyberg H, et al Assimilation of ERS SAR wave spectra in an operational wave model. *J Geophys Res Ocean* 103:7887–7900. doi: 10.1029/97JC02728
- C. Voorrips A, Makin V, Hasselmann K (1997) Assimilation of wave spectra from pitch-and-roll buoys in a North Sea wave model. *J Geophys Res* 102:5829–5849. doi: 10.1029/96JC03242
- Caudal G, Hauser D, Valentin R, Le Gac C (2014) KuROS: A New Airborne Ku-Band Doppler Radar for Observation of Surfaces. *J Atmos Ocean Technol* 31:2223–2245. doi: 10.1175/JTECH-D-14-00013.1
- Cavaleri L, Fox-Kemper B, Hemer M (2012) Wind Waves in the Coupled Climate System. 93:1651–1661. doi: 10.1175/bams-d-11-00170.1
- Courtier P. FCGJ-FRF, Rochas M (1991) The ARPEGE project at Météo-France, ECMWF Annual Seminar, Eur. Cent. for Medium-Range Weather Forecasts, Reading
- Drobinski P, Ducrocq V, Alpert P, et al (2014) HyMeX: A 10-Year Multidisciplinary Program on the Mediterranean Water Cycle. *Bull Am Meteorol Soc* 95:1063–1082. doi: 10.1175/BAMS-D-12-00242.1
- Engen G, Johnsen H (1995) SAR-ocean wave inversion using image cross spectra. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 33:1047–1056. doi: 10.1109/36.406690
- Freilich MH, Vanhoff BA (2003) The Relationship between Winds, Surface Roughness, and Radar Backscatter at Low Incidence Angles from TRMM Precipitation Radar Measurements. *J Atmos Ocean Technol* 20:549–562. doi: 10.1175/1520-0426(2003)20<549:TRBWSR>2.0.CO;2
- Goda Y Directional wave spectrum and its engineering applications. In: *Advances in Coastal*

- and Ocean Engineering. pp 67–102
- Group TW (1988) The WAM Model—A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. *J Phys Oceanogr* 18:1775–1810. doi: 10.1175/1520-0485(1988)018<1775:TWMTGO>2.0.CO;2
- Hashimoto N Analysis of the directional wave spectrum from field data. In: *Advances in Coastal and Ocean Engineering*. pp 103–143
- Hasselmann K, Hasselmann S (1991) On the nonlinear mapping of an ocean wave spectrum into a synthetic aperture radar image spectrum and its inversion. *J Geophys Res Ocean* 96:10713–10729. doi: 10.1029/91JC00302
- Hasselmann K, P. Barnett T, Bouws E, et al (1973) Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Deut Hydrogr Z* 8:1–95
- Hasselmann S, Hasselmann K (1985) Computations and Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer in a Gravity-Wave Spectrum. Part I: A New Method for Efficient Computations of the Exact Nonlinear Transfer Integral. *J Phys Oceanogr* 15:1369–1377. doi: 10.1175/1520-0485(1985)015<1369:CAPOTN>2.0.CO;2
- Hauser D, Caudal G, Rijckenberg G-J, et al (1992) RESSAC: A Ne Airborne FM/CW Radar Ocean Wave Spectrometer. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 30:981–995. doi: 10.1109/36.12892/92\$03.00
- Hauser D, Kahma KK, Krogstad HE, et al (2005) Measuring and analysing the directional spectra of ocean waves. COST Office
- Hauser D, Tison C, Amiot T, et al (2017) SWIM: The First Spaceborne Wave Scatterometer. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 55:3000–3014. doi: 10.1109/TGRS.2017.2658672
- J. Schule Jr J, S. Simpson L, S. Deleonibus P (1971) A Study of Fetch-Limited Wave Spectra with an Airborne Laser. *J Geophys Res* 76:4160–4171. doi: 10.1029/JC076i018p04160
- Jackson FC, Walton WT, Baker PL (1985a) Aircraft and Satellite Measurement of Ocean Wave Directional Spectra Using Scannig-Beam Microwave Radars. *J Geophys Res* 90:987–1004. doi: 10.1029/85JC004C-1190\$05.00
- Jackson FC, Walton WT, Peng CY (1985b) A Comparison of in Situ and Airborne Radar Observations of Ocean Wave Directionality. *J Geophys Res* 90:1005–1018. doi: 10.1029/85JC004C-1273\$05.00
- Law Chune S, Aouf L (2018) Wave effects in global ocean modeling: parametrizations vs. forcing from a wave model. *Ocean Dyn* 68:1739–1758. doi: 10.1007/s10236-018-1220-2
- Lazure P, Dumas F (2008) An external–internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Adv Water Resour* 31:233–250. doi: <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.06.010>
- Lefèvre J.M. ALBCQPAF (2009) Apport d’un nouveau modèle de vagues de 3ème génération à Météo-France in: *Actes de Conférence Des Ateliers de Modélisation de l’Atmosphère*.
- List JH (1990) Wave groupiness variations in the nearshore. *Coast Eng* 15:475–496. doi: [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(91\)90024-B](https://doi.org/10.1016/0378-3839(91)90024-B)
- M. A. Donelan J. Hamilton WHH, Stewart RW (1985) Directional spectra of wind-generated ocean waves. *Philos Trans R Soc London Ser A, Math Phys Sci* 315:. doi: 10.1098/rsta.1985.0054
- M. S. Longuet-Higgins DEC, Smith ND (1963) The Directional Spectrum of Ocean Waves, and Processes of Wave Generation. *Proc R Soc Lond A Math Phys Sci* 265:286–315
- Nouguier F, Chapron B, Collard F, et al (2018) Sea Surface Kinematics From Near-Nadir Radar Measurements. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* to be subm. doi: 10.1109/TGRS.2018.2833200
- Pettersson H, Graber HC, Hauser D, et al (2003) Directional wave measurements from three

- wave sensors during the FETCH experiment. *J Geophys Res* 108:FET 9-1-- FET 9-15. doi: 0148-0027/03/2001JC001164\$09.00
- Phillips OM (1977) *The Dynamics of the Upper Ocean*. Cambridge University Press
- Plant WJ, Keller WC, Hayes K (2005) Simultaneous Measurement of Ocean Winds and Waves with an Airborne Coherent Real Aperture Radar. *J Atmos Ocean Technol* 22:832–846. doi: 10.1175/JTECH1724.1
- Resio DT, Vincent L, Ardag D (2016) Characteristics of directional wave spectra and implications for detailed-balance wave modeling. *Ocean Model* 103:38–52. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.09.009>
- Saulnier J-B, CLEMENT AH, FALCAO AFO, et al (2011) Wave Groupiness and Spectral Bandwidth as Relevant Parameters for the Performance Assessment of Wave Energy Converters. *Ocean Eng* 38:pp.130-147. doi: 10.1016/j.oceaneng.2010.10.002
- Seity Y, Brousseau P, Malardel S, et al (2011) The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Mon Weather Rev* 139:976–991
- Tolman H, Accensi M, Alves J-H, et al (2014) User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 4.18
- Walsh EJ, Hancock DW, Hines DE, et al (1985) Directional Wave Spectra Measured with the Surface Contour Radar. *J Phys Oceanogr* 15:566–592. doi: 10.1175/1520-0485(1985)015<0566:DWSMWT>2.0.CO;2
- Wyatt LR (1991) High-frequency radar measurements of the ocean wave-directional spectrum. *IEEE J Ocean Eng* 16:163–169. doi: 10.1109/48.64896
- Wyatt LR (2019) Measuring the ocean wave directional spectrum “First Five” with HF radar. *Ocean Dyn* 69:123–144. doi: 10.1007/s10236-018-1235-8

3.3 Résultats complémentaires : Comparaison des observations KuROS avec les données de la bouée Lion

Lors de la campagne [HyMeX](#), une bouée était mouillée pendant toute la durée de la campagne à la position (42,06 N, 4.64 E). Elle est symbolisée par l'étoile dans la figure 4 de la publication. En réalité, il s'agissait d'un ensemble de bouées constitué d'une bouée non directionnelle Datawell et une bouée directionnelle Triaxis. Comme expliquée dans l'article, les données de la bouée directionnelle ont été exploitées pour l'étude. Dans l'article, seules les comparaisons des données de la bouée avec les données du modèle [MFWAM](#) sont présentées.

Pendant la campagne, cette bouée a été survolée par l'avion au cours de presque tous les vols (12 vols sur 13). Ce qui a permis d'obtenir 12 points de comparaison entre [KuROS](#) et la bouée. Une étude de comparaison a été effectuée sur ces 12 points. Les mêmes paramètres spectraux que dans la publication ont été étudiés. Le nombre d'observation pour ces comparaison est très faible mais permet néanmoins de tirer quelques informations supplémentaires par rapport aux résultats montrés dans la section précédente.

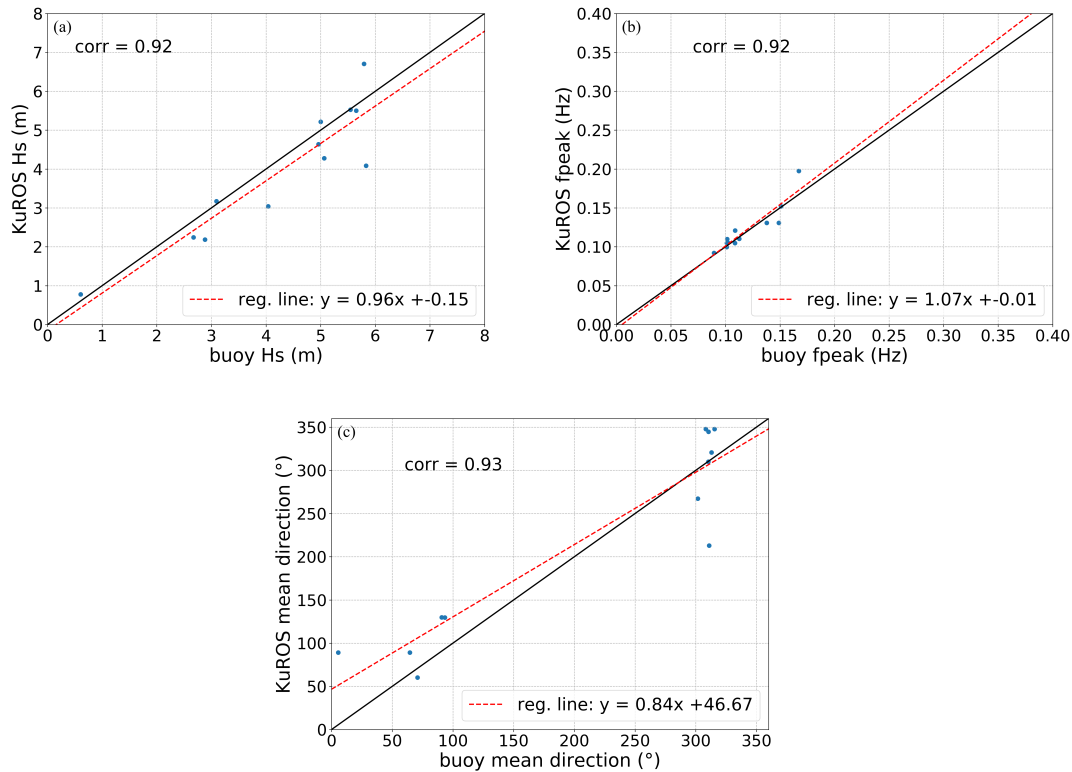


FIGURE 3.2 – Graphiques de dispersions montrant les comparaisons des paramètres intégraux principaux entre KuROS et la bouée Lion (42,06 N, 4.64 E). La droite en noire est la droite d'équation $y = f(x)$. La droite en pointillés rouges est la droite de régression linéaire des données. De gauche à droite : H_s , f_{peak} , ϕ_{mean} .

Les figures 3.2(a-c) représentent les comparaisons des paramètres principaux. La figure 3.2(a) montre la comparaison de la hauteur significative. L'accord est plutôt satisfaisant avec un biais de -0.31 m et un écart type de 0.73 m. Les biais et écarts types des différents paramètres sont répertoriés dans la table 3.1. Comme avec les comparaisons avec MFWAM, une dispersion plus importante apparaît pour les hauteurs supérieures à 4 mètres (std = 0.88 m contre 0.65 m pour les $H_s < 4$ m). La comparaison de la fréquence pic montre un très bon accord entre KuROS et la bouée (cf figure 3.2(b)). Les comparaisons de la direction moyenne montrent un biais très supérieur à ceux obtenus avec les comparaisons avec les modèles alors que la dispersion est du même ordre (cf figure 3.2(c)).

3.3. RÉSULTATS COMPLÉMENTAIRES : COMPARAISON DES OBSERVATIONS KUROS AVEC LES DONNÉES DE LA BOUÉE LION

Paramètres	biais	std
Hs	-0.31 m	0.76 m
Hs < 4 m	-0.37 m	0.65 m
Hs > 4 m	-0.27 m	0.88 m
f_{peak}	-0.0023 Hz	0.012 Hz
Φ_{mean}	-13°	46°
Δf	0.0045 Hz	0.028 Hz
$\Delta\phi$	-2.2°	11.6°

TABEAU 3.1 – Biais et écarts types des comparaisons des paramètres spectraux entre KuROS et la bouée Lion. Il y a 12 points de comparaison au total, 5 points pour les Hs < 4 m et 7 pour les Hs > 4 m.

Les figures 3.3(a-b) montrent les comparaisons des paramètres d'étalement avec la bouée. Le nombre de points de comparaison étant faible, tous les spectres ont été conservés pour les comparaisons de ces paramètres. La comparaison de l'étalement en fréquence (cf figure 3.3(a)) montre un très bon accord sauf pour un point de mesure. Ce point de mesure correspond à une journée de vent assez faible (7 m/s) avec une hauteur significative de vagues de 0.67 m. Le biais obtenu pour la comparaison de l'étalement en fréquence entre KuROS et la bouée est un ordre de grandeur en-dessous de ceux obtenus avec les comparaisons KuROS-MFWAM et bouée-MFWAM. Concernant l'étalement angulaire, malgré un biais faible, la dispersion est très importante (cf figure 3.3(b)). Cela est aussi observé sur les comparaisons des données HyMeX avec données du modèle MFWAM.

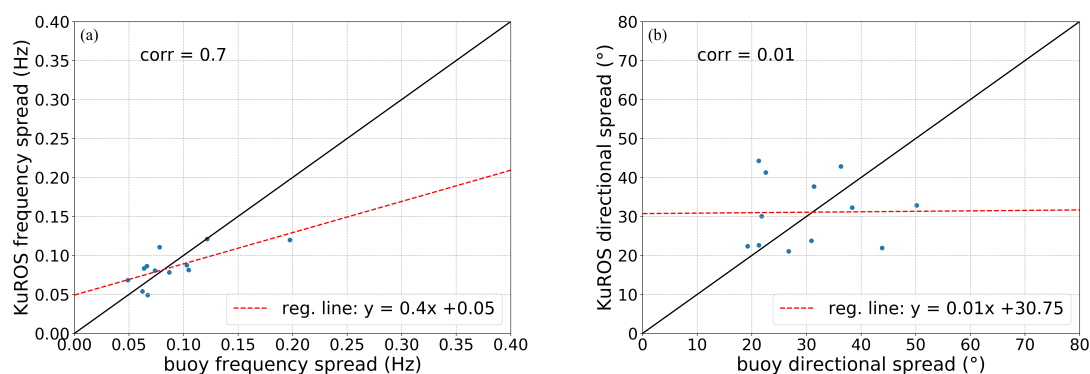


FIGURE 3.3 – Graphiques montrant les comparaisons des paramètres caractérisant la forme des spectres entre KuROS et la bouée. La droite en noire est la droite d'équation $y = f(x)$. La droite en pointillés rouges est la droite de régression linéaire des données. De gauche à droite : Δf , $\Delta\phi$.

Les comparaisons entre les données du radar et celles de la bouées indiquent des résultats similaires à ceux issus des comparaisons avec le modèle. La dispersion est plus marquée pour les Hs > 4 m et ces cas correspondent à des situations d'assez longues vagues ($\lambda = 140$ m en moyenne). Les résultats des comparaisons des mesures KuROS avec les données issues des modèles et des bouées sont satisfaisants dans les situations de vagues dont la longueur d'onde est inférieure à 200 m et où la hauteur significative est inférieure ou égale à 4 mètres. Cela indique que KuROS est un instrument capable de mesurer les spectres de vagues au moins dans ce type de situation. Les comparaisons de l'étalement en fréquence indiquent même un meilleur accord que les comparaisons bouée-modèle. Néanmoins, ce résultat est à prendre en compte de manière réservée car le nombre de points de comparaison est très faible.

Conclusions

Les données KuROS ont été acquises au cours de deux campagnes de mesure en Mer Méditerranée et en Mer d'Iroise. Cela a permis d'observer différents types de situations d'état de mer. Ces données ont été comparées à des données issues de modèles de vagues et à des données bouées. Les comparaisons qualitatives de la forme des spectres montrent que les spectres mesurés par le radar retranscrivent les différents systèmes de vagues (croissance des vagues avec le fetch, mer bien développée, mers croisées etc.). Les systèmes de longues vagues et de houles semblent néanmoins plus étalés en direction.

Les comparaisons des paramètres spectraux indiquent une forte dispersion des hauteurs significatives de KuROS au-delà de 4 m. Ces points de mesure correspondent à des vagues de grande longueur d'onde. Le fait que cette dispersion ne soit pas visible sur les comparaisons entre les modèles de vagues et les bouées laisse à penser qu'il s'agit d'un effet lié au radar. Plus généralement, les comparaisons des paramètres spectraux indiquent que les situations pour lesquelles la longueur d'onde des vagues dominantes est inférieure à 200 m, sont les plus appropriées pour l'observation avec le radar aéroporté KuROS. Pour ces situations, les hypothèses faites pour l'inversion du signal sont bien respectées. En revanche, dans les conditions de longues vagues, l'hypothèse considérant que la longueur de corrélation de la surface dans la direction azimutale est faible devant la dimension azimutale de l'empreinte au sol du radar n'est probablement pas valide. Cependant, d'autres hypothèses sont également utilisées dans le modèle d'inversion.

Afin de mieux caractériser la validité des approximations du modèle d'inversion de KuROS et de mieux quantifier l'impact des hypothèses sur la mesure des spectres, un simulateur est développé. L'objectif est de tester l'impact de la géométrie de mesure sur les spectres de vagues et les paramètres spectraux. La méthodologie est présentée au chapitre 4 et les résultats sont présentés au chapitre 5.

Chapitre 4

Présentation du simulateur et méthodologie

« Creativity is intelligence having fun »

Albert Einstein

Sommaire

4.1 Principe du simulateur	76
4.1.1 Géométrie de la simulation	77
4.1.1.1 Rotation de l'antenne	78
4.1.1.2 Calcul du gain	79
4.1.1.3 Calcul des portes radar	80
4.1.2 Génération de la surface	80
4.1.3 Calcul du signal radar	82
4.1.4 Inversion du spectre	83
4.2 Stratégie mise en place	84
4.2.1 Création du jeu de données	84
4.2.2 Présentation des différentes surfaces de mer simulées	85
4.2.2.1 Surface de mer décrivant une mer du vent en développement	85
4.2.2.2 Surface de mer décrivant une forte mer bien développée	85
4.2.2.3 Surface de mer décrivant une houle	88
4.3 Caractérisation de la surface par les simulations	90
4.3.1 Moyenne des pentes	90
4.3.2 Longueur de corrélation	92

Introduction

Nous avons vu au chapitre 3 que les comparaisons des données KuROS sont en bon accord avec les sorties des modèles de prévision des vagues et les données des bouées dans les situations où la longueur d'onde des vagues est inférieure à 200 m et la hauteur significative est inférieure à environ 4 m. En revanche, lorsque la longueur d'onde ou la hauteur significative dépasse ces valeurs, une forte dispersion a été observée entre les données du radar et les données des modèles. Au chapitre 3, l'hypothèse a été avancée que cette dispersion était possiblement due à la géométrie de mesure avec une empreinte radar au sol dont la dimension devient proche de la longueur d'onde des vagues dans certains cas. Cependant, il existe d'autres sources d'incertitudes qui ont également été mentionnées dans les chapitres précédents telles que : le caractère linéaire des vagues (cf chapitre 1), le fait de négliger la diffusion de Bragg (cf chapitre 2) et l'approximation des pentes inférieures à 3% (cf chapitre 3). Par ailleurs, nous avons vu au chapitre 3 et dans l'article que certains des paramètres issus de l'analyse des données KuROS, tels que l'étalement en fréquence par exemple, présentent un biais par rapport au modèle. Il est donc important de savoir si ce biais remet en cause la mesure KuROS ou bien le comportement du modèle.

Afin de mieux comprendre les biais et les dispersions obtenus dans les données, un simulateur a été développé dans le cadre de cette thèse. De façon classique, cet outil de simulation comprend trois parties :

- simulation de la surface
- simulation du signal radar
- inversion du signal selon la même approche que ce qui est réalisé dans les données KuROS

L'objectif de ce simulateur est d'analyser le lien entre la géométrie d'observation et les conditions d'état de mer d'une part et les performances de l'inversion du signal d'autre part. Ce simulateur ne prend pas en compte toute la complexité d'une surface réelle ni tous les éléments du capteur (simulation sans bruits : thermique, "*speckle*"). C'est pour cela que l'on parle de simulateur dit "simplifié". En revanche, ce simulateur a été pensé pour pouvoir étudier les performances de l'inversion du signal pour différents états de mer (caractérisés par différentes longueurs d'onde, pentes significatives et par différents étalements angulaire ou en fréquence) en fonction de certains paramètres liés à la géométrie de mesure (ouverture d'antenne, altitude).

Concernant les conditions de surfaces, nous avons choisi de simuler trois situations différentes : une situation de mer du vent en développement (correspondant aux cas de fetch limité lors de la campagne HyMeX), une situation en cas de fort vent et de mer bien développée (correspondant aux cas de fort vent de Levant lors de la campagne HyMeX), et une situation de houle (représentation typique de certains cas rencontrés lors de la campagne PROTEVS en mer d'Iroise).

Les détails du simulateur sont expliqués dans ce chapitre, tandis qu'au chapitre 5, les résultats sont présentés et confrontés aux résultats exposés dans le chapitre 3. Dans un premier temps, la géométrie de la simulation, la génération de la surface ainsi que le calcul et l'inversion du signal sont présentés. La section 4.2 présente la stratégie qui a été choisie et mise en place. Enfin, dans la dernière section, les propriétés des différentes surfaces (moyennes des pentes et longueurs de corrélation) sont exposées.

4.1 Principe du simulateur

Le principe de ce simulateur est de calculer des spectres de vagues à partir de signaux radars simulés avec des fauchées dont la dimension azimutale varie. L'objectif étant d'analyser l'impact de la géométrie d'observation, et en particulier le rapport entre la dimension du lobe d'antenne et la longueur d'onde des vagues dominantes sur le résultat de l'inversion du signal. Étant donné

que nous nous concentrons sur la géométrie de mesure, nous nous plaçons dans les conditions idéales. Par exemple, les mouvements parasites de l'avion pouvant entraîner des dépointages de l'antenne et les impacts liés aux bruits (thermique, "*speckle*") ne sont pas pris en compte. La topographie de la surface est générée en supposant qu'elle est le résultat d'une superposition d'ondes sinusoïdales à phases aléatoires réparties uniformément entre 0 et 2π (hypothèse d'une surface Gaussienne). De plus, cette surface ne prend en compte ni des vagues déformées (vagues dites de « Cramer ») ni des modulations des vagues courtes par les longues vagues.

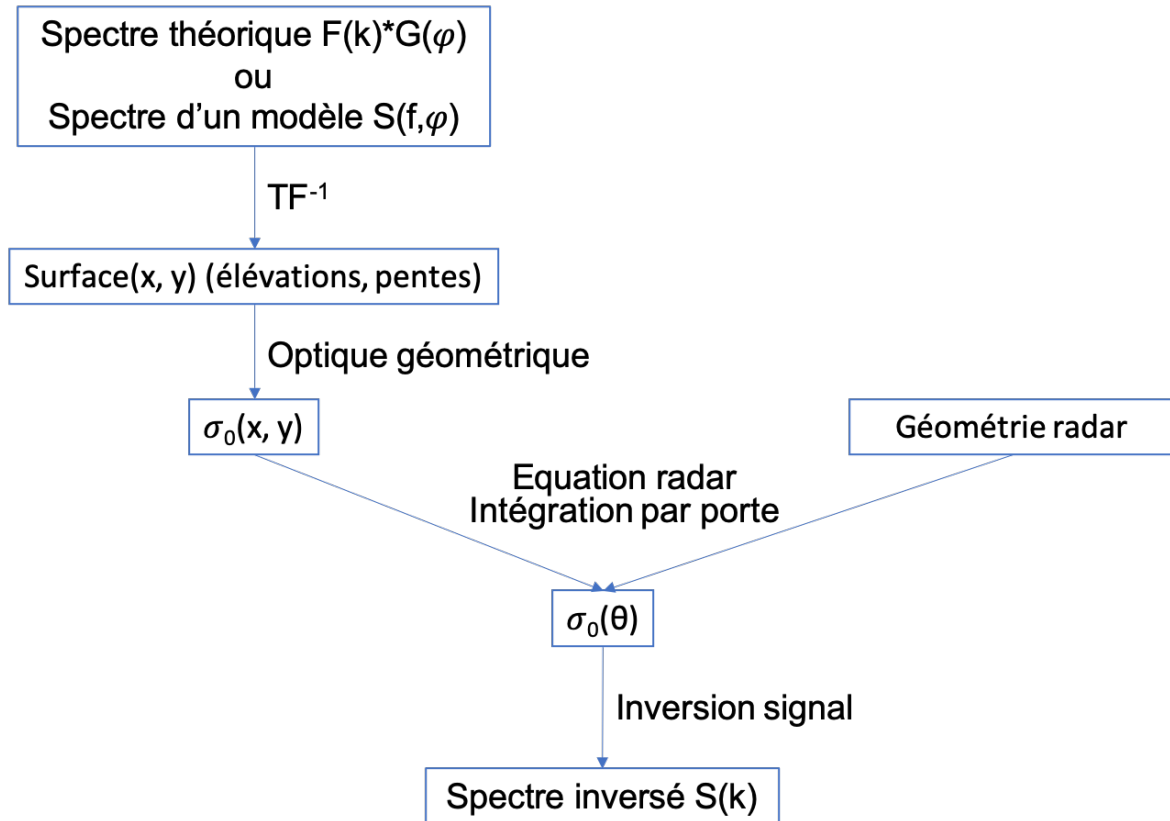


FIGURE 4.1 – Schéma indiquant l'organisation des différentes étapes du simulateur.

L'organisation de ce simulateur est présentée dans l'organigramme en figure 4.1. Les étapes de calcul sont les suivantes :

- génération de la surface de mer à partir d'un spectre analytique ou issu d'un modèle de vagues (MFWAM)
- calcul de l'onde rétrodiffusée par la surface en prenant en compte la géométrie de KuROS et en utilisant l'approximation de l'optique géométrique.
- inversion des spectres de vagues à partir du signal radar comme il est fait pour les signaux KuROS

Chaque étape est détaillée dans les sections suivantes.

4.1.1 Géométrie de la simulation

Le principe de ce simulateur est de pouvoir confronter les résultats des simulations aux spectres de vagues issus des signaux du radar KuROS. La géométrie du simulateur choisie est donc celle de l'instrument (altitude, angles d'ouverture etc.). La taille de la surface de mer simulée et sa résolution dépendent des caractéristiques du radar. La taille de la surface a donc été choisie de manière à être plus grande que la fauchée radar à 5dB. La discrétisation spatiale a été choisie pour être bien inférieure à la résolution spatiale du radar afin de garantir le fait qu'il y ait suffisamment de points

de grille dans chaque porte radar. Lors des vols KuROS à 3000 m d'altitude, les dimensions de la fauchée au sol à 3 dB sont d'environ 1100 m en élévation et environ 460 m en azimuth. La résolution radiale du radar δr est de 1.5 m ce qui correspond à une résolution projetée au sol δx de 6.7 m à 13° d'incidence. J'ai donc choisi de simuler une surface de dimensions 2048 m $\times$ 2048 m avec une résolution horizontale de 0.5 m. Cette résolution nous permet d'avoir un nombre de point par porte radar compris entre 10000 à 50000 points, ce qui est suffisant statistiquement. La dimension de la surface étant bien inférieure au rayon de la Terre, il est raisonnable de supposer que la surface est localement plane autour du lobe d'antenne. La géométrie est entièrement représentée dans un seul repère (figure 4.2). Le centre du repère (noté O) est placé au centre de la surface. À noter que le centre du repère ne correspond pas au centre de l'empreinte radar au sol, noté C (cf figure 4.2). Afin de se rapprocher des conditions de KuROS, les caractéristiques du radar dans le simulateur

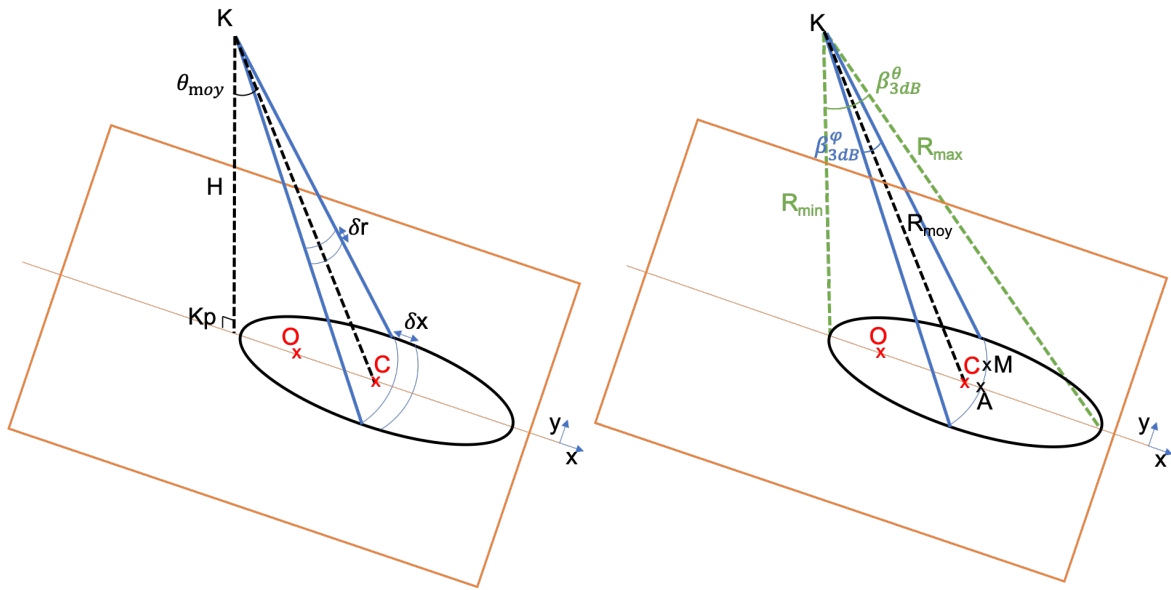


FIGURE 4.2 – Schémas représentant la géométrie de simulation. Les notations utilisées dans ces schémas sont les notations qui seront utilisées dans la suite de ce chapitre et de ce manuscrit.

sont les mêmes que celles de l'instrument au cours de la campagne HyMeX (2013) (cf tableau 4.1). Afin d'étudier l'impact de la dimension du lobe d'antenne, deux autres configurations instrumentales ont été utilisées. Une qui consiste à faire varier l'ouverture azimuthale à 3 dB de l'antenne et une autre qui fait varier l'altitude de vol. Lors de la campagne HyMeX, l'ouverture azimuthale de KuROS à 3 dB était de 8.6°. Pour que l'impact d'un changement de géométrie soit visible sur les résultats, nous avons choisi de doubler cette ouverture azimuthale. En passant d'une ouverture azimuthale à 3dB de 8.6° à 17°, la dimension en azimuth à 3 dB de l'empreinte radar passe de environ 470 m à environ 940 m. Concernant l'autre configuration, elle consiste à changer l'altitude de vol en passant de 2000 m à 3 000 m d'altitude sachant que ces deux altitudes ont été utilisées lors de la campagne HyMeX. Seuls des vols à 3000m d'altitude ont été effectués pendant la campagne Iroise. Changer l'altitude de vol revient à agrandir la dimension de l'empreinte radar en élévation et en azimuth. La table 4.1 reprend les caractéristiques du radar ainsi que les dimensions de la fauchée au sol selon les différentes configurations.

4.1.1.1 Rotation de l'antenne

Afin de pouvoir simuler des spectres directionnels de vagues, il est nécessaire de faire tourner le lobe d'antenne au sol. Dans le cas des observations KuROS, les signaux sont acquis tous les degrés en azimuth (ou tous les 0.5° selon la vitesse de rotation de l'antenne) et les résultats de l'inversion, qui correspondent aux spectres de hauteurs, sont moyennés par intervalles de 6° en azimuth. Les spectres de vagues des modèles sont décrits avec des pas en azimuth de 15°. Pour les

Radar		
Altitude (m)	H	3000 ou 2000
Antenne		
Fréquence (Hz)	f_{em}	13.5
Incidence (°)	θ_{moy}	13.5
Ouverture en élévation à 3dB (°)	β_{3dB}^θ	20
Ouverture en azimut à 3dB (°)	β_{3dB}^ϕ	8.6 ou 17
Résolution radiale (m)	δ_r	1.5
Taille en élévation de l’empreinte radar à 3000 m à 3dB (m)	L_x	1121
Taille azimutale de l’empreinte radar à 3000 m à 3dB (m)	L_y	464 ou 922
Taille en élévation de l’empreinte radar à 2000 m à 3dB (m)	L_x	747
Taille azimutale de l’empreinte radar à 2000 m à 3dB (m)	L_y	309 ou 615

TABLEAU 4.1 – Table des caractéristiques du radar KuROS utilisées pour les simulations

simulations, nous avons choisi de faire tourner le lobe d’antenne tous les degrés et de moyenner les signaux tous les 12° afin de nous rapprocher de la résolution des modèles sans trop s’éloigner de celle des observations KuROS. La figure 4.3 représente la rotation du lobe d’antenne délimité à 3 dB tous les 45° pour une visualisation plus claire.

Pour des questions de simplicité et de temps de calcul, nous avons choisi de ne pas simuler l’avancée du porteur pendant la rotation de l’antenne. Le centre de l’antenne a été décalé par rapport au centre du repère afin de balayer la plus grande partie de la surface possible. La surface est aussi figée pendant la rotation de l’antenne. Toutes ces informations seront à prendre en compte pour l’analyse des résultats.

4.1.1.2 Calcul du gain

Le calcul du gain d’antenne en chaque point est nécessaire pour calculer le signal radar. La formule du gain est approximée par une Gaussienne en fonction des angles d’ouvertures en élévation et en azimut :

$$G(x, y) = \exp \left[- (4 \ln 2) \left(\left(\frac{\Delta\theta(x, y)}{\beta_{3dB}^\theta} \right)^2 + \left(\frac{\Delta\phi(x, y)}{\beta_{3dB}^\phi} \right)^2 \right) \right] \quad (4.1)$$

avec β_{3dB}^ϕ et β_{3dB}^θ les angles d’ouverture à 3 dB du lobe d’antenne en azimut et en élévation respectivement. Les angles $\Delta\theta$ et $\Delta\phi$ sont calculés à partir des produits scalaires suivants :

$$\Delta\theta = \arccos \left(\frac{\vec{KC} \cdot \vec{KA}}{\|\vec{KC}\| \cdot \|\vec{KA}\|} \right) \quad (4.2)$$

$$\Delta\phi = \arccos \left(\frac{\vec{KA} \cdot \vec{KM}}{\|\vec{KA}\| \cdot \|\vec{KM}\|} \right) \quad (4.3)$$

$$(4.4)$$

avec K la position de l’avion, Kp sa projection sur le plan (x, y), M le point de la surface étudié, A le point ayant la même incidence que le point M mais appartenant à l’axe (KpC). Les points sont indiqués sur les schémas de la figure 4.2.

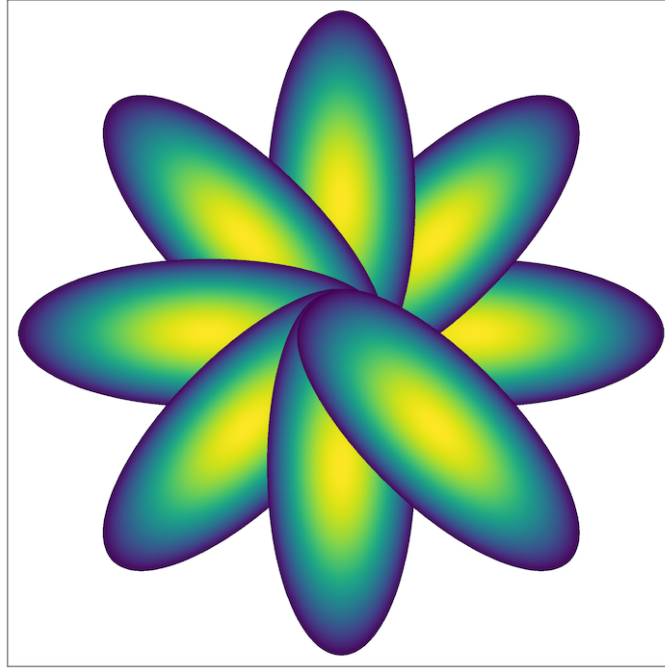


FIGURE 4.3 – Rotation tous les 45° du lobe d'antenne au sol. Pour le calcul des spectres elle tourne tous les 1°.

4.1.1.3 Calcul des portes radar

Afin de calculer le signal radar par porte, il est nécessaire de déterminer les points de grille qui se situent dans chaque porte. Pour cela, le numéro de chaque porte est calculé pour chaque point dans le lobe d'antenne :

$$N_{\text{porte}}(x, y) = \frac{R(x, y) - R_{\min}}{\delta r} \quad (4.5)$$

avec R la distance radiale et $R_{\min}$ la distance radiale qui correspond à :

$$R_{\min} = \frac{H}{\cos(\theta_{\text{moy}} - \beta_{3\text{dB}}^\theta/2)} \quad (4.6)$$

Des exemples de portes radar à différentes incidences sont montrés en figure 4.4. Ces portes sont calculées en tenant en compte la hauteur des vagues.

4.1.2 Génération de la surface

Une surface d'élévations (ou de pentes) de mer réelle est générée à partir d'un spectre de hauteurs (ou de pentes) de vagues complexe $sp_{ht}(k_x, k_y)$ ($sp_{pi}(k_x, k_y)$). Les spectres complexes sont générés à partir d'un spectre réel théorique ou issu d'un modèle de vagues noté $F(k_x, k_y)$ par la suite. La surface des élévations et des pentes dans les directions x et y sont calculées. Les élévations et les pentes s'expriment comme la transformée de Fourier inverse des spectres complexes de hauteurs et de pentes, respectivement :

$$\eta(x, y) = \text{TF}^{-1}(sp_{ht}(k_x, k_y)) \quad (4.7)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial i} = \text{TF}^{-1}(sp_{pi}(k_x, k_y)) \quad (4.8)$$

avec i , l'indice qui indique la direction x ou y . Un exemple de surface des élévations de mer pour chaque situation simulée est montré figure 4.11(c), figure 4.7(c) et figure 4.9(c). Comme expliqué dans la section 4.1.1, la surface a pour dimensions 4096 points de grille. Cette dimension est notée

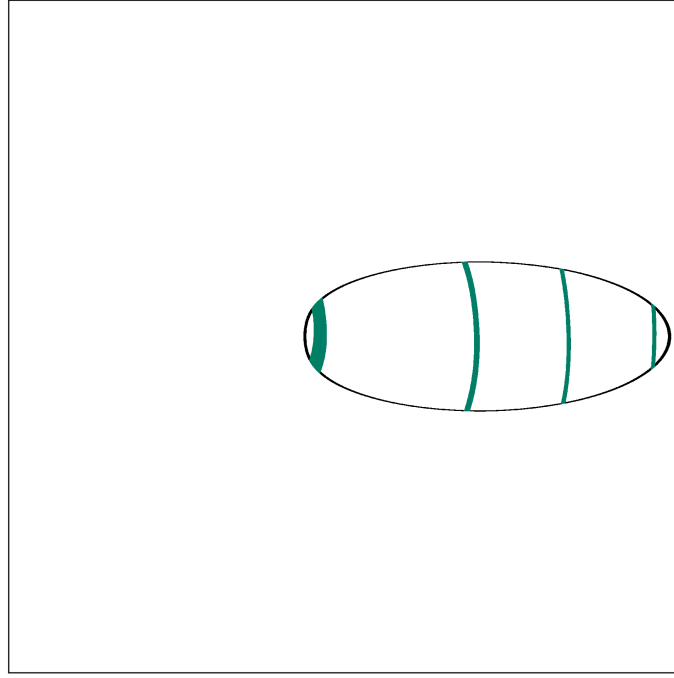


FIGURE 4.4 – Exemple de quatre portes radar aux incidences autour de 5° , 13° , 18° et 22° . Le trait noir représente la limite de l’empreinte à 3 dB avec une altitude du porteur à 3000 m.

N dans la suite.

Afin de simuler une surface dont l’aire est égale à $(N \times dx)^2$ avec un échantillonnage horizontal dx , l’échantillonnage en nombre d’onde du spectre utilisé en entrée pour simuler les surfaces doit respecter les conditions suivantes :

$$dk = \frac{k_{\max}}{N \times dx} \quad (4.9)$$

Avec :

$$k_{\max} = \frac{\pi}{dx} \quad (4.10)$$

$$(4.11)$$

Les spectres du modèle [MFWAM](#) sont décrits par 30 pas de nombres d’onde sur l’intervalle allant de $0.0049 \text{ rad.m}^{-1}$ à 1.24 rad.m^{-1} . Afin de respecter les conditions exposées ci-dessus le vecteur nombre d’onde est redimensionné sur N valeurs couvrant l’intervalle des nombres d’onde allant de $0.0031 \text{ rad.m}^{-1}$ à 6.28 rad.m^{-1} . [La valeur nulle a été utilisée pour les spectres rééchantillonnés entre les nombres d’onde \$1.24 \text{ rad.m}^{-1}\$ et \$6.28 \text{ rad.m}^{-1}\$](#) . Les spectres MFWAM sont aussi exprimés en fréquences et en coordonnées polaires. Une première conversion est appliquée pour convertir les spectres de fréquences MFWAM en spectres de nombres d’onde. Ensuite, le spectre est converti en coordonnées cartésiennes.

Pour chaque composante k_i dans (k_x, k_y) , les spectres de pentes s’expriment comme :

$$sp_{p_i}(k_x, k_y) = \sqrt{k_i^2 \times F(k_x, k_y)} \times \frac{B(k_x, k_y)}{\|B(k_x, k_y)\|} \quad (4.12)$$

Le spectre de hauteurs est défini comme :

$$sp_{ht}(k_x, k_y) = \sqrt{F(k_x, k_y)} \times \frac{B(k_x, k_y)}{\|B(k_x, k_y)\|} \quad (4.13)$$

avec $B(k_x, k_y)$ un bruit blanc gaussien complexe. Le spectre de hauteurs réel $F(k_x, k_y)$ fournit la répartition de l'énergie en fonction de (k_x, k_y) mais l'information de la phase est perdue. Or cette information est indispensable pour générer une surface de mer. Pour créer de nouveau l'information de phase, nous choisissons de générer une phase uniformément répartie entre 0 et 2π ce qui correspond à une hypothèse de surface gaussienne. Le spectre de hauteurs réel $F(k_x, k_y)$ est donc multiplié par le bruit normalisé, afin d'obtenir un spectre complexe qui a pour amplitude le module du spectre réel. La phase de ce spectre s'exprime comme :

$$\Phi = \arctan \left(\frac{\text{Im} [B(k_x, k_y)]}{\text{Re} [B(k_x, k_y)]} \right) \quad (4.14)$$

Le bruit blanc complexe est généré par un tirage aléatoire. Sa moyenne est nulle et son écart type est égal à 1. En réalité il suffirait d'imposer la partie réelle du bruit à 0 pour obtenir la phase. Nous avons choisi de ne pas imposer la partie réelle du bruit à 0 afin de faire varier l'amplitude aussi. La partie réelle et la partie imaginaire sont tirées au sort indépendamment en suivant chacune une loi normale :

$$B(k_x, k_y) = \text{Re} [B(k_x, k_y)] + i \text{Im} [B(k_x, k_y)] \quad (4.15)$$

4.1.3 Calcul du signal radar

Le calcul du signal radar se fait en plusieurs étapes. Tout d'abord, il est nécessaire de calculer le coefficient rétrodiffusé par la surface. Les équations de Maxwell permettent de définir le champ diffusé par l'interaction d'une onde électromagnétique avec une surface. Elles représentent une solution analytique exacte mais la résolution numérique de ces équations nécessite des approximations. Des modèles simplifiés ont ainsi été développés (Kirchhoff (Valenzuela, 1978), RCA¹ (Mouche et al., 2007a,b), etc.) afin de simplifier le calcul du coefficient de rétrodiffusion. Dans le cas de KuROS, le processus de rétrodiffusion spéculaire domine car le signal est mesuré sur une gamme d'incidence allant de 6° à 20° . Le modèle simplifié choisi pour cette étude est celui de l'Optique Géométrique (OG). Il a été développé par Hagfors (1964) et Barrick (1968) et se base sur la théorie des points spéculaires et l'approche de la phase stationnaire. Nous rappelons ici sa formulation pour une surface supposée gaussienne et isotrope :

$$\sigma_0(x, y) = \frac{|\mathcal{R}|^2}{\text{mss} \cos^4(\theta(x, y))} \times \exp \left(-\frac{\tan^2(\theta(x, y))}{\text{mss}} \right) \quad (4.16)$$

avec $\mathcal{R}$ le coefficient de Fresnel en incidence normale, θ l'angle d'incidence et le paramètre mss ² la moyenne quadratique des pentes de la surface. Ce dernier paramètre est décrit dans la section 1.2.1. Pour la bande Ku, des expressions empiriques reliant la variance des pentes à la vitesse du vent ont été proposées dans la littérature. Nous choisissons ici le modèle proposé par Freilich and Vanhoff (2003) : $\text{mss} = 0.0016 * U_{10} + 0.016$. Avec U_{10} la vitesse du vent en m/s. La valeur de la vitesse du vent utilisée dans la simulation est celle fournie par le modèle de vent atmosphérique AROME (utilisé dans le modèle MFWAM) pour chaque situation.

L'équation 4.16 est appliquée en chaque point de grille de la surface pour estimer σ_0 . Puis, la puissance reçue par le radar dans chaque porte distance i est estimée en utilisant l'équation radar décrite par l'équation 2.4 dans le chapitre 2 :

$$Pr_i = \frac{P_e \lambda_{em}^2}{(4\pi)^3 R_i^4} \int_{\text{porte}} G^2(x, y) \sigma_0(x, y) dx^2 \quad (4.17)$$

avec R_i la distance radiale moyenne de la porte. Ce calcul nécessite de vérifier de façon itérative quels points de la surface sont contenus à l'intérieur de chaque porte.

1. Resonant Curvature Approximation

2. Mean Square Slope

La figure 4.5 présente un exemple de signal simulé avec le simulateur. Nous pouvons noter la similitude avec le profil de σ_0 mesuré par KuROS présenté dans la figure 3(a) de l'article au chapitre 3.

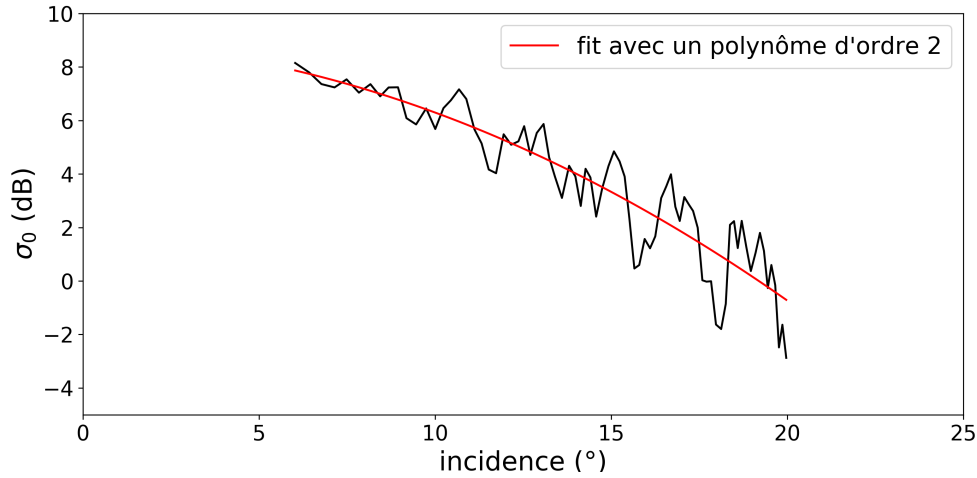


FIGURE 4.5 – Exemple d'un signal radar simulé dans la situation de jeune mer du vent. La courbe rouge représente le fit du signal à l'aide d'un polynôme d'ordre 2.

4.1.4 Inversion du spectre

Une fois le signal calculé par porte ou par incidence, nous procédons à l'inversion du signal pour le calcul des spectres. L'inversion du signal radar se fait de la même manière que pour les signaux KuROS (cf section 3.1).

Les modulations du signal sont obtenues en soustrayant une tendance moyenne obtenue par ajustement d'un polynôme du deuxième degré sur le signal en fonction de l'incidence. La densité spectrale des modulations P_m s'exprime avec la transformée de Fourier des modulations :

$$P_m(k, \varphi) = \text{FT} [m(x, \varphi)] \times \text{FT}^* [m(x, \varphi)] \quad (4.18)$$

Le spectre des modulations calculé à partir de l'équation 4.18 est obtenu en considérant les modulations entre 6° et 20° d'incidence.

Le spectre des hauteurs est ensuite calculé grâce à l'équation 3.10 avec le terme $\frac{\partial \ln \sigma_0}{\partial \theta}$ déterminé à l'aide de la pente du σ_0 simulé en fonction de l'incidence. La figure 4.6 montre le spectre inversé à partir du signal montré en figure 4.5. À noter la présence de rebonds aux faibles nombres d'onde malgré l'utilisation de la fenêtre de Hanning. Néanmoins, leur maximum d'énergie est 7 fois plus faible que le pic principal.

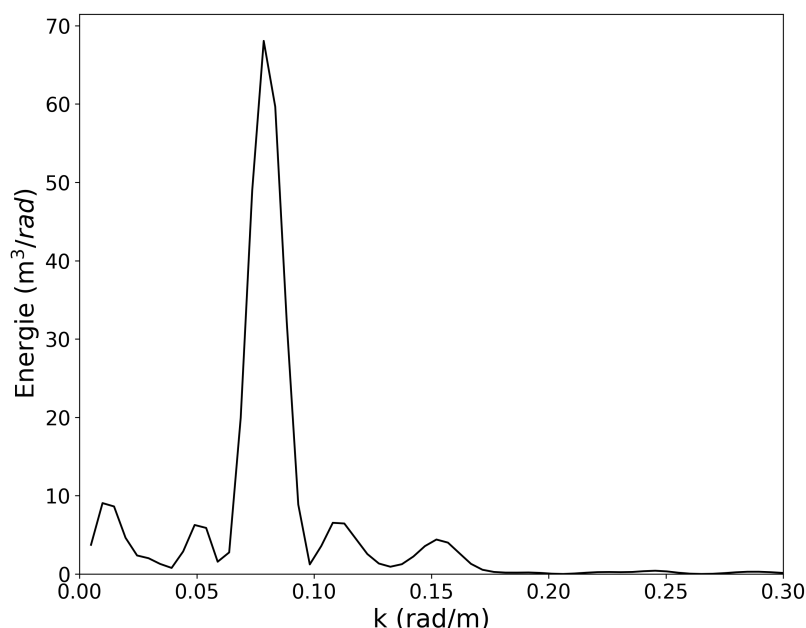


FIGURE 4.6 – Exemple d'un spectre de hauteurs de vagues inversé à partir d'un signal radar simulé dans la situation de jeune mer du vent.

4.2 Stratégie mise en place

L'étude présentée dans le chapitre 3 sur les mesures des spectres KuROS a montré que l'accord entre KuROS et les modèles de vagues était plus satisfaisant dans les situations de vagues courtes (longueur d'onde inférieure à 200 m) que dans les situations de vagues plus longues. Nous rappelons que l'inversion du signal radar, présentée en section 3.1, est valide lorsque certaines hypothèses sont vérifiées. L'une de ces hypothèses stipule que la dimension de la fauchée radar doit être grande par rapport à la taille des vagues. La forte dispersion dans les situations de longues vagues pourrait être liée au fait que cette hypothèse ne soit pas respectée dans les situations de longues vagues. Afin d'appuyer cette supposition, un simulateur ne considérant que la géométrie de mesure radar est développé. Pour ce faire, plusieurs situations d'état de mer sont modélisées avec des hauteurs significatives et des longueurs d'onde différentes (mer du vent, mer bien développée et houle). Elles sont détaillées dans la section 4.2.2.

4.2.1 Création du jeu de données

Ce simulateur permet de simuler des spectres directionnels dans les conditions de géométrie et de type d'état de mer correspondant aux observations aéroportées de KuROS. Compte tenu du fait qu'une simulation de surface repose sur un tirage au sort des phases des vagues, pour chaque situation, cinquante surfaces ont été simulées avec un tirage au sort différent à chaque fois. Cela représente donc au total 150 surfaces, tous états de mer confondus.

Pour chaque surface simulée, le lobe d'antenne échantillonne la surface avec une rotation entre 0° et 360° avec un pas de 1° . Le signal radar est calculé pour chaque déplacement de 1° du lobe d'antenne. En réalité un spectre directionnel peut être calculé à partir du signal radar obtenu entre 0° et 180° car les spectres obtenus avec KuROS ont une ambiguïté de 180° ³ et sont donc symétrisés. Pour une surface donnée, il est donc possible de calculer deux spectres directionnels :

3. C'est à dire que l'on ne sait pas dans quel sens vont les vagues.

un sur l'intervalle $[0^\circ, 180^\circ]$ et un autre sur l'intervalle $[180^\circ, 360^\circ]$. Ainsi, pour 50 surfaces d'une même situation, 100 spectres de vagues ont été simulés.

À partir de ces 100 spectres ($\times 3$ situations), les mêmes paramètres spectraux que ceux étudiés dans le chapitre 3 sont calculés : la hauteur significative, la fréquence pic, la direction moyenne, l'étalement en direction et l'étalement en fréquence. Les distributions de ces paramètres obtenues avec les simulations sont présentées dans le chapitre 5. Elles sont aussi confrontées aux mesures KuROS présentées dans le chapitre 3.

4.2.2 Présentation des différentes surfaces de mer simulées

Trois situations différentes ont été simulées : une situation de houle est générée par un spectre de houle paramétrique et deux situations simulées à partir de deux spectres MFWAM représentatifs des deux conditions météorologiques typiques de la campagne HyMeX. Chaque situation est présentée dans cette section.

4.2.2.1 Surface de mer décrivant une mer du vent en développement

La première situation simulée correspond à une situation de jeune mer du vent. Il s'agit d'une situation typique de la campagne HyMeX correspondant à une condition de Mistral-Tramontane. La hauteur significative des vagues dans cette situation est de 2.28 m, la longueur d'onde dominante est de 84 m et la pente significative est de 2.7%. Un spectre issu des mesures KuROS représentatif de cet état de mer est présenté en figure 4.7(a). Afin de simuler une surface représentant ce type de situation, le spectre issu du modèle de vagues MFWAM, co-localisé au spectre mesuré par KuROS est montré en figure 4.7(b). L'accord qualitatif entre les deux spectres directionnels est satisfaisant. La superposition des deux spectres omnidirectionnels (cf figure 4.7(c)) indique aussi un bon accord entre le radar et le modèle. La figure 4.7(d) montre un exemple de surface de mer simulée avec le spectre directionnel du modèle.

Comme mentionné précédemment, le fait de ne pas mettre la partie réelle du bruit nulle permet de faire varier l'amplitude des vagues. Ainsi, la hauteur significative varie d'une surface à l'autre. Le calcul de cette hauteur significative s'effectue à partir du spectre de hauteurs inversé à partir des élévations de la surface. La figure 4.8 montre la variabilité des H_s pour les 50 surfaces générées pour la situation de jeune mer du vent. L'indice de dispersion est de 1%.

4.2.2.2 Surface de mer décrivant une forte mer bien développée

La deuxième situation simulée est une autre situation typique de la campagne HyMeX. Il s'agit d'une situation de fort vent de Levant et de forte mer bien développée. La hauteur significative des vagues dans cette situation est de 6.5 m, la longueur d'onde est de 220 m et la pente significative est de 3%. Le spectre directionnel des hauteurs mesuré par KuROS est représentatif de ce type de situation (cf figure 4.9(a)). Le pic d'énergie se trouve à plus basse fréquence et est moins étalé en fréquence et en direction que le pic d'énergie du spectre représentant une situation de mer jeune. Deux pics d'énergie sont visibles sur le spectre. Chacun est lié à un système de vent plus ou moins fort. Cette situation est simulée en utilisant le spectre directionnel issu du modèle MFWAM co-localisé avec le spectre mesuré par le radar. Ce spectre est présenté en figure 4.9(b). Les deux spectres (radar et modèle) indiquent les mêmes pics d'énergie dus aux deux systèmes de vent dans deux directions différentes. La figure 4.9(c) présente la superposition des spectres de hauteurs omnidirectionnels. Malgré un bon accord sur le nombre d'onde pic, le spectre KuROS est beaucoup plus énergétique que le spectre MFWAM. Cela se traduit ainsi par une grande différence de hauteur significative entre les deux spectres : 6.5 m pour le modèle et 11.6 m pour le radar. Cette grande différence de H_s rend ce cas intéressant à modéliser pour identifier si de tels écarts sont obtenus avec les simulations ou non. La figure 4.9 montre un exemple de surface des élévations simulée avec le spectre directionnel MFWAM.

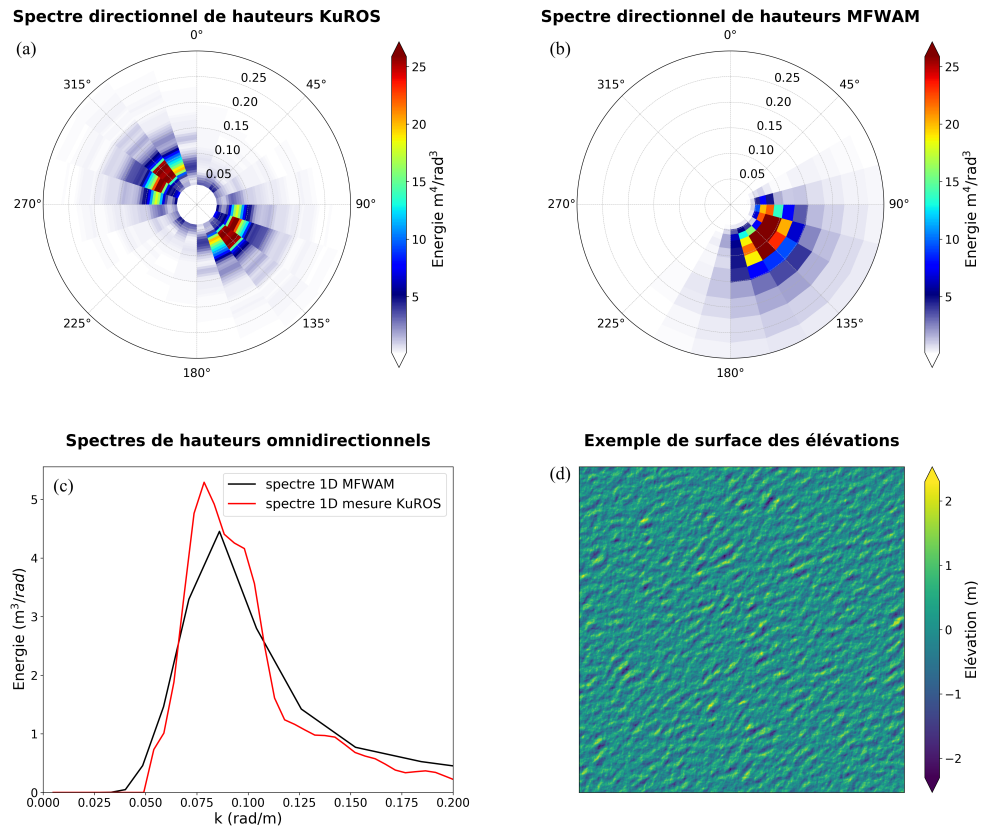


FIGURE 4.7 – (a) Spectre directionnel des hauteurs mesuré par KuROS à la position (42,30 N, 4.40 E) lors de la situation de fetch limité du 15 février 2013 à 12h UTC. (b) Spectre directionnel des hauteurs du modèle MFWAM co-localisé avec le spectre mesuré par KuROS. (c) Superposition des spectres de hauteurs omnidirectionnels correspondant aux spectres directionnels. (d) Surface des élévations simulée avec le spectre directionnel des hauteurs issu de MFWAM.

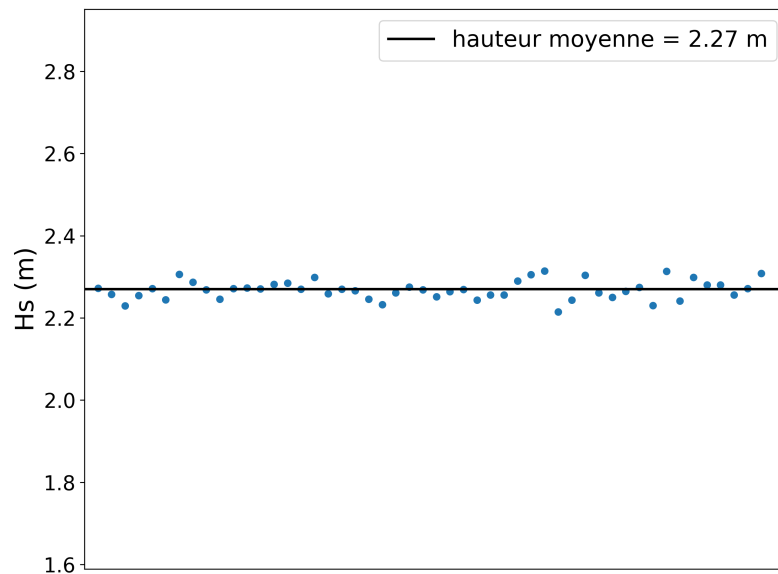


FIGURE 4.8 – Variabilité de la hauteur significative pour les surfaces simulées dans la situation de jeune mer du vent.

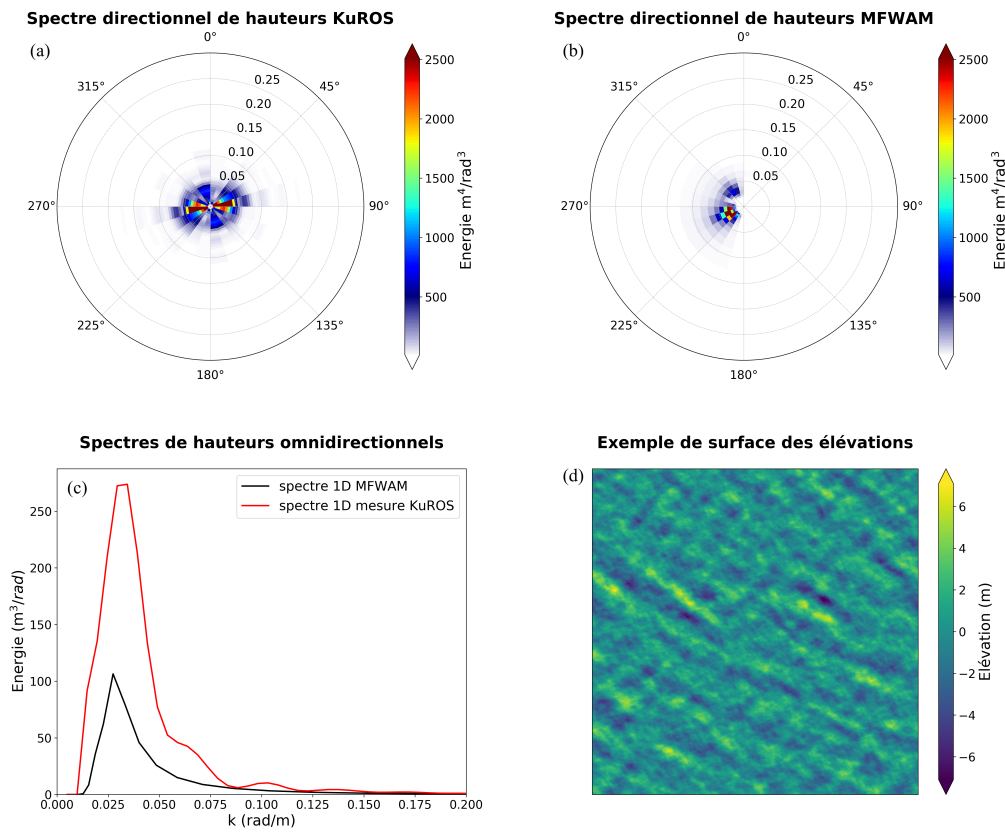


FIGURE 4.9 – (a) Spectre directionnel des hauteurs mesuré par KuROS à la position (42,44 N, 5.04 E) lors de la situation de Levant du 6 mars 2013 à 12h UTC. (b) Spectre directionnel des hauteurs du modèle MFWAM co-localisé avec le spectre mesuré par KuROS. (c) Superposition des spectres de hauteurs omnidirectionnels correspondant aux spectres directionnels. (d) Surface des élévations simulée avec le spectre directionnel des hauteurs issu de MFWAM.

La figure 4.10 montre la variabilité des H_s pour les 50 surfaces générée dans la situation de forte mer du vent bien développée. L'indice de dispersion est de 5%.

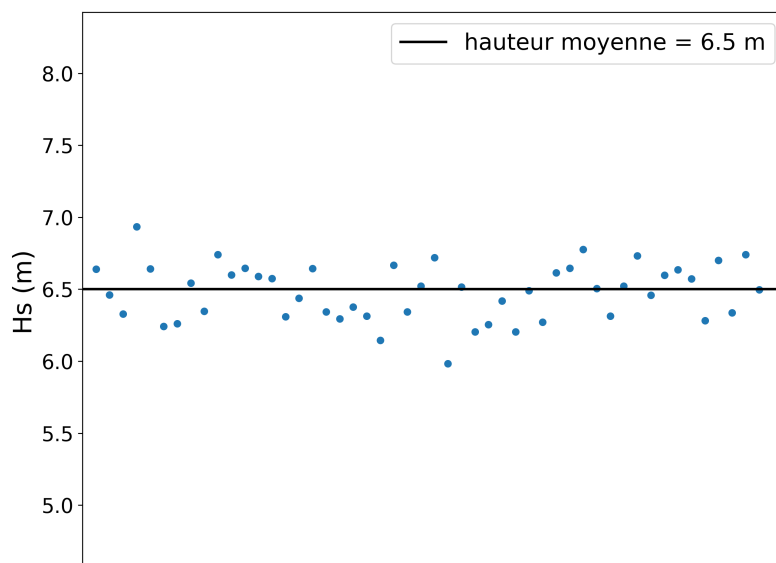


FIGURE 4.10 – Variabilité de la hauteur significative pour les surfaces simulées dans la situation de forte mer bien développée.

4.2.2.3 Surface de mer décrivant une houle

Comme expliqué au chapitre 1, la houle est un type d'état de mer qui peut être décrit par une formule paramétrique de type gaussienne (section 1.3.2.2) complétée par la fonction d'anisotropie présentée en section 1.3.2.5, équation 1.48, avec $i = 14$. Nous avons vérifié en utilisant la formule 1.59, section 1.4.4 que cette valeur de i correspond à un étalement angulaire de 9° à la fréquence pic. Afin de représenter une situation de houle proche des conditions rencontrées lors de la campagne PROTEVS, la longueur d'onde correspondant au pic du spectre a été choisie à 300 m et la hauteur significative choisie est de 2 m. La pente significative dans cette situation est de 0.67%. Le spectre directionnel des hauteurs imposé en entrée de la simulation est présenté figure 4.11(a), le spectre omnidirectionnel correspondant est présenté figure 4.11(b). La figure 4.11(c) montre un exemple de surface des élévations simulée avec ce spectre.

La figure 4.12 montre la variabilité des H_s pour les 50 surfaces générée dans la situation de houle. L'indice de dispersion est de 3%. Pour les trois situations les hauteurs significatives des surfaces varient autour de 10% de la valeur de référence et tendent en moyenne vers la valeur de référence.

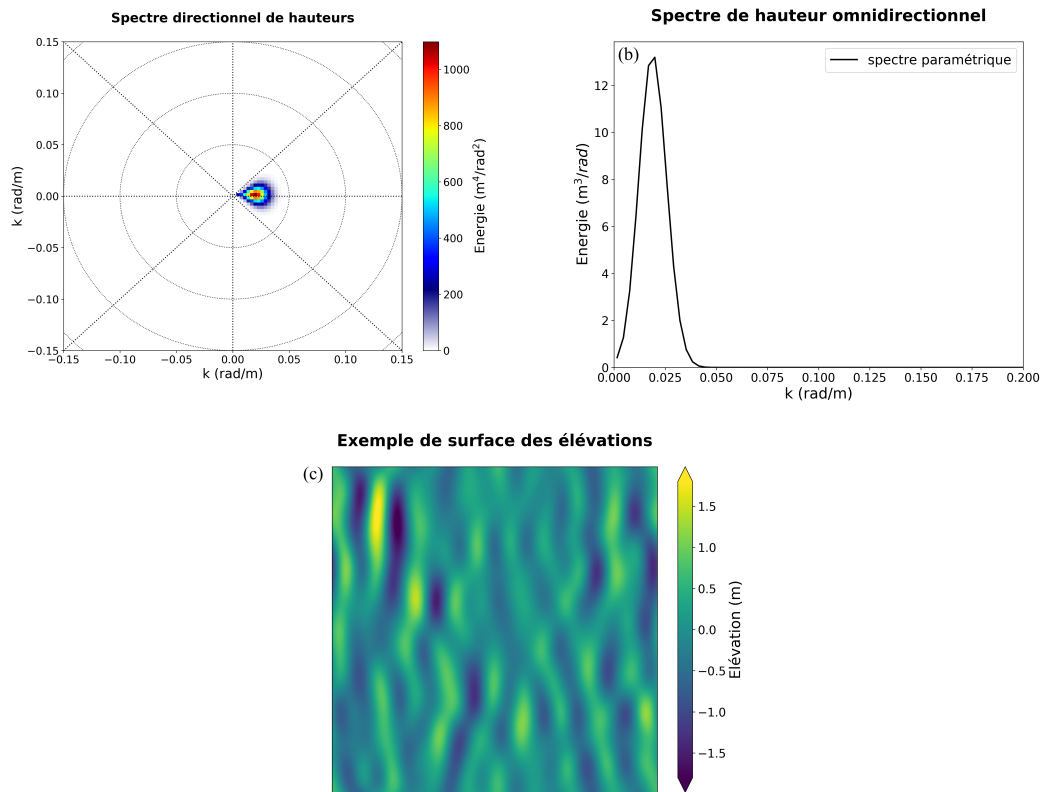


FIGURE 4.11 – (a) Spectre directionnel des hauteurs correspondant à la formulation de type gaussienne. (Le nord est indiqué au 0°). (b) Spectre omnidirectionnel correspondant. (c) Surface des élévations simulée avec ce spectre.

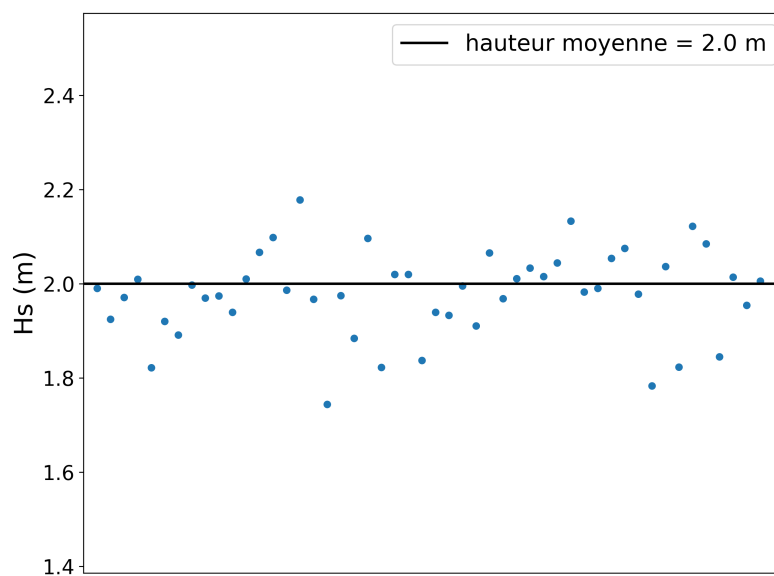


FIGURE 4.12 – Variabilité de la hauteur significative pour les surfaces simulées dans la situation de houle

4.3 Caractérisation de la surface par les simulations

La section 3.1 dans le chapitre 3 présente la méthode d'inversion des signaux radar en spectre de vagues. Cette inversion consiste à relier le spectre des hauteurs de vagues au spectre des modulations par une relation linéaire :

$$S(k, \phi) = \frac{L_y}{\sqrt{2\pi} \left(\cot \theta - \frac{\partial \ln \sigma_0}{\partial \theta} \right)^2} P_m(k, \phi) \quad (4.19)$$

Cette méthode est valide sous réserve de certaines hypothèses notamment : les pentes des vagues sont inférieures à 3% et la dimension du lobe d'antenne projetée au sol est supposée grande comparée à la taille des vagues. Les comparaisons des mesures faites par le radar KuROS avec les données des modèles lors des campagnes de 2013 et 2015 (cf chapitre 3) montrent une forte dispersion pour les hauteurs significatives et les étalements angulaires ainsi que des biais pour les étalements en fréquences dans les situations de vagues longues et de fortes hauteurs significatives. Dans les autres situations, l'accord entre les mesures KuROS et les données des modèles est satisfaisant. Plusieurs hypothèses sous-jacentes au modèle d'inversion des signaux KuROS pourraient être la cause de désaccord observé. Nous pensons notamment à l'hypothèse concernant la dimension de la fauchée radar ainsi que celle sur les pentes des vagues inférieures à 3%. Les simulations ont été réalisées pour nous aider à comprendre la ou les causes de ce désaccord et tenter de caractériser les valeurs limites des paramètres qui jouent sur ces accords et désaccords.

Dans cette section, deux variables utilisées dans ces hypothèses et caractérisant la surface sont analysées pour chaque type de situation : les pentes des vagues et les longueurs de corrélations. Le première partie de cette section traite de l'analyse des pentes des vagues et la seconde partie traite de l'analyse des longueurs de corrélation.

4.3.1 Moyenne des pentes

L'une des hypothèses de l'inversion du signal stipule que la variation de l'élément de surface est reliée linéairement à la pente des vagues dans la direction de visée :

$$\frac{\partial A}{A} = (\cot \theta) \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (4.20)$$

Une étude menée par CLS (publication personnelle) montre que cette approximation est valable lorsque les pentes dans la direction de visée sont, en moyenne, inférieures à 3% lorsque l'angle d'incidence est de 10°.

Le simulateur permet de générer des surfaces d'élévations et de pentes dans les directions x et y dans le repère de la surface. Les pentes utilisées pour les calculs de la fonction de transfert des modulations sont dans la direction de visée du radar et dans la direction azimutale (soit le repère (r, ϕ)) (cf figure 4.13).

Le calcul des pentes des vagues dans la direction de visée du radar $\frac{\partial \eta}{\partial r}$ se fait via la formule :

$$\frac{\partial \eta}{\partial r} = \frac{\partial \eta}{\partial x} \cos(\varphi) + \frac{\partial \eta}{\partial y} \sin(\varphi) \quad (4.21)$$

avec φ la direction de visée du radar.

Les pentes dans la direction de visée du radar ont été calculées pour chaque surface, pour les trois situations. Pour chacune des situations, la direction de visée a été alignée avec la direction moyenne de propagation des vagues principales. Les figures 4.14(a-c) présentent la distribution des pentes dans la direction radiale, moyennées par porte radar et cumulées sur toutes les portes couvrant les incidences entre 6° et 20° puisque l'analyse des mesures KuROS se fait sur cette

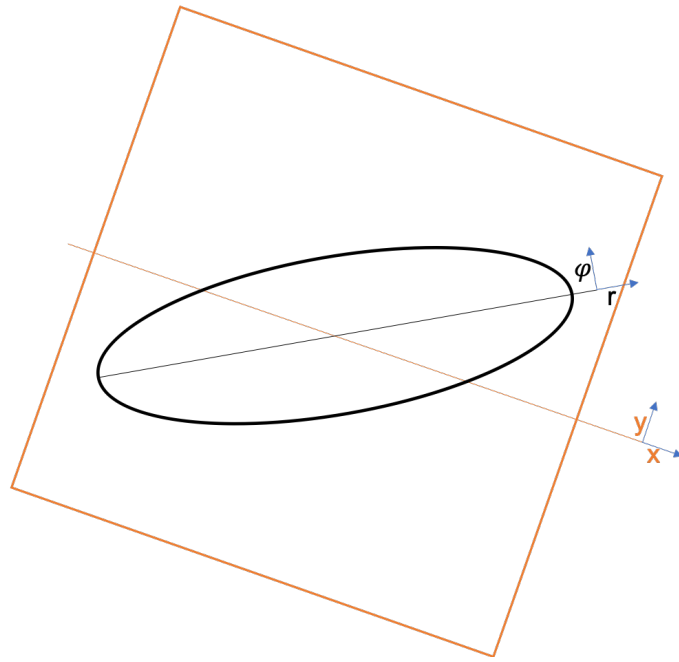


FIGURE 4.13 – Schéma montrant les différents repères : celui lié à la surface et celui lié à l'empreinte radar.

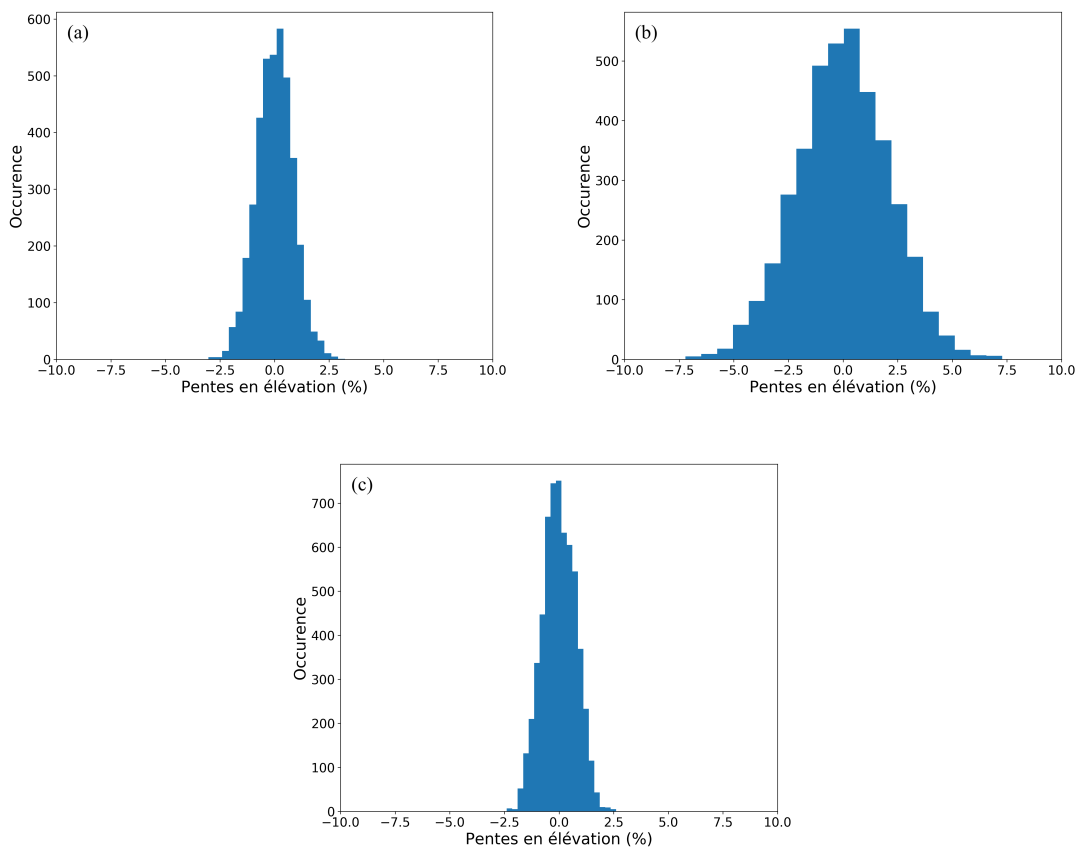


FIGURE 4.14 – Histogrammes des pentes moyennées par portes radar dans la direction de visée entre 6° et 20° d'incidence pour les 50 surfaces des différentes situations : (a) houle, (b) jeune mer du vent, (c) forte mer bien développée.

gamme d'incidences.

Pour les situations de houle et de mer en développement, les pentes dans la direction radiale sont inférieures à 3%. En revanche, ce n'est pas le cas pour la situation de fort vent de Levant où 27% des pentes dans la direction de visée calculées sont au dessus de 3%. La situation de fort vent de Levant est une situation que l'on peut considérer limite car plus d'un quart des pentes mesurées sont au dessus de 3%. L'effet de cette limitation sera discutée dans le chapitre 5.

4.3.2 Longueur de corrélation

La longueur d'onde des vagues permet de caractériser leur périodicité le long de leur direction de propagation. En complément, la longueur de corrélation permet de caractériser la nature cohérente des vagues dans la direction dans laquelle elle est calculée. En particulier, dans la direction perpendiculaire à la direction de propagation des vagues, la longueur de corrélation caractérise les longueurs de crêtes. La notion de longueur de corrélation est définie dans la section 1.2.2 au chapitre 1.

L'une des hypothèses faite lors de l'inversion du signal est : "la dimension azimutale de la fauchée radar au sol est grande comparée à la longueur de corrélation des vagues dans cette direction". Afin de le vérifier si cette hypothèse est valide, les longueurs de corrélation dans la direction perpendiculaire à la direction de propagation des vagues ont été calculées pour les différentes situations.

Les longueurs de corrélation n'ont pas été calculées exactement dans la géométrie radar en suivant l'empreinte au sol des portes radar car celles-ci sont de forme courbée. Elles ont donc été calculées dans les directions x et y du repère de la surface. Afin de se rapprocher de la largeur de la porte radar dans la direction de visée, les profils des élévations sont moyennés sur 5 m de distance le long de l'axe de visée, soit la résolution radiale du radar projetée au sol à 10° d'incidence. L'estimation des longueurs de corrélation a été effectuée sur toutes les surfaces pour chaque situation.

Dans la situation de houle, les vagues se propagent dans la direction x . Les longueurs de corrélation dans la direction y représentent les longueurs de corrélation dans la direction azimutale lorsque la visée du radar est alignée avec la direction de propagation des vagues. Pour les cas de simulations avec les spectres MFWAM, les vagues ne sont initialement pas alignées dans la direction x ou y de la surface. Nous avons donc fait subir une rotation aux spectres des modèles afin d'aligner la direction de propagation des vagues le long de la direction x . Le calcul des longueurs de corrélation dans la direction azimutale correspond alors aux longueurs de corrélation dans la direction y .

La figure 4.15 présente la distribution des longueurs de corrélation dans la direction perpendiculaire à la propagation des vagues pour les trois situations. Nous rappelons que la dimension du lobe d'antenne projetée au sol est d'environ 460 m. Pour la situation de houle, la distribution des longueurs de corrélation montre que celles ci sont de l'ordre de 200 à 300 m en majorité (cf figure 4.15(c)). Ce qui signifie que 1 à 2 crêtes de vagues sont présentes dans la fauchée radar de 460 m. Pour cette situation, lorsque le radar vise dans la direction de propagation des vagues, la taille des vagues en azimut est donc du même ordre que la dimension de la fauchée radar. L'hypothèse stipulant que la taille de l'empreinte radar est grande comparée à la taille des vagues n'est pas vraie dans ce type de situation.

Dans la situation de fetch limité, les longueurs de corrélation dans la direction perpendiculaire à la propagation des vagues sont en moyenne de l'ordre de 30 m (cf figure 4.15(a)). Cette distance représente moins de 10% de la dimension azimutale de l'empreinte radar au sol. Dans la situation de jeune mer du vent, l'hypothèse concernant la dimension de la fauchée radar par rapport à la taille des vagues est valide.

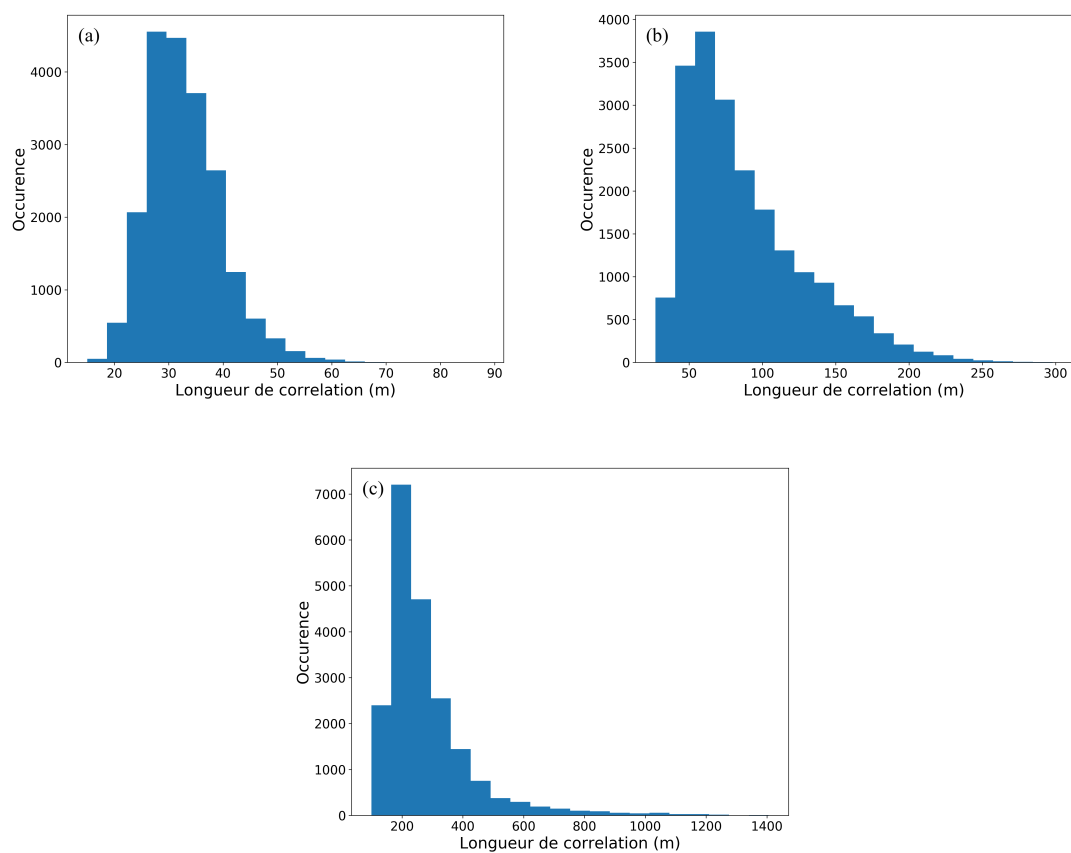


FIGURE 4.15 – Histogrammes des longueurs de corrélation dans la direction azimutale pour les trois situations : (a) jeune mer du vent, (b) forte mer bien développée, (c) houle.

Pour le cas de forte mer bien développée, les longueurs de corrélation sont en majorité de l'ordre de 60 m dans la direction perpendiculaire à la direction de propagation des vagues (cf figure 4.15(b)). Cependant, 31% des longueurs de corrélation calculées sont supérieures à 100 m. Dans plus d'un tiers des cas, la longueur de corrélation est du même ordre de grandeur que la dimension azimutale de l'empreinte radar au sol. Même si les longueurs de corrélation calculées pour cette situations sont, en moyenne, moins importantes que celles de la situation de houle, l'hypothèse concernant la dimension azimutale de la fauchée radar atteint tout de même sa limite.

Nous sommes conscients que les longueurs de corrélation sont calculées sur des portions de surface rectangulaires dans le simulateur alors qu'en réalité, les portes radar sont de forme courbée ce qui permet de décorrélérer un peu les vagues à la surface. Ainsi, dans la réalité, les longueurs de corrélation sont un peu plus faibles que celles obtenues avec le simulateur, néanmoins, nous gardons comme référence les valeurs calculées sur les portions de surface rectangulaires. Pour résumer, l'hypothèse de la dimension du lobe d'antenne comparée à la taille des vagues n'est pas limitante dans les cas de fetch limité, peut être limite pour certains cas pour la situation de forte mer bien développée et n'est pas valide pour la situation de houle.

Conclusions

Ce chapitre a permis de présenter le principe du simulateur. Au chapitre 3, les comparaisons des observations KuROS avec les données des modèles de vagues ont montré que les résultats étaient moins satisfaisants dans les situations de longues vagues ou de forte hauteur significative. Plusieurs limites liées à la géométrie de la surface ou à la statistique des vagues de la surface peuvent expliquer ces désaccords dans certaines situations alors que l'accord est bon pour d'autres situations. Afin de comprendre et de caractériser chacune de ces limites, un simulateur simplifié a été développé. Il comprend trois étapes : simulation de la surface à partir d'un spectre d'état de mer, simulation du signal radar dans les conditions de KuROS et inversion de ce signal en spectre de vagues. Chacune de ces parties est décrite dans ce chapitre.

L'objectif de ce simulateur est de tester l'effet de la géométrie de mesure par rapport aux caractéristiques de la surface. **L'objectif de ce simulateur est de tester l'effet de la géométrie de mesure sur les limites liées à la géométrie de la surface ou à la statistique des vagues de la surface.** C'est pourquoi il ne considère par toutes les perturbations possibles liées à la mesure mais seulement celles liées à la géométrie. Pour ce faire, trois situations de différents états de mer et trois configurations de géométrie de mesure radar ont été étudiées. Concernant les situations d'état de mer, nous avons choisi une situation de fetch limité avec des vagues de courtes longueurs d'onde (pic du spectre à 84 m) et une hauteur significative modérée (2.28 m), une situation de mer pleinement développée par très fort vent avec un système de mer croisée, un fort H_s (6.5 m) et des vagues plus longues ($\lambda = 220$ m) et enfin une situation de houle avec de très longues vagues (≈ 300 m de longueur d'onde) et une hauteur significative modérée (2 m). Ces trois situations sont typiques de celles rencontrées lors des campagnes HyMeX et PROTEVS. L'étude de la pente des vagues dans la direction de visée ainsi que les calculs des longueurs de corrélation ont permis de caractériser les surfaces et d'avoir une première idée sur la pertinence des hypothèses faites lors de l'inversion du signal. L'analyse des pentes de la surface a permis de démontrer que l'hypothèse sur les pentes inférieures à 3% est respectée dans les situations de houle et de jeune mer du vent. Cette hypothèse n'est pas respectée dans la situation de forte mer bien développée puisque plus de 25% des pentes mesurées sont au dessus de la valeur limite.

L'analyse des longueurs de corrélation montre que les longueurs de corrélation sont de l'ordre de la dimension azimutale de l'empreinte radar pour les situations de houle. De même, dans la situation de forte mer bien développée, les longueurs de corrélation sont supérieures à 10% de la dimension de l'empreinte radar. Pour ces deux types de situations, le calcul des longueurs de corrélation indique que la dimension de la fauchée n'est pas très grande comparée à la taille des

vagues. Dans la situation de fetch limité, les longueurs de corrélation sont de l'ordre de 30 m, la dimension en azimuth de 460 m semble suffisamment grande devant la taille des vagues.

Le chapitre 5 présente l'étude des spectres de vagues ainsi que les paramètres spectraux issus des simulations et les met en relation avec les résultats obtenus lors de l'analyse des observations faites avec le radar.

Chapitre 5

Résultats des simulations et discussion par rapport aux observations

« Never be limited by other people's limited imaginations. If you adopt their attitudes, then the possibility won't exist because you'll have already shut it out. . . . You can hear other people's wisdom, but you've got to re-evaluate the world for yourself. »

Mae Jemison

Sommaire

5.1 Spectres omnidirectionnels	100
5.1.1 Situation de mer du vent	100
5.1.2 Situation de forte mer bien développée	101
5.1.3 Situation de houle	101
5.1.4 Bilan	103
5.2 Hauteur significative	103
5.2.1 Situation de mer du vent	103
5.2.2 Situation de forte mer bien développée	103
5.2.3 Situation de houle	104
5.2.4 Bilan sur les H_s simulés et confrontation aux résultats issus des observations	105
5.3 Fréquence pic	107
5.3.1 Situation de mer du vent	107
5.3.2 Situation de forte mer bien développée	107
5.3.3 Situation de houle	107
5.3.4 Bilan sur les f_{peak} simulés et confrontation aux résultats issus des observations	109
5.4 Direction moyenne	110
5.4.1 Situation de mer du vent	110
5.4.2 Situation de forte mer bien développée	110
5.4.3 Situation de houle	111
5.4.4 Bilan sur les ϕ_{mean} simulés et confrontation aux résultats issus des observations	112
5.5 Étalement angulaire	112
5.5.1 Situation de mer du vent	112
5.5.2 Situation de forte mer bien développée	113

5.5.3	Situation de houle	114
5.5.4	Bilan sur les $\Delta\phi$ simulés et confrontation aux résultats issus des observations	114
5.6	Étalement en fréquence	115
5.6.1	Situation de mer du vent	115
5.6.2	Situation de forte mer bien développée	116
5.6.3	Situation de houle	116
5.6.4	Bilan sur les Δf simulés et confrontation aux résultats issus des observations	117

Introduction

L'étude des observations KuROS a montré que les performances du système RAR aéroporté atteignaient probablement leur limite dans les cas de longues vagues. Afin de mieux identifier les incertitudes associées à l'estimation des paramètres de vagues à partir des observations KuROS, un simulateur a été développé au cours de cette thèse. Ce simulateur est présenté dans le chapitre 4. Les signaux radar ont été simulés dans trois différentes situations : une situation de jeune mer du vent, une situation de forte mer bien développée avec une hauteur significative importante, et une situation de houle avec de très longues vagues. Pour chacune des situations simulées, cinquante surfaces ont été créées à partir d'un spectre représentatif de la situation (soit issu du modèle MF-WAM, soit à partir d'un spectre paramétrique). En tenant compte du fait de l'ambiguïté sur 180° des spectres directionnels, cent spectres directionnels ont été calculés à partir des cinquante surfaces. Soit deux spectres pour une surface.

L'analyse des pentes des vagues dans la direction de visée a montré que les pentes étaient inférieures à la limite des 3% pour le cas de jeune mer du vent et pour le cas de houle tandis qu'elles sont beaucoup plus fortes pour le cas de forte mer bien développée ($H_s = 6.5$ m et pente significative de 3%). Dans cette situation de mer bien développée, on atteint donc la limite de l'hypothèse des faibles pentes associée à la fonction de transfert linéaire utilisée lors de l'inversion des données radar. L'étude des longueurs de corrélation a montré que les longueurs de corrélation dans la direction azimutale étaient largement inférieures à la dimension azimutale à la fauchée radar dans le cas de jeune mer du vent. Dans la situation de forte mer bien développée, un tiers des longueurs de corrélation calculées sont de l'ordre de 25% de la dimension azimutale du lobe d'antenne. Pour le cas de houle, elles sont de l'ordre de la dimension azimutale de la fauchée radar. Ainsi, dans cette situation, l'hypothèse stipulant que la dimension azimutale de la fauchée radar doit être très supérieure à la longueur de corrélation des vagues dans cette direction n'est pas vérifiée. Nous considérons que cette hypothèse atteint sa limite dans la situation de mer bien développée soumise à un vent fort.

Ce chapitre présente les résultats sur les paramètres de vagues restitués après inversion des signaux radar simulés sur les trois situations choisies : la hauteur significative (H_s), la fréquence pic (f_{peak}), la direction moyenne à la fréquence pic (ϕ_{mean}), l'étalement en fréquence (Δf) et l'étalement en direction à la fréquence pic ($\Delta \phi$). Les valeurs des paramètres spectraux sont calculées pour chaque spectre directionnel et sont comparées à leur valeur de référence. On appelle valeur de référence la valeur des paramètres spectraux calculée à partir du spectre directionnel utilisé pour générer la surface. Ensuite, la statistique des résultats des simulations obtenue sur les cent réalisations de chaque situation est comparée aux résultats obtenus avec les observations, présentés au chapitre 3. Dans la suite du manuscrit, les spectres obtenus après l'inversion du signal calculé avec le simulateur sont appelés "spectres simulés". Les spectres obtenus avec le radar KuROS lors des campagnes de mesure sont appelés "spectres mesurés". La confrontation de ces deux ensembles nous permet d'aller plus loin que l'analyse des comparaisons entre les observations et les modèles numériques de vagues présentée au chapitre 3.

Une première partie montre les spectres omnidirectionnels pour chaque type de situations. Ensuite les résultats obtenus pour chaque paramètre sont détaillés. Nous rappelons ici que pour les situations de jeune mer du vent et de forte mer bien développée l'altitude du porteur est de 2000 m, et que pour la situation de houle il est de 3000 m. Enfin, la dernière section expose une discussion synthétisant l'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre.

5.1 Spectres omnidirectionnels

Cette section présente les comparaisons des spectres omnidirectionnels de hauteurs et de pentes simulés en fonction du nombre d'onde avec les spectres omnidirectionnels de hauteurs et de pentes utilisés pour créer les surfaces de mer. Pour plus de visibilité, les spectres moyennés sur 10 spectres sont affichés en pointillés dans les graphiques de la section. Le spectre bleu en trait plein est le spectre omnidirectionnel moyen de toutes les simulations. Le spectre noir, dit "de référence", est le spectre issu de la formulation paramétrique pour le cas de houle, et issu du modèle MFWAM pour les cas de mer du vent et de forte mer bien développée. Cette légende est valable pour toute la section.

5.1.1 Situation de mer du vent

La figure 5.1(a) présente la superposition des spectres de hauteurs dans la situation de jeune mer du vent. Le spectre simulé moyen et le spectre de référence sont en bon accord du point de vue énergétique et du point de vue du nombre d'onde pic. Les spectres en pointillés indiquent une variation du nombre d'onde pic autour de la valeur du spectre du modèle. Dans cette situation de mer du vent en développement, ce décalage correspond à une variation de la longueur d'onde de l'ordre de 4 mètres pour une longueur d'onde pic de 80 mètres.

Les spectres simulés présentent aussi un pic d'énergie aux faibles nombres d'onde. Cette composante n'est pas visible sur les spectres de pentes (cf figure 5.1(b)). Cette énergie est due à la conversion des spectres de pentes en spectres de hauteurs (cf équation 1.35, section 1.3.1). Dans le cas des spectres simulés, cette énergie est probablement due au bruit rajouté lors de la génération des surfaces, tandis que pour les mesures KuROS, il s'agit d'une amplification du talon de bruit de "speckle". Ce bruit instrumental contribue à rajouter de l'énergie au spectre, avec une contribution plus importante aux basses fréquences. Bien que la plus grande partie de ce bruit soit corrigée par le traitement des données KuROS (cf chapitre 3), les résidus d'énergie aux basses fréquences sont amplifiés de manière plus importante que ceux aux hautes fréquences lors de la conversion des spectres de pentes en spectres de hauteurs. Pour les observations, lorsque le pic d'énergie dû aux vagues est assez éloigné des basses fréquences, comme dans cette situation, il est facile de tronquer le spectre afin d'éliminer ces pics parasites. Cependant, lorsque le pic d'énergie dû aux vagues se trouve au niveau des basses fréquences, notamment dans les cas de vagues longues, alors, il peut être difficile de discerner cette composante continue du vrai pic d'énergie.

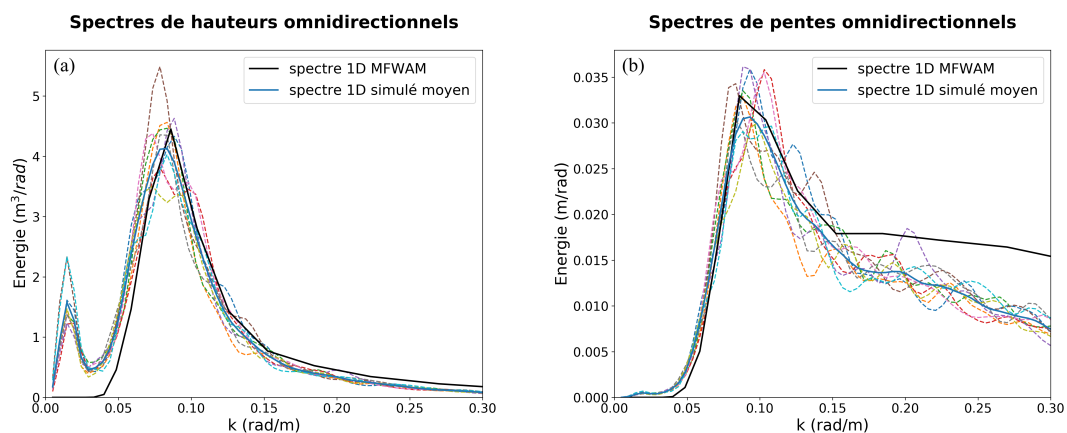


FIGURE 5.1 – (a) Comparaison des spectres de hauteurs omnidirectionnels simulés dans la situation de jeune mer du vent. (b) Comparaison des spectres de pentes omnidirectionnels simulés. *En pointillés* : spectres omnidirectionnels moyennés sur 10 spectres simulés. *En trait plein bleu* : spectre simulé moyen. *En trait plein noir* : spectre MFWAM.

5.1.2 Situation de forte mer bien développée

La figure 5.2(a) montre la superposition des spectres omnidirectionnels de hauteurs simulés dans la situation de mer bien développée soumis à un vent fort ($H_s = 6.5$ m et pente significative = 3%). Dans cette situation, la forme du spectre est différente par rapport à celle de la situation de jeune mer du vent. Le pic d'énergie du spectre est situé à plus basse fréquence et les spectres sont aussi moins larges que ceux de la situation de jeune mer du vent. Pour cette situation, le spectre moyen simulé (trait bleu) est beaucoup moins énergétique que le spectre de référence (issu du modèle MFWAM). La variation de l'énergie maximale des spectres moyens en pointillés fluctue de $65 \text{ m}^3/\text{rad}$ à $95 \text{ m}^3/\text{rad}$. Soit 30% de l'énergie maximale du spectre le plus énergétique. Cette variation de l'énergie en général et du niveau maximum du spectre sont associés à une dispersion sur le calcul de H_s (cf section 5.2.2).

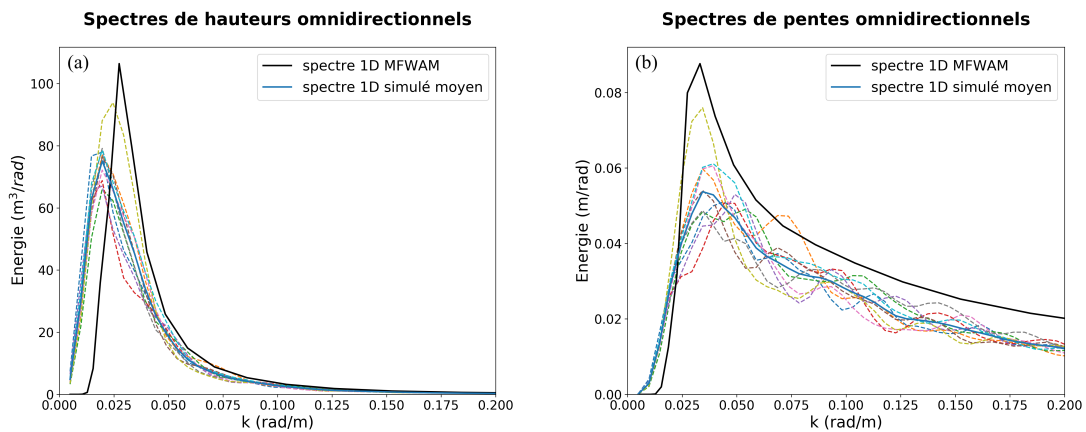


FIGURE 5.2 – (a) Comparaison des spectres de hauteurs omnidirectionnels simulés dans la situation de forte mer bien développée. (b) Comparaison des spectres de pentes omnidirectionnels simulés. *En pointillés* : spectres omnidirectionnels moyennés sur 10 spectres simulés. *En trait plein bleu* : spectre simulé moyen. *En trait plein noir* : spectre MFWAM.

Pour cette situation le nombre d'onde pic des spectres moyennés sur 10 spectres est sous-estimé par rapport au nombre d'onde pic du spectre de référence. Cette sous-estimation n'apparaît pas sur les spectres omnidirectionnels de pentes. C'est pourquoi nous concluons que le décalage en nombre d'onde pic des spectres de hauteurs est dû à la division par k^2 lors de la conversion des spectres de pentes en spectres de hauteurs (cf équation 1.35, section 1.3.1). À ces nombres d'onde, l'énergie du spectre est multipliée par un facteur de l'ordre de 10^5 . L'estimation de la fréquence pic n'est pas meilleure avec les spectres de pentes car les spectres sont trop bruités et leur décroissance aux hautes est moins marquée que le modèle.

Les spectres présentés en figure 5.2(a-b) sont simulés avec une altitude de vol à 2000 m. Des simulations ont aussi été effectuées avec une altitude de vol à 3000 m. Les figures 5.3(a-b) présentent ces spectres de hauteurs et de pentes simulés avec cette altitude plus élevée. Nous trouvons pertinent de montrer ces spectres simulés car le décalage des pics semble corrigé lorsque l'on augmente l'altitude de vol.

5.1.3 Situation de houle

La figure 5.4(a) montre une superposition des spectres de hauteurs omnidirectionnels simulés avec celui utilisé pour simuler les surfaces en fonction du nombre d'onde. La forme des spectres simulés est en bon accord avec celle du spectre de référence malgré une surestimation de l'énergie totale et une variation importante de ces paramètres d'un spectre à l'autre. La superposition des spectres simulés montre que le niveau d'énergie des pics des spectres varie entre $18 \text{ m}^3/\text{rad}$ et 26

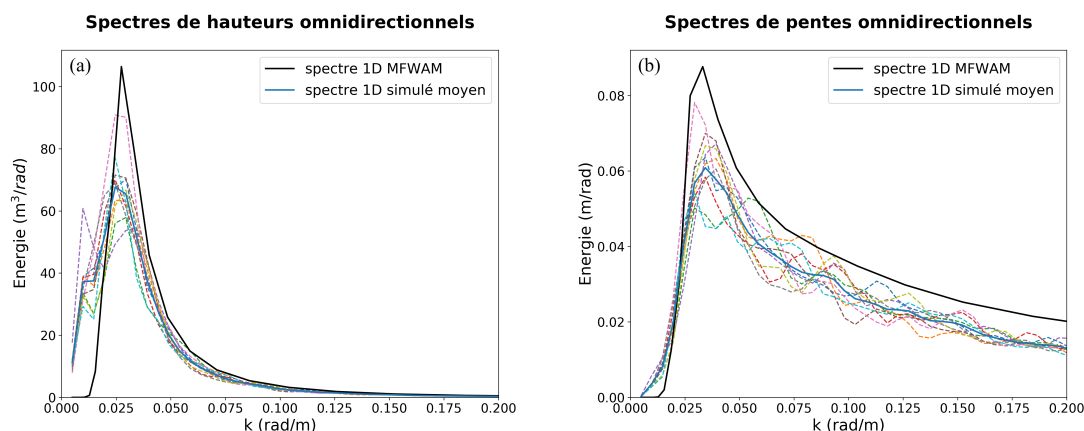


FIGURE 5.3 – (a) Comparaison des spectres de hauteurs omnidirectionnels simulés dans la situation de forte mer bien développée avec une altitude de 3000 m. (b) Comparaison des spectres de pentes omnidirectionnels simulés. *En pointillés* : spectres omnidirectionnels moyennés sur 10 spectres simulés. *En trait plein bleu* : spectre simulé moyen. *En trait plein noir* : spectre MFWAM.

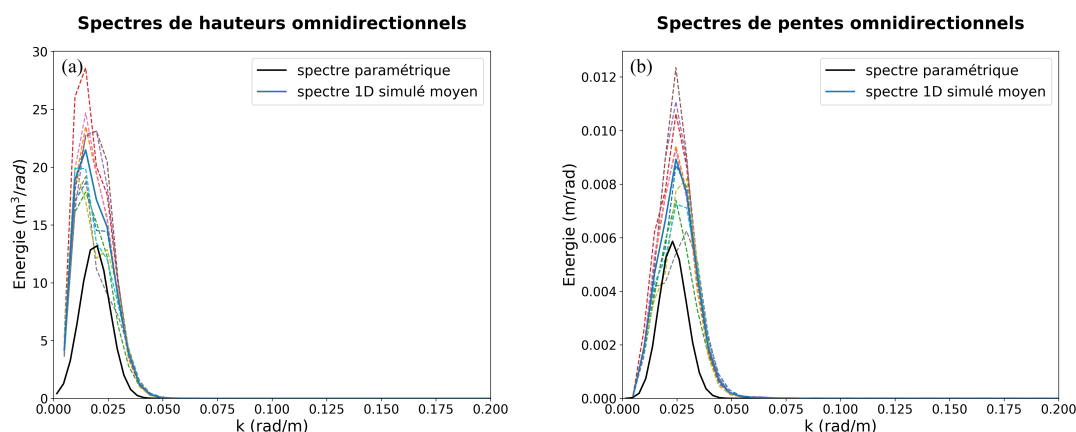


FIGURE 5.4 – (a) Comparaison des spectres de hauteurs omnidirectionnels simulés dans la situation de houle. (b) Comparaison des spectres de pentes omnidirectionnels simulés. *En pointillés* : spectres omnidirectionnels moyennés sur 10 spectres simulés. *En trait plein bleu* : spectre simulé moyen. *En trait plein noir* : spectre paramétrique.

m^3/rad pour les spectres moyennés sur 10 spectres directionnels. Cela entraîne une surestimation et une variation de la hauteur significative.

Les spectres de hauteurs simulés montrent également un décalage du pic du spectre vers les petits nombres d'onde par rapport à la référence. Dans cette situation de houle, le nombre d'onde pic est de 0.02 rad/m et le pas est de 0.005 rad/m . Un décalage d'un pas à ces nombres d'onde pics entraîne une variation de la longueur d'onde entre 60 et 100 m alors que la longueur d'onde pic est de 275 m. Ainsi, un décalage d'un pas à ces nombres d'onde peut entraîner une variation de 40% de la valeur de la longueur d'onde pic. La figure 5.4(b) montre les spectres de pentes omnidirectionnels en suivant la même légende que la figure 5.4(a). La comparaison des spectres de pentes omnidirectionnels montre un bon accord du nombre d'onde pic. Ainsi, comme pour la situation de forte mer bien développée, le décalage en nombre d'onde pic des spectres de hauteurs est dû à la division par k^2 lors de la conversion des spectres de pentes en spectres de hauteurs (cf équation 1.35, section 1.3.1). La forme du spectre dans cette situation permet une meilleure estimation de la fréquence pic des vagues par le spectre de pentes, contrairement à la situation de forte mer bien développée. Cela montre que dans ce type de situation, il vaut mieux prendre comme critère d'analyse le nombre d'onde (ou la fréquence) pic calculé à partir des spectres de pentes que celui calculé à partir des spectres de hauteurs.

5.1.4 Bilan

L'analyse des spectres omnidirectionnels de hauteurs simulés comparés aux spectres de référence montre que la forme des spectres est généralement bien restituée par la simulation, mis à part le problème d'un pic parasite qui apparaît principalement aux basses fréquences sur les spectres de hauteurs dans la situation de jeune mer du vent.

Les spectres simulés montrent des formes cohérentes selon les différents types de situations malgré une variabilité de l'énergie. L'analyse des spectres omnidirectionnels a mis en évidence que la variabilité des spectres simulés sur l'ensemble des réalisations est bien plus importante dans la situation de forte mer bien développée et dans la situation de houle. Cette variabilité s'illustre aussi avec l'analyse de la hauteur significative dans la section qui suit. De plus, il a été mis en évidence que, dans les situations de longues vagues, la conversion des spectres de pentes en spectres de hauteurs entraîne un décalage de la fréquence pic vers les basses fréquences. La quantification des écarts liés à la forme des spectres est abordée ci-après lors de l'analyse des paramètres spectraux.

5.2 Hauteur significative

5.2.1 Situation de mer du vent

Les hauteurs significatives de chaque spectre sont comparées à celles du spectre de référence dans la situation de jeune mer du vent (cf figure 5.5(a)). L'histogramme montrant la distribution des H_s est aussi présenté dans la figure 5.5(b). Le trait en noir représente la hauteur significative du spectre de référence. Les résultats montrent un très bon accord entre les hauteurs significatives des spectres simulés et la valeur de référence avec un biais nul. L'écart type est de 0.25 m. La dispersion représente 11% de la hauteur significative du spectre de référence (2.28 m). Ce pourcentage est calculé grâce à l'indice de dispersion (aussi appelé "*scatter index*", noté SI). La médiane (paramètre qui donne la valeur à laquelle la population est divisée en deux parts égales) est de 2.24 m ce qui est très proche de la valeur de référence.

5.2.2 Situation de forte mer bien développée

Dans cette situation de mer du vent bien développée, l'analyse visuelle des spectres omnidirectionnels a montré une forte variation de leur énergie maximale. Cette observation se confirme

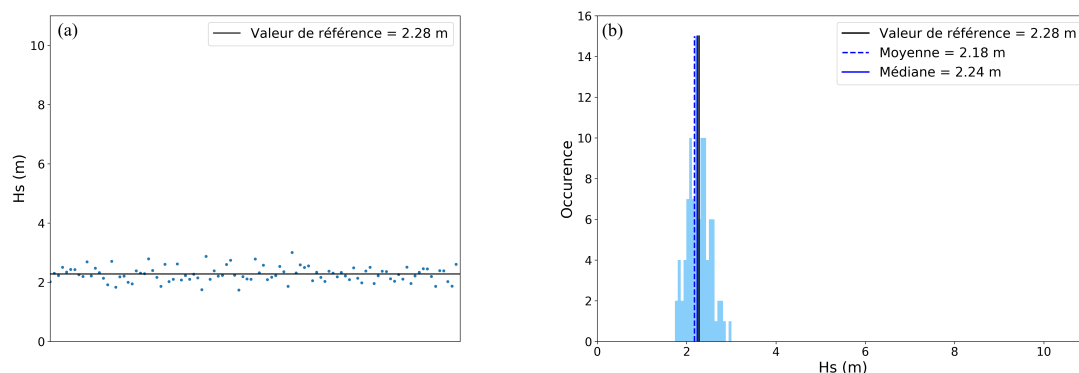


FIGURE 5.5 – (a) Graphique de dispersion des hauteurs significatives calculées avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de référence de H_s pour la situation de jeune mer du vent. (b) Histogramme des H_s .

avec l'étude de la hauteur significative. Malgré une sous-estimation relativement faible (biais = - 0.28 m pour une valeur de référence de H_s de 6.5 m, soit moins de 4%), l'écart type est de 1.12 m soit 17% de la valeur de référence. Les hauteurs significatives s'étendent de 4 m à 9 m (cf figures 5.6(a-b)). L'indice de dispersion est également très significativement supérieur à celui des H_s calculé pour chaque surface (cf 4.9) qui était de 5%. Ainsi, la dispersion observée dans cette situation est liée au calcul des spectres à partir des signaux radar simulés et non de la génération de la surface. À noter que les biais et écarts types ont été calculés par rapport aux H_s des surfaces et leurs valeurs sont très proches que celles calculées par rapport au H_s de référence.

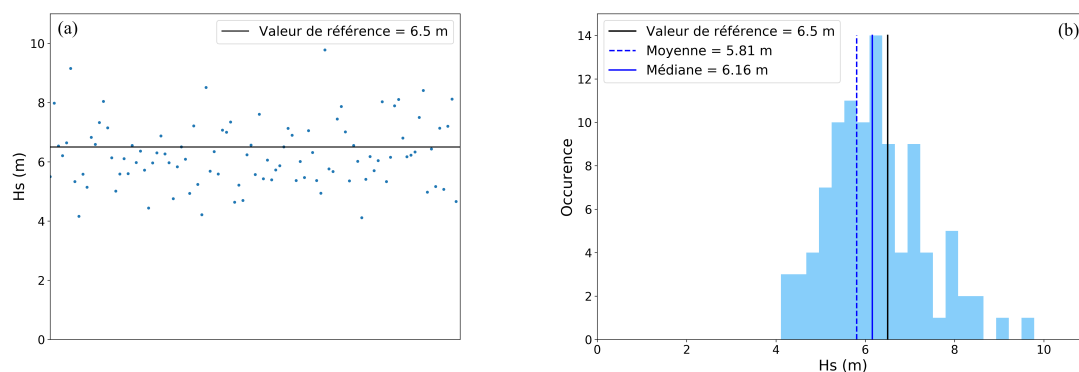


FIGURE 5.6 – (a) Graphique de dispersion des hauteurs significatives calculées avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de référence de H_s pour la situation de mer bien développée soumise à un vent fort. (b) Histogramme des H_s .

5.2.3 Situation de houle

Les figures 5.7(a-b) présentent la distribution des hauteurs significatives dans la situation de houle. Le diagramme de dispersion montre que dans cette situation, les hauteurs significatives calculées avec les spectres simulés sont surestimées, en moyenne, par rapport à la hauteur significative de référence. Le biais est de 0.62 m et l'écart type est de 0.81 m. Les biais et écarts types de chaque paramètre pour toutes les situations sont indiqués dans le tableau 5.1. La dispersion représente 40 % de la valeur de référence. La distribution des H_s confirme cette surestimation. La médiane est égale à 2.63 m. Cela signifie que la moitié des H_s calculés sont supérieurs à 2.63 m, alors que la hauteur significative du spectre de référence est de 2 m. Certaines hauteurs significatives sont pratiquement de l'ordre de 4 m.

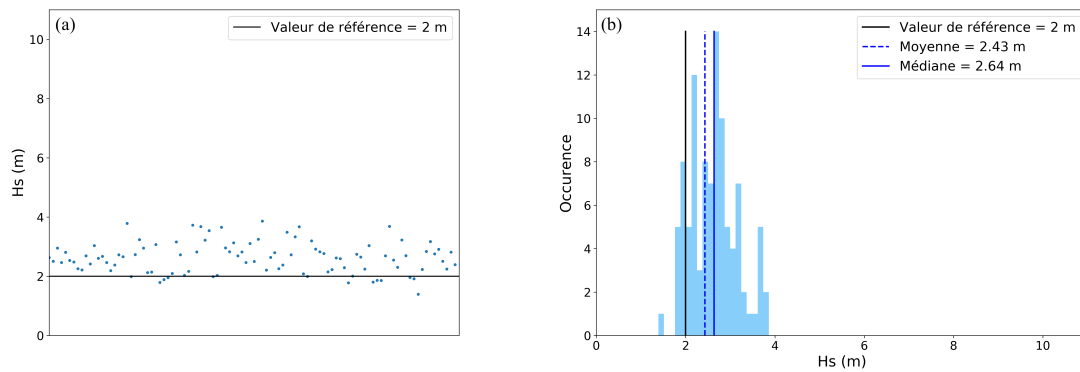


FIGURE 5.7 – (a) Graphique de dispersion des hauteurs significatives calculées avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de référence de H_s pour la situation de houle. (b) Histogramme des H_s .

5.2.4 Bilan sur les H_s simulés et confrontation aux résultats issus des observations

La situation pour laquelle nous obtenons le meilleur accord pour les hauteurs significatives est celle de mer du vent en développement ($H_s = 2.28$ m, pente significative = 2.7%). L'indice de dispersion est de 11%. Dans les autres cas il est beaucoup plus fort, atteignant 40% dans la situation de houle. De plus, un biais de 0.60 m est obtenu dans la situation de houle alors qu'il est très faible (comparé à la valeur de référence) dans les deux autres situations.

La tendance indique donc que, plus la longueur d'onde des vagues est grande, plus la dispersion et le biais des H_s calculées sont forts. Ces résultats sont en accord qualitatif avec les comparaisons entre les mesures KuROS et les données co-localisées des modèles de vagues comme le montre la figure 5.8. Cette figure reprend les comparaisons entre les observations KuROS et les données des modèles, présentées une première fois dans le chapitre 3, et des résultats des simulations. Les résultats de la campagne HyMeX figure 5.8(a) et PROTEVS figure 5.8(b) sont présentés. Les mêmes symboles que dans le chapitre 3 sont utilisés. Les cas de mer du vent sont représentés par les étoiles et les cas de fort vent de Levant sont présentés avec les cercles. Les données simulées sont représentées sous forme de barre d'erreur. Les mêmes symboles sont utilisés pour représenter les données simulées : la barre d'erreur avec l'étoile concerne la situation de mer du vent et celle avec le cercle, la situation de forte mer bien développée. Les coordonnées du point de la barre d'erreur sont ($H_{s_{ref}} + \text{biais}$, $H_{s_{ref}}$). La longueur de la barre d'erreur est l'écart type obtenu entre les données simulées et la donnée de référence. Pour la campagne PROTEVS, il s'agit de situations de houle exclusivement avec, parfois, pour certains vols, un système de mer du vent. Aucune distinction de situation n'est faite pour cette campagne : chaque spectre mesuré par KuROS est représenté par une étoile. Les résultats des simulations aussi. Cette légende est la même pour toutes les figures de ce type dans ce chapitre.

La superposition de ces deux informations permet de montrer que dans les situations de la campagne HyMeX, les résultats des simulations se recouvrent bien avec les résultats des observations. L'analyse des observations montre que le biais obtenu est faible sauf pour le cas de houle (campagne PROTEVS) et que la dispersion obtenue dans les cas de mer du vent est plus faible que celle obtenue dans les situations de forte mer bien développée. On observe cette même conclusion dans les données simulées.

Nous rappelons que le simulateur ne considère que les effets liés à la géométrie de mesure et pas les effets de variabilité du signal lié au bruit de l'instrument ou de "speckle". Comme une bonne partie de la dispersion observée dans les mesures se retrouve dans les résultats de simulations nous avançons la conclusion que cette dispersion observée dans les mesures peut, en grande par-

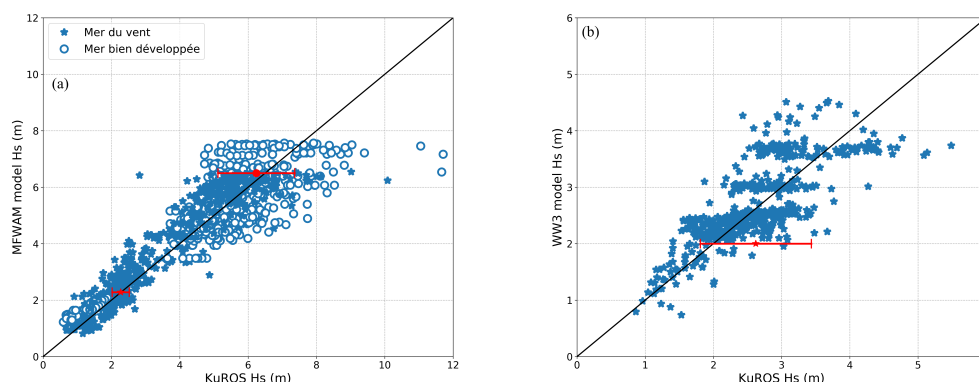


FIGURE 5.8 – (a) *En bleu* : Comparaison des hauteurs significatives entre les mesures KuROS et les données du modèle MFWAM-Arome. Les étoiles représentent les cas de fetch limité, les cercles représentent les situations de fort vent de Levant. *En rouge* : Les résultats des simulations sous forme de barre d'erreur. Les coordonnées du point de la barre d'erreur sont $[H_{s_{ref}} + \text{biais}, H_{s_{ref}}]$. La longueur de la barre d'erreur est l'écart type obtenu entre les données simulées et la donnée de référence. L'étoile et le cercle représentent la situation de mer du vent et de forte mer bien développée respectivement. (b) Même principe avec les données de la campagne PROTEVS.

tie, être interprétée par le fait que la géométrie de mesure est limitée dans deux des situations : houle et forte mer bien développée à fort Hs.

Ce résultat est à rapprocher de l'étude présentée en section 4.3. Cette étude a montré que les pentes dépassaient la limite des 3% dans plus de 25% des cas pour la situation de forte mer bien développée d'une part, et que les longueurs de corrélation des vagues dans la direction azimutale étaient de l'ordre de la dimension azimutale de la fauchée radar projetée au sol dans les situations de houle et de forte mer bien développée d'autre part. Nous concluons donc à ce stade que lorsque les limites des hypothèses sur les longueurs de corrélation des vagues et sur les pentes sont atteintes, cela entraîne une dispersion sur les mesures de la hauteur significative. En effet, ces hypothèses sont vérifiées pour la situation de jeune mer du vent et l'accord entre les Hs simulés et le Hs de référence est très satisfaisant.

Par ailleurs, concernant les données de la campagne PROTEVS, les simulations montrent un biais qui n'est pas présent sur les observations. Pour les observations, les spectres mesurés par le radar sont tronqués aux basses fréquences à cause du bruit de "speckle". Les spectres simulés ne sont pas tronqués aux basses fréquences. Peut être que le fait de tronquer les spectres mesurés par KuROS aux basses fréquences permet de corriger le biais qui est observé sur les simulations. Si tel est le cas, alors, dans les cas de houle, la géométrie aéroportée entraîne une surestimation des hauteurs significatives.

L'étude des moyennes des pentes et des longueurs de corrélation en section 4.3 a montré que les hypothèses concernant la limite des pentes et la dimension de l'empreinte radar n'étaient pas valides pour la situation de houle et de mer du vent bien développée. Les dispersions observées sur les calculs de Hs sont les plus importantes dans ces situations. Ces hypothèses sont valides pour la situation de jeune mer du vent et l'accord entre les Hs simulés et le Hs de référence est très satisfaisant.

5.3 Fréquence pic

5.3.1 Situation de mer du vent

La figure 5.9(a) montre le graphique de dispersion des fréquences pic calculées à partir des spectres de hauteurs simulés dans la situation de jeune mer du vent. La figure 5.9(b) montre la distribution de ces fréquences pics. La moyenne et la médiane de l'histogramme sont de l'ordre de 0.14 Hz et la valeur de référence est de 0.15 Hz ce qui indique un bon accord entre les fréquences pic simulées et la valeur de référence. Une faible sous-estimation de la fréquence pic est observée. La dispersion est de 0.012 Hz ce qui représente un indice de dispersion de 8% par rapport à la valeur de référence.

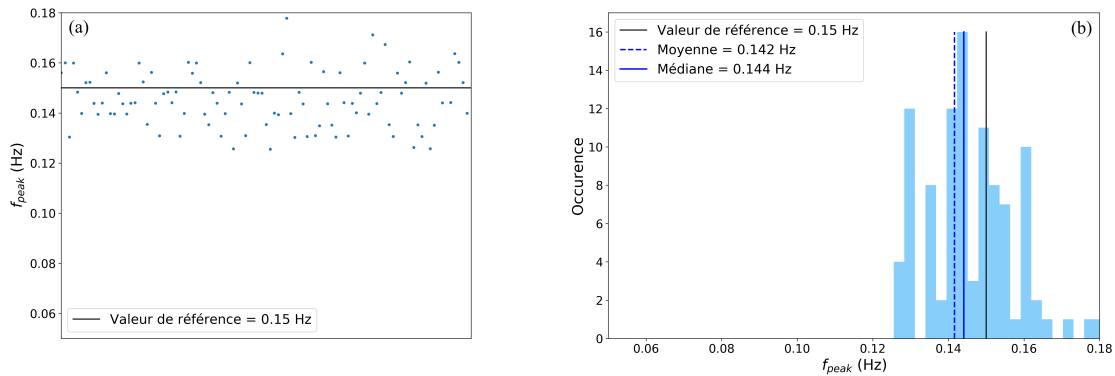


FIGURE 5.9 – (a) Graphique de dispersion des fréquences pics calculées avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de référence de f_{peak} pour la situation de jeune mer du vent. (b) Histogramme des f_{peak} .

5.3.2 Situation de forte mer bien développée

Les figures 5.10(a-b) présentent le diagramme de dispersion et l'histogramme de la distribution des fréquences pic pour la situation de forte mer bien développée. Le calcul du biais et de l'écart type indiquent que ces paramètres sont du même ordre que ceux du cas de jeune mer du vent en développement (cf tableau 5.1). La fréquence pic dans cette situation est plus faible que celle correspondant à l'état de mer en développement car les vagues sont plus longues. Ainsi, même si l'écart type est du même ordre que celui pour la situation de jeune mer du vent, l'indice de dispersion est plus élevé : 15%. Comme expliqué dans la section 5.1.2, la sous-estimation des f_{peak} est liée à la conversion des spectres omnidirectionnels de hauteurs. Cependant, l'utilisation des spectres omnidirectionnels de pentes n'améliore pas l'estimation des fréquences pic contrairement au cas de houle (cf section 5.3.3 ci-après).

5.3.3 Situation de houle

La figure 5.11(a) montre le graphique de dispersion des fréquences pic calculées à partir des spectres de hauteurs simulés dans la situation de houle. La figure 5.11(b) montre la distribution de ces fréquences pics. La moyenne et la médiane de l'histogramme sont aussi affichées. La distribution montre que la fréquence pic est en moyenne sous-estimée. L'écart type est de 0.012 Hz et l'indice de dispersion est de 15%. L'analyse visuelle des spectres omnidirectionnel a aussi permis d'observer ce décalage vers les basses fréquences et de montrer qu'il était dû à la conversion des spectres de pentes en spectres de hauteurs.

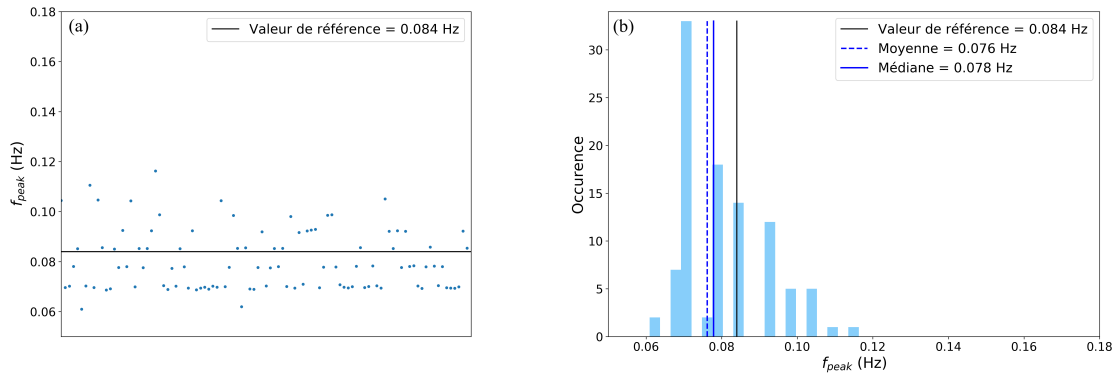


FIGURE 5.10 – (a) Graphique de dispersion des fréquences pics calculées avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de référence de f_{peak} pour la situation de mer bien développée soumise à un vent fort. (b) Histogramme des f_{peak} .

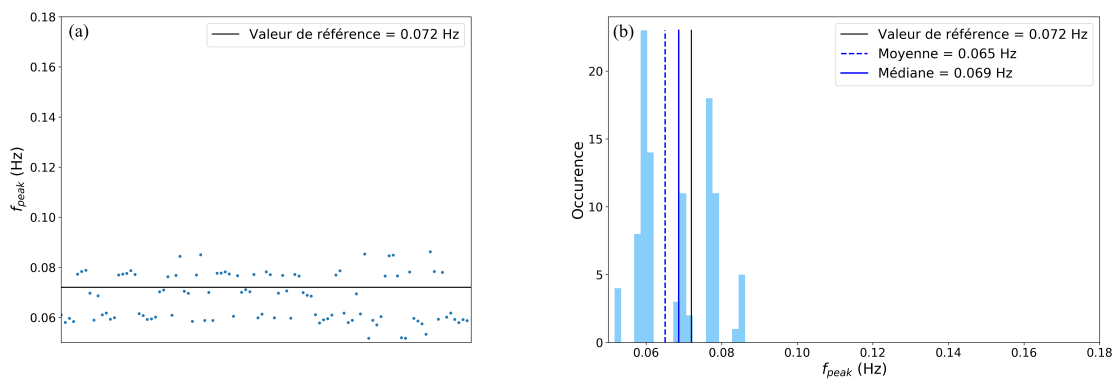


FIGURE 5.11 – (a) Graphique de dispersion des fréquences pics calculées avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de référence de f_{peak} pour la situation de houle. (b) Histogramme des f_{peak} .

5.3.4 Bilan sur les f_{peak} simulés et confrontation aux résultats issus des observations

La situation de jeune mer du vent est la situation pour laquelle nous obtenons le meilleur accord entre les données simulées et la référence. L'indice de dispersion est de 8% tandis qu'il est de 14% et 15% pour les situations de houle et de forte mer bien développée respectivement. La dispersion des données obtenue dans les trois situations est du même ordre (environ 0.01 Hz). Cependant, la fréquence pic des vagues est plus élevée dans la situation de jeune mer du vent. Cela explique pourquoi l'indice de dispersion par rapport à la valeur de référence est meilleur dans cette situation. Le biais obtenu dans les trois situations est de l'ordre de 0.004 Hz. Pour la situation de mer du vent, cette valeur est faible comparée à la valeur de référence qui est de 0.15 Hz alors que pour la situation de houle la valeur de référence est deux fois plus faible : 0.072 Hz.

Dans la situation de houle, cette dispersion est due à la discrétisation en fréquence du spectre de hauteurs de vagues. La sous-estimation des fréquences pics est due à la conversion des spectres de pentes en spectres de hauteurs. La conversion des spectres a tendance à surestimer l'énergie située au basses fréquences à cause de la division en k^2 . La sous-estimation des fréquences pics observées pour la situation de forte mer bien développée est aussi liée à la conversion des spectres de pentes. En revanche, les spectres de pentes ont tendance à surestimer la fréquence pic. Dans cette situation le calcul des pentes moyennes indique que plus d'un quart de ces dernières sont supérieures à la valeur limite de 3%. Dans les situations où les pentes des vagues sont trop importantes, il peut y avoir un effet de "range bunching" qui peut entraîner un changement de la forme des spectres et expliquer cette surestimation des fréquences pic.

Les figures 5.12(a-b) montrent la superposition des résultats des observations avec les résultats

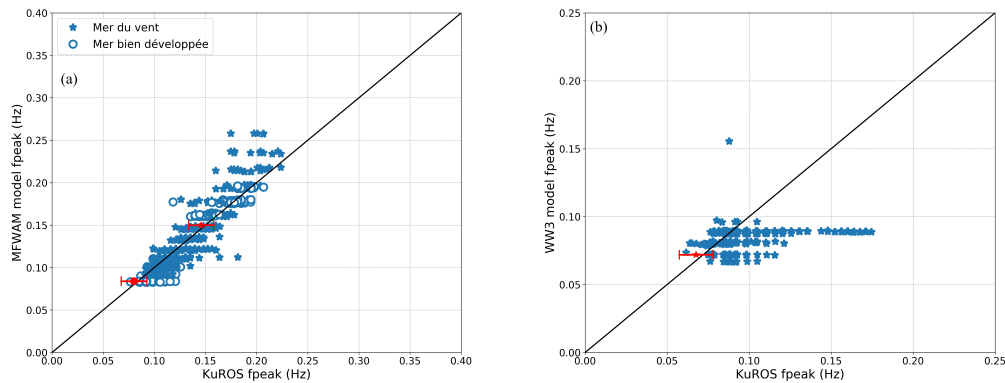


FIGURE 5.12 – (a) *En bleu* : Comparaison des fréquences pic entre les mesures KuROS et les données du modèle MFWAM-Arome. Les étoiles représentent les cas de fetch limité, les cercles représentent les situations de fort vent de Levant. *En rouge* : Les résultats des simulations sous forme de barre d'erreur. Les coordonnées du point de la barre d'erreur sont $[f_{\text{peak_ref}} + \text{biais}, f_{\text{peak_ref}}]$. La longueur de la barre d'erreur est l'écart type obtenu entre les données simulées et la donnée de référence. L'étoile et le cercle représentent la situation de mer du vent et de forte mer bien développée respectivement. (b) Même principe avec les données de la campagne PROTEVS.

des simulations. Les simulations ne permettent pas d'observer le biais obtenu pour les situations de forte mer bien développée sous condition de vent de Levant. Le biais obtenu sur les mesures KuROS s'explique par le fait que les spectres KuROS sont parfois tronqués aux basses fréquences. Les spectres simulés ne sont pas tronqués, le biais obtenu est donc plus faible. Les dispersions obtenue dans les situations de la campagne HyMeX sont similaires pour les cas de fetch limité ou ceux de vent fort. Il en est de même pour les données simulées.

La dispersion et le biais obtenus pour les données de la campagne PROTEVS sont plus importants que ceux des données simulées. Ceci s'explique par le fait que les fréquences pics mesurées par KuROS au delà de 0.13 Hz correspondent à des situations de mer croisées d'une part (les fréquences pic supérieures à 0.13 Hz correspondent à la composante de la mer du vent), et par le

fait que les spectres KuROS soient tronqués aux basses fréquences d'autre part. En effet, dans les situations de houle, le pic d'énergie lié aux vagues étant aux basses fréquences, il est possible que ce dernier soit tronqué.

Une partie de la dispersion est observée sur les résultats des simulations et peut donc s'expliquer grâce à la géométrie de mesure. Les simulations montrent que la géométrie de mesure a tendance à conduire à une sous-estimation des fréquences pic. Ce phénomène est plus important dans les situations de longues vagues. La géométrie de mesure est une limitation dans les situations de longues vagues pour le calcul des fréquences dominantes des vagues.

5.4 Direction moyenne

La direction moyenne est calculée pour toutes les fréquences du spectre (cf section 1.4.4). Tout comme dans le chapitre 3, dans cette section nous nous intéressons à la direction moyenne correspondant à la fréquence pic du spectre.

5.4.1 Situation de mer du vent

Dans cette situation de mer en développement, la forme du spectre est plus étalée en fréquence et en direction que celui de la houle. Le diagramme de dispersion et l'histogramme sont présentés en figure 5.13(a-b). Le biais observé dans les données est de 4° et la dispersion est de 9° . La distribution des directions moyennes est relativement symétrique. La médiane et la moyenne sont différentes de 4° : 120° et 116° respectivement. La médiane n'a que 3° d'écart avec la valeur de référence, les valeurs sont bien réparties autour de la valeur de référence. Comme pour la situation précédente, les directions moyennes sont réparties autour de la valeur de référence plus ou moins 20° . Les comparaisons des directions moyennes simulées sont satisfaisantes pour cette situation de jeune mer du vent.

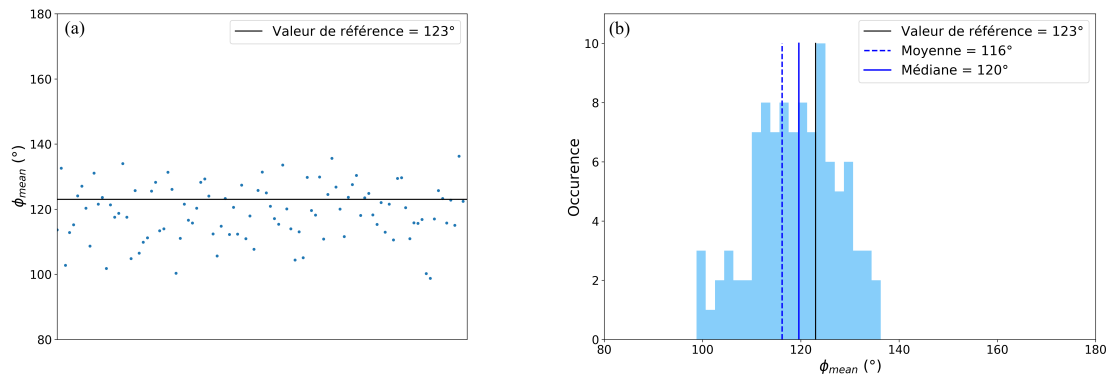


FIGURE 5.13 – (a) Graphique de dispersion des directions moyennes calculées avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de ϕ_{mean} de référence pour la situation de jeune mer du vent. (b) Histogramme des ϕ_{mean} .

5.4.2 Situation de forte mer bien développée

Les comparaisons entre les directions moyennes calculées avec le simulateur et la valeur de référence pour la situation de forte mer bien développée sont présentées dans les figures 5.14(a-b). Le diagramme de dispersion indique un biais dans les données. Le biais est de 11° , ce qui est deux fois plus important que les biais obtenus dans le cas de mer du vent. La distribution des directions moyennes montre que la dispersion des données est plus importante que celle des deux autres situations : $rms = 24^\circ$. Il y a plus de 10° d'écart entre la médiane et la moyenne ce qui est deux fois

plus important que dans les deux autres situations. Les directions moyennes sont réparties sur un intervalle allant de 180° à 310° alors que la direction moyenne de référence est de 244° . De plus, la forme de l'histogramme est aussi différente. Un deuxième ensemble de directions moyennes est présent autour de 290° . Cette dispersion et la forme de la distribution sont probablement dues à la présence des deux pics d'énergie aux mêmes fréquences.

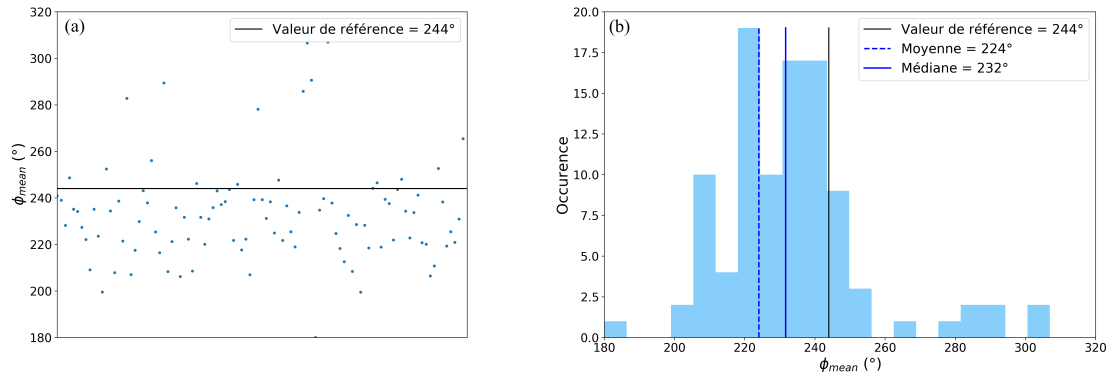


FIGURE 5.14 – (a) Graphique de dispersion des directions moyennes calculées avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de ϕ_{mean} de référence pour la situation de forte mer bien développée soumise à un vent fort. (b) Histogramme des ϕ_{mean} .

5.4.3 Situation de houle

La comparaison de la direction moyenne à la valeur de référence dans la situation de houle est présentée figures 5.15(a-b). Dans cette situation, la direction moyenne du pic des vagues est de 90° . Le graphique de dispersion montre un biais de la direction moyenne simulée par rapport à la valeur de référence. Ce biais est de 6° . La dispersion est de 11° . La médiane et la moyenne sont proches : 85° et 81° respectivement. Cela signifie que les directions moyennes sont réparties de manière symétrique de part et d'autre de la médiane qui est proche de la valeur de référence. Les directions moyennes mesurées avec le simulateur se répartissent autour de la valeur de référence plus ou moins 20° . Les comparaisons des directions moyennes simulées sont satisfaisantes pour cette situation de houle. Les résultats obtenus sont similaires à ceux obtenus pour la situation de jeune mer du vent. La longueur des vagues ne semble pas avoir d'impact sur la mesure de la direction moyenne des vagues.

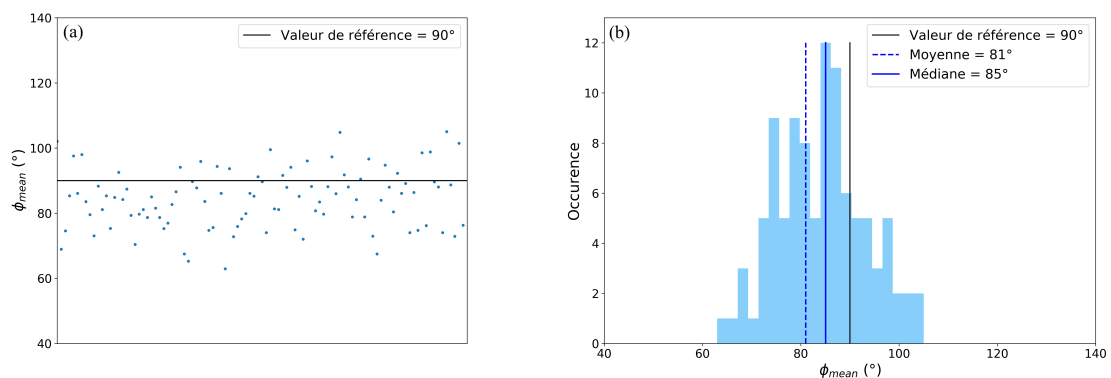


FIGURE 5.15 – (a) Graphique de dispersion des directions moyennes calculées avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de ϕ_{mean} de référence pour la situation de houle. (b) Histogramme des ϕ_{mean} .

5.4.4 Bilan sur les ϕ_{mean} simulés et confrontation aux résultats issus des observations

Les résultats de la direction moyenne calculée dans les situations de houle et de mer en développement sont similaires en termes d'écart type et de biais. En revanche, les résultats sont moins satisfaisants dans le cas de la forte mer bien développée. En effet, les biais et la dispersion sont jusqu'à 2 fois plus élevés que ceux obtenus dans les autres situations.

Les figures 5.16(a-b) montrent la superposition des données mesurées par KuROS avec les données simulées. Les résultats des simulations ainsi que ceux des observations montrent une plus grande dispersion pour la situation de forte mer bien développée que pour la situation de jeune mer du vent (cf figure 5.16(a)). La figure 5.16(b) montre la superposition des simulations pour la situation de houle avec les données de la campagne PROTEVS. Le biais et l'écart type des observation sont plus important que ceux des simulations. Dans le cas du vol 18 correspondant à une situation de pure houle, le biais entre les mesures KuROS et les données du modèle WW3 est de 19° et la dispersion est de 8° . Le fait de ne pas retrouver le biais et la dispersion obtenus pour les simulations de la situation de houle montre que cette dernière est peut être due à autre chose que la géométrie de mesure.

La similarité des résultats des simulations pour les cas de houle et de mer du vent indique que les caractéristiques de la surface (pente, longueur d'onde des vagues) ne semblent pas avoir d'effet sur la mesure des directions moyennes. Ainsi, la forte dispersion obtenue dans les cas de fort vent de Levant s'explique par la forme du spectre directionnel de vagues et la présence de deux pics d'énergie aux mêmes fréquences générés par deux systèmes de vents différents.

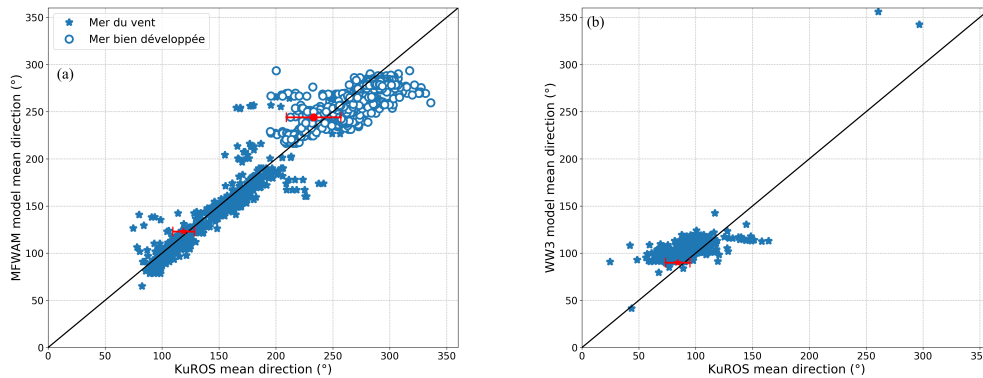


FIGURE 5.16 – (a) *En bleu* : Comparaison des directions moyennes au pic du spectre entre les mesures KuROS et les données du modèle MFWAM-Arome. Les étoiles représentent les cas de fetch limité, les cercles représentent les situations de fort vent de Levant. *En rouge* : Les résultats des simulations sous forme de barre d'erreur. Les coordonnées du point de la barre d'erreur sont $[\phi_{\text{mean,ref}} + \text{biais}, \phi_{\text{mean,ref}}]$. La longueur de la barre d'erreur est l'écart type obtenu entre les données simulées et la donnée de référence. L'étoile et le cercle représentent la situation de mer du vent et de forte mer bien développée respectivement. (b) Même principe avec les données de la campagne PROTEVS.

5.5 Étalement angulaire

L'étalement angulaire est un paramètre qui se mesure pour chaque fréquence (cf section 1.4.4). L'analyse faite ci-dessous est réalisée sur l'étalement angulaire correspondant à la fréquence pic.

5.5.1 Situation de mer du vent

Le graphique de dispersion (cf figure 5.17(a)) montre que l'étalement angulaire calculé avec les spectres simulés est toujours légèrement surestimé. Le biais moyen est de 3° pour un étalement

angulaire de référence de 19° . L'écart type est de 5° soit 2 fois moins important que celui de la situation de la houle. L'indice de dispersion est de 22%. La moyenne et la médiane de la distribution sont proches de la valeur de référence (20° , 21° et 19° respectivement) (cf figure 5.17(b)). Comme pour la situation de houle, la distribution des étalements angulaires est répartie de manière symétrique autour de la médiane qui est proche de la valeur de référence. L'accord entre les étalements angulaires simulés et la valeur de référence est assez satisfaisant.

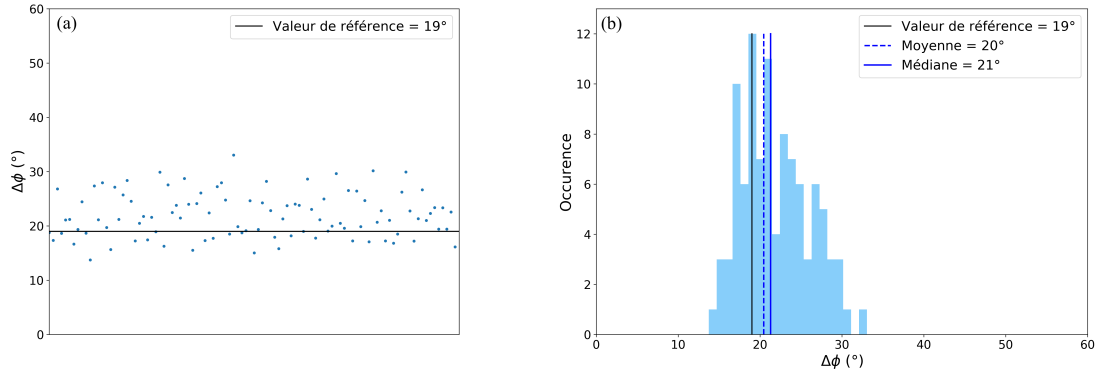


FIGURE 5.17 – (a) Graphique de dispersion des étalements angulaires calculés avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de $\Delta\phi$ de référence pour la situation de jeune mer du vent. (b) Histogramme des $\Delta\phi$.

5.5.2 Situation de forte mer bien développée

L'étalement angulaire de référence dans cette situation de forte mer bien développée est de 26° . Il est plus élevé que celui de la situation de fetch limité à cause de la présence de deux pics d'énergie aux mêmes fréquences. Les figures 5.18(a-b) montrent les distributions de $\Delta\phi$. Le graphique de dispersion montre une surestimation des étalements angulaires simulés avec un biais de 9° . L'écart type est de 12° . La médiane et la moyenne sont de 35° et 32° . La distribution est répartie de manière symétrique de part et d'autre de la médiane qui est 9° au-dessus de la valeur de référence.

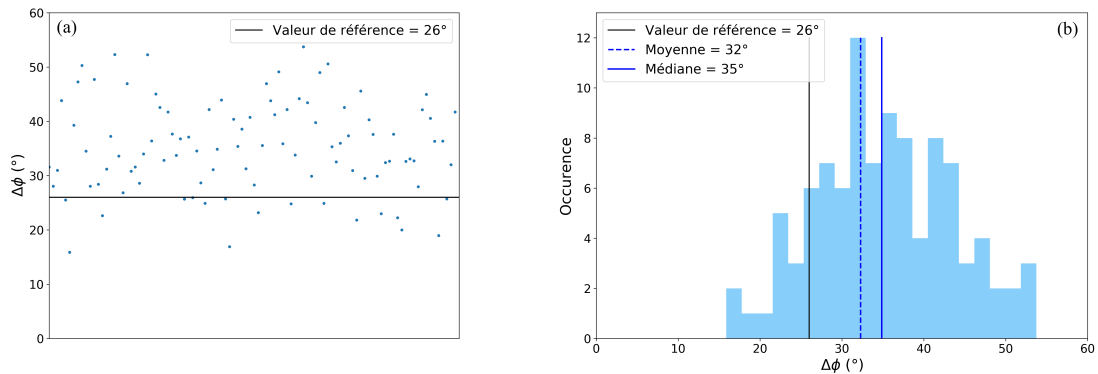


FIGURE 5.18 – (a) Graphique de dispersion des étalements angulaires calculés avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de $\Delta\phi$ de référence pour la situation de forte mer bien développée soumise à un vent fort. (b) Histogramme des $\Delta\phi$.

5.5.3 Situation de houle

Les figures 5.19(a-b) montrent le graphique de dispersion ainsi que l'histogramme des étalements angulaires dans la situation de houle. Les étalements angulaires calculés avec les spectres simulés sont toujours supérieurs par rapport à la valeur de l'étalement angulaire de référence. Le biais obtenu est de 10° et l'écart type est de 11° . Ces deux derniers sont de l'ordre de grandeur de la valeur de référence qui est de 10° , l'indice de dispersion est de 106%. La médiane et la moyenne sont de 20° et 18° respectivement. La distribution est répartie de manière relativement symétrique autour de 20° malgré deux valeurs aberrantes au-delà de 35° . Les biais et les écarts types de cette distribution et de celle de la forte mer bien développée sont plus importants que ceux pour la situation de jeune mer du vent. L'étalement angulaire semble donc mal estimé dans les situations de longues vagues.

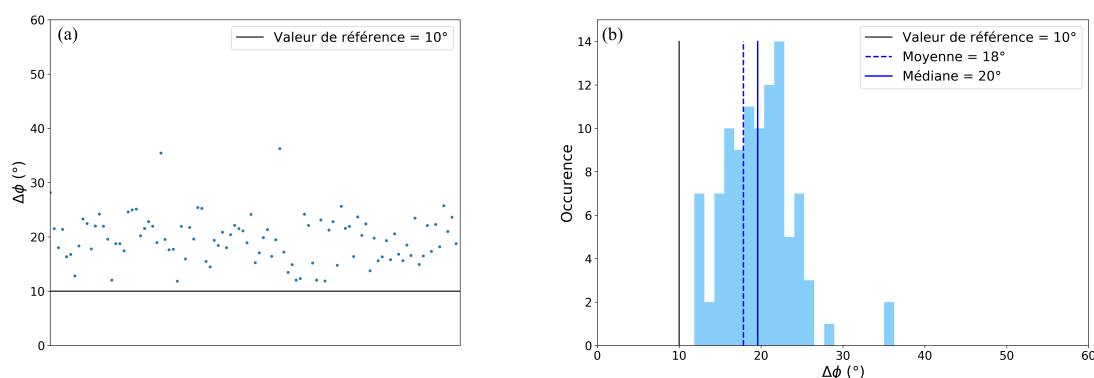


FIGURE 5.19 – (a) Graphique de dispersion des étalements angulaires calculés avec les spectres simulés (points bleus) comparés à la valeur de $\Delta\phi$ de référence pour la situation de houle. (b) Histogramme des $\Delta\phi$.

5.5.4 Bilan sur les $\Delta\phi$ simulés et confrontation aux résultats issus des observations

L'analyse des étalements angulaires à partir des spectres simulés montre une surestimation quasi systématique des $\Delta\phi$ calculés par rapport à la valeur de référence. Les résultats pour la situation de jeune mer du vent sont néanmoins les plus satisfaisants comparés à ceux des deux autres situations. L'indice de dispersion montre que l'accord entre les étalements angulaires simulés et la valeur de référence est moins satisfaisant dans les situations de longues vagues : SI = 106% dans le cas de la houle, 48% dans le cas de forte mer bien développée et 28% dans le cas de jeune mer du vent.

La figure 5.20(a) montre la superposition des résultats des observations de la campagne HyMeX avec les résultats des simulations. Les simulations de la situation de forte mer bien développée indique un biais moins important que celui des observations (biais = -3°) (cf figure 5.20(a)). Les simulations indiquent aussi une dispersion plus faible dans les cas de fetch limité comparée à la situation de forte mer bien développée. Cela n'est pas le cas sur les observations (rms fetch = 6° , rms vent d'est = 8°). Les résultats indiquent qu'une grande partie de la dispersion est retrouvée dans les résultats des simulations pour la situation de fort vent de Levant. La dispersion est ainsi liée à la géométrie de mesure ainsi qu'à la forme du spectre (présence de deux pics d'énergie à la même fréquence).

Les simulations indiquent que seule une partie de la dispersion obtenue dans les mesures peut s'expliquer par la géométrie de mesure dans la situation de jeune mer du vent. En effet, la dispersion obtenue est plus faible pour les données simulées que pour les observations. Dans ce type de situation, les hypothèses faites pour procéder à l'inversion du signal radar sont valides. En revanche, il s'agit de situations de mers jeunes avec des interactions non-linéaires très présentes. La dispersion observée dans les comparaisons mesures/modèles peut être due à la représentation

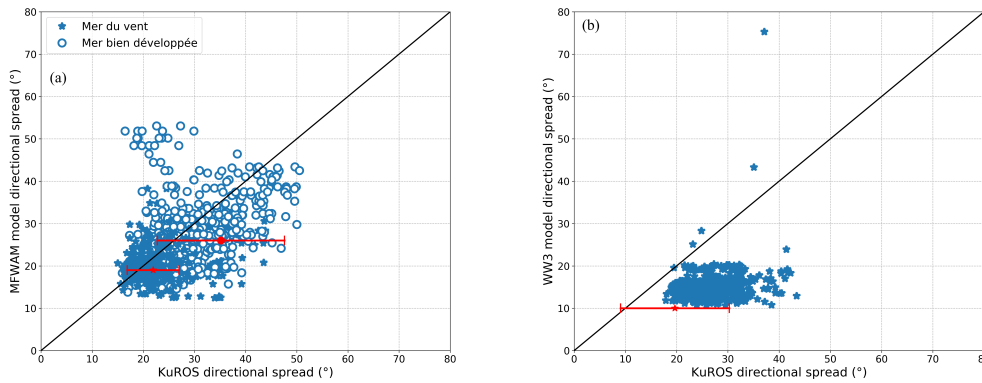


FIGURE 5.20 – (a) *En bleu* : Comparaison des étalements en direction au pic du spectre entre les mesures KuROS et les données du modèle MFWAM-Arome. Les étoiles représentent les cas de fetch limité, les cercles représentent les situations de fort vent de Levant. *En rouge* : Les résultats des simulations sous forme de barre d'erreur. Les coordonnées du point de la barre d'erreur sont $[\Delta\phi_{\text{ref}} + \text{biais}, \Delta\phi_{\text{ref}}]$. La longueur de la barre d'erreur est l'écart type obtenu entre les données simulées et la donnée de référence. L'étoile et le cercle représentent la situation de mer du vent et de forte mer bien développée respectivement. (b) Même principe avec les données de la campagne PROTEVS.

simplifiée des interactions non linéaires dans les modèles, qui entraînerait une mauvaise estimation de l'étalement angulaire.

Les observations de la campagne PROTEVS indiquent une surestimation moyenne de KuROS par rapport au modèle un peu plus élevée que celle obtenue entre les simulations et la valeur de référence (cf figure 5.20(b)). Lors de la campagne PROTEVS, le biais moyen entre les observations et le modèle est de 12° ; pour les simulations il est de 9° . De la même manière, la dispersion obtenue avec les observations est de 11° alors qu'avec les étalements angulaires simulés, elle est de 10° . Les résultats permettent tout de même de dire qu'une majeure partie de la dispersion et du biais sont retrouvés dans les simulations.

Ainsi, une plus forte dispersion et une plus forte surestimation sont obtenues dans les situations de longues vagues. Ces situations correspondent aux cas où l'hypothèse concernant la dimension azimutale de l'empreinte radar au sol comparée à la taille des vagues est limite. La géométrie de mesure ne semble donc pas adaptée pour calculer ce paramètre dans ce type de situation entraînant en plus une dispersion dans l'estimation de ce paramètre. Dans les situations de mers jeunes, KuROS semble apporter une information nouvelle quant à la forme du spectre en direction.

5.6 Étalement en fréquence

5.6.1 Situation de mer du vent

Les figures 5.21(a-b) présentent les comparaisons de l'étalement en fréquence (Δf) calculé dans la situation de jeune mer du vent avec la valeur de référence. L'étalement en fréquence du spectre MFWAM est de 0.12 Hz, soit environ 2.5 fois plus que celui du spectre de houle. La figure 5.6.1(a) montre le graphique de dispersion des Δf simulés. Comparé à la situation précédente, les données sont beaucoup plus dispersées autour de la valeur de référence : l'écart type est égal à 0.027 Hz ce qui représente 22% du Δf de référence. Par rapport à la situation de houle, l'indice de dispersion est deux fois plus élevé. Les étalements en fréquence simulés sont sous-estimés par rapport à la valeur de référence : biais = -0.010 Hz soit environ 10% de Δf_{ref} . La distribution des données est présentée figure 5.21(b). La médiane et la moyenne sont de 0.1 Hz et 0.11 Hz respectivement. Les comparaisons des étalements en fréquences sont moins satisfaisantes pour cette situation de mer du vent que pour la situation de la houle.

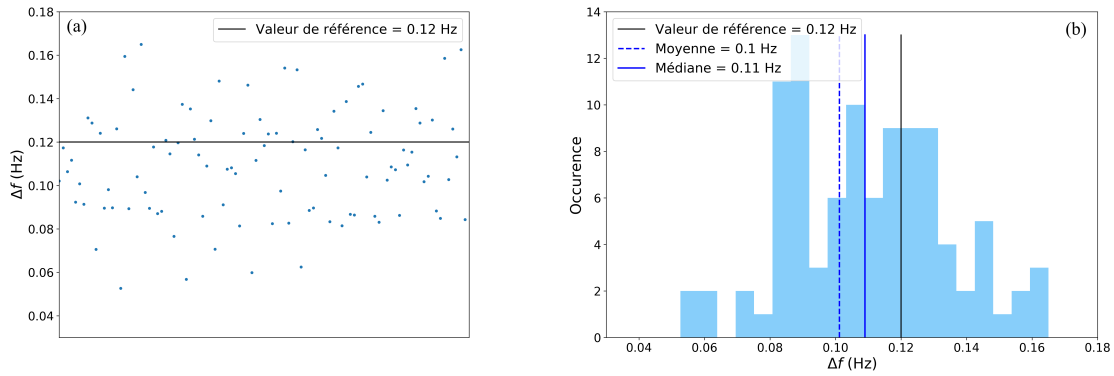


FIGURE 5.21 – (a) Graphique de dispersion des étalements en fréquence calculés avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de Δf de référence pour la situation de jeune mer du vent. (b) Histogramme des Δf .

5.6.2 Situation de forte mer bien développée

La figure 5.22(a) montre le diagramme de dispersion des données. Dans cette situation de forte mer bien développée, le spectre est beaucoup moins étalé en fréquence. Contrairement à la situation précédente, les étalements en fréquence simulés sont surestimés par rapport à la valeur de référence. Le biais est proche de celui obtenu dans la situation de mer du vent (biais = 0.012 Hz). Mais dans cette situation de forte mer bien développée, l'étalement en fréquence des spectres est plus faible : $\Delta f_{\text{ref}} = 0.071$ Hz. Le biais représente ainsi 17% de l'étalement en fréquence du spectre MFWAM. L'écart type est de 0.018 Hz et l'indice de dispersion est de 26%. La moyenne et la médiane de l'histogramme (cf figure 5.22(b)) sont relativement proches l'une de l'autre (0.078 Hz et 0.082 Hz, respectivement). Le fait que la médiane soit plus élevée que la valeur de référence confirme la surestimation des étalement en fréquence simulés. Les comparaisons de l'étalement en fréquence sont moins satisfaisantes dans cette situations de forte mer bien développée que dans les autres situations.

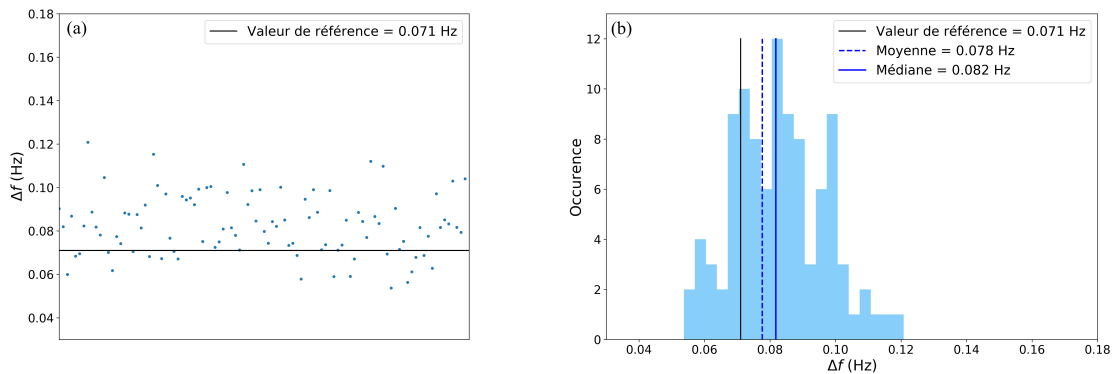


FIGURE 5.22 – (a) Graphique de dispersion des étalements en fréquence calculés avec les spectres simulés (points bleus) comparées à la valeur de Δf de référence pour la situation de forte mer bien développée soumise à un vent fort. (b) Histogramme des Δf .

5.6.3 Situation de houle

Les figures 5.23(a-b) présentent les comparaisons de l'étalement en fréquence (Δf) calculé dans la situation de houle avec la valeur de référence. La valeur de référence est de 0.046 Hz. Le graphique de dispersion (cf figure 5.23(a)) montre que les valeurs de Δf oscillent autour de la va-

leur du spectre paramétrique. Le biais est faible : -0.0034 Hz soit moins de 1% de 0.043 Hz. L'écart type est de 0.0061 Hz et l'indice de dispersion est de 14%. La médiane et la moyenne de l'histogramme sont proches l'une de l'autre. La médiane est égale à la valeur de référence, cela signifie que les Δf simulés sont également répartis de part et d'autre de Δf de référence. Cela confirme le fait que le biais soit faible. Les comparaisons des étalements en fréquences sont satisfaisantes pour ce cas de houle.

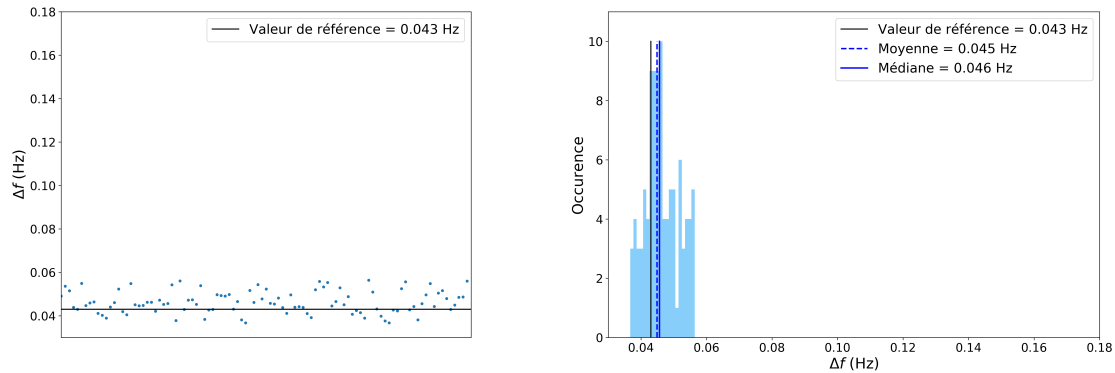


FIGURE 5.23 – (a) Graphique de dispersion des étalements en fréquence calculés avec les spectres simulés (points bleus) comparés à la valeur de Δf de référence pour la situation de houle. (b) Histogramme des Δf .

5.6.4 Bilan sur les Δf simulés et confrontation aux résultats issus des observations

Contrairement à la plupart des paramètres précédents, la situation de houle présente le meilleur accord entre les étalements en fréquence simulés et l'étalement en fréquence du spectre de référence. Pour la situation de houle, l'indice de dispersion est de 11% contre 22% dans la situation de mer du vent. La situation de forte mer bien développée est la situation pour laquelle l'accord est le moins bon : l'indice de dispersion est de 26%. Cette dispersion est peut être due au fait que l'hypothèse sur les pentes moyennes des vagues sont supérieures à 3% (cf figure 4.14(c)). Dans la situation de forte mer bien développée, 27% des pentes moyennées par porte sont supérieures à 3%, et les valeurs moyennes maximales peuvent atteindre plus de 8%. Nous rappelons que lorsque les pentes sont supérieures à 3%, l'hypothèse de la linéarité de la fonction de transfert des modulation atteint sa limite. En effet, le fait que les pentes des vagues soient importantes rend l'hypothèse de linéarité de la fonction de transfert limite et peut créer des effets de "*range bunching*" qui peuvent entraîner des changements de la forme des spectres.

Les figures 5.24(a-b) montrent les superpositions des résultats des observations avec les résultats des simulations. Dans le cas de la campagne PROTEVS (cf figure 5.24(b)), les résultats des simulations ne permettent pas d'expliquer le biais et la dispersion obtenus avec les observations. Ce biais et cette dispersion ne sont ainsi probablement pas liés à géométrie de mesure. La dispersion observée pour les étalements en fréquence mesurés lors de la campagne PROTEVS peuvent en partie être dus aux systèmes de mers croisées.

Pour les deux campagnes, il y a un biais positif systématique des résultats des modèles de vagues par rapport aux observations pour les étalements en fréquences supérieurs à 0.1 Hz. Les résultats du simulateur ne permettent pas d'expliquer le biais observé entre les mesures KuROS et les modèles. C'est pourquoi la confrontation des simulations aux observations nous permet de conclure que le modèle présente un étalement en fréquence trop élevé dans les conditions de forts étalements en fréquence. Ce défaut plus visible dans les cas de fetch limité pourrait être dû à la représentation des termes sources dans le modèle. En particulier, on peut supposer que la représentation simplifiée des interactions non linéaires dans le modèle MFWAM ou WW3 conduit

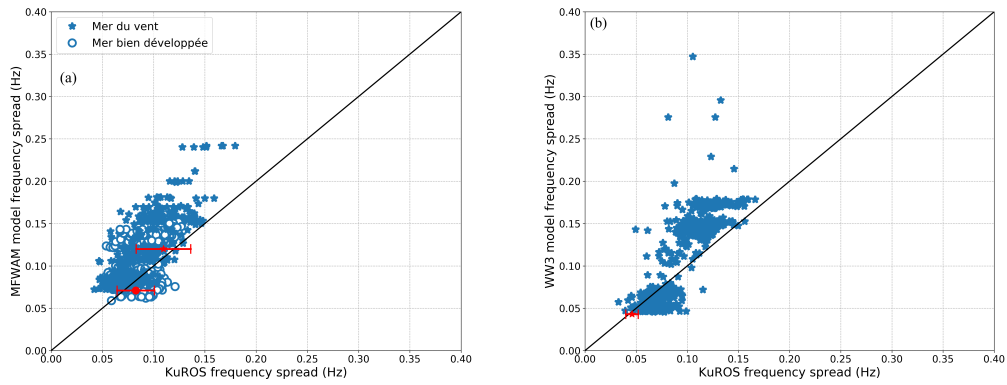


FIGURE 5.24 – (a) *En bleu* : Comparaison des étalement en fréquence du spectre entre les mesures KuROS et les données du modèle MFWAM-Arome. Les étoiles représentent les cas de fetch limité, les cercles représentent les situations de fort vent de Levant. *En rouge* : Les résultats des simulations sous forme de barre d'erreur. Les coordonnées du point de la barre d'erreur sont $[\Delta f_{\text{ref}} + \text{biais}, \Delta f_{\text{ref}}]$. La longueur de la barre d'erreur est l'écart type obtenu entre les données simulées et la donnée de référence. L'étoile et le cercle représentent la situation de mer du vent et de forte mer bien développée respectivement. (b) Même principe avec les données de la campagne PROTEVS.

à un étalement en fréquence trop important. Ainsi, grâce à la combinaison des simulations et des comparaisons observations/modèles, on voit que KuROS apporte des informations nouvelles sur la forme des spectres dans ces situations.

	Altitude : 2000 m, ouverture azimutale à 3 dB (β_{3dB}^ϕ) = 8.6°						Altitude : 3000 m, β_{3dB}^ϕ = 8.6°					
	Jeune mer du vent			Forte mer bien développée			Houle					
Paramètres	Biais	RMSE	SI	Biais	RMSE	SI	Biais	RMSE	SI			
H_s	0 m	0.25 m	0.11	-0.28 m	1.12 m	0.17	0.62 m	0.81 m	0.40			
f_{peak}	-0.0042 Hz	0.012 Hz	0.08	-0.0039 Hz	0.013 Hz	0.15	-0.0043 Hz	0.010 Hz	0.14			
ϕ_{mean}	-4°	9°	0.07	-11°	24°	0.10	-5°	11°	0.12			
$\Delta\phi$	3°	5°	0.28	9°	12°	0.48	10°	11°	1.06			
Δf	-0.010 Hz	0.027 Hz	0.22	0.012 Hz	0.018 Hz	0.26	0.0034 Hz	0.0061 Hz	0.14			

TABLEAU 5.1 – Tableau récapitulatif des écarts et dispersions des paramètres spectraux issus des simulations. " β_{3dB}^ϕ " correspond à l'ouverture de l'antenne en azimut à 3 dB. RMSE correspond à l'écart type et SI à l'indice de dispersion par rapport à la valeur de référence.

Conclusions

Ce chapitre a permis de mettre en relation les résultats des observations avec les résultats des simulations et d'interpréter une partie des résultats obtenus avec les comparaisons entre les paramètres spectraux mesurés par le radar et ceux des modèles de vagues. Le tableau 5.2 permet de montrer visuellement la validité des hypothèses et les performances pour les paramètres spectraux dans chacune des situations.

Conditions	Altitude	Hypothèses		Paramètres				
Jeune mer du vent	2000 m	Pentes 3%	LC	Hs	f_{peak}	ϕ_{mean}	$\Delta\phi$	Δf
Forte mer bien développée	2000 m	Pentes 3%	LC	Hs	f_{peak}	ϕ_{mean}	$\Delta\phi$	Δf
Houle	3000 m	Pentes 3%	LC	Hs	f_{peak}	ϕ_{mean}	$\Delta\phi$	Δf

TABLEAU 5.2 – Tableau bilan des limites des hypothèses et des accords entre les paramètres spectraux calculés avec le simulateur et la valeur de référence pour chacun des situations. Altitude fait référence à l'altitude de vol de l'avion. "LC" signifie "longueur de corrélation". La couleur verte signifie que l'hypothèse est validée et que l'accord entre les paramètres est satisfaisant, la couleur orange signifie que la validité de l'hypothèse est limite et que l'accord entre les paramètres est moins satisfaisant. La couleur rouge signifie que l'hypothèses n'est pas validée et que l'accord entre les paramètres n'est pas satisfaisant.

Dans les situations de mer du vent, l'étude des paramètres spectraux mesurés par KuROS montre un bon accord avec les paramètres issus des modèles de vagues. Les paramètres d'étalement angulaire et d'étalement en fréquence sont ceux qui présentent un moins bon accord avec les données des modèles. L'étude par simulation d'un cas représentatif de cette situation ($H_s = 2.28$ m, $\lambda_{\text{peak}} = 80$ m, pente significative = 2.7%) a montré que les valeurs des pentes moyennes et des longueurs de corrélation (cf section 4.3) ne sont pas limites pour l'inversion du signal. Les résultats des simulations sont en accord avec ces conclusions. De plus, les résultats des comparaisons des hauteurs significatives, fréquences pics et directions moyennes sont en très bon accord avec la référence utilisée en entrée des simulations, tout comme les mesures KuROS le sont par rapport aux données des modèles. Les hypothèses permettant l'inversion du signal étant vérifiées dans cette situation, l'écart entre les paramètres d'étalement mesurés par KuROS et ceux des modèles peut être dû aux modèles. Dans ce type de situation, les interactions non-linéaires sont très présentes et ces dernières sont paramétrisées de manière simplifiées dans les modèles. KuROS permet d'apporter une information nouvelle sur la forme des spectres de vagues dans ces situations.

Les comparaisons des hauteurs significatives et des directions moyennes mesurées par KuROS montrent un moins bon accord avec les données des modèles pour les situations de vent de Levant fort que pour les situations de fetch limité. Dans ce type de situations (longueur d'onde de 200 m et pentes significatives des vagues de 3%), l'analyse des pentes moyennes a montré que plus d'un quart des pentes moyennes dans la direction de visée étaient supérieures à la valeur limite de 3%. Les longueurs de corrélation sont de l'ordre de 60 m et plus d'un tiers de ces dernières sont supérieures à 100 m. Les longueurs de corrélation représentent plus de 10% de la dimension de l'empreinte radar qui est de l'ordre de 460 m. Donc, l'hypothèse sur les pentes moyennes inférieures à 3% n'est pas valide dans cette situation et l'hypothèse sur la dimension de la fauchée radar est moins valide pour ce type de situation que pour une situation de jeune mer du vent.

Concernant la situation de houle, les comparaisons des mesures KuROS avec les données des modèles indiquent des résultats moins satisfaisants pour la plupart des paramètres spectraux (et plus particulièrement pour H_s et $\Delta\phi$) par rapport aux autres situations. L'analyse des pentes moyennes montre que l'hypothèse de linéarité est respectée dans cette situation de longues vagues. En revanche, les longueurs de corrélation sont de l'ordre de la dimension de l'empreinte radar en azimut. Ainsi, l'hypothèse stipulant que la taille de l'empreinte radar doit être grande comparée à la taille des vagues n'est pas respectée dans ce type de situation. L'analyse des paramètres spec-

	Altitude : 3000 m, ouverture azimutale à 3 dB = 8.6°					
	Jeune mer du vent			Forte mer bien développée		
Paramètres	Biais	RMSE	SI	Biais	RMSE	SI
Hs	-0.14 m	0.20 m	0.09	-0.27 m	0.90 m	0.14
f_{peak}	-0.0036 Hz	0.011 Hz	0.07	0.0013 Hz	0.010 Hz	0.12
ϕ_{mean}	-4°	9°	0.07	-13°	20°	0.08
$\Delta\phi$	2°	4°	0.22	8°	13°	0.48
Δf	-0.015 Hz	0.027 Hz	0.22	0.0091 Hz	0.018 Hz	0.26

TABLEAU 5.3 – Tableau récapitulatif des écarts et dispersions des paramètres spectraux issus des simulations pour les situations de la campagne HyMeX avec une altitude de vol de 3000 m.

traux avec le simulateur montre que la hauteur significative ainsi que l'étalement angulaire sont les paramètres les plus exposés à cette limitation. En effet, dans cette situation les indices de dispersion sont de 40% pour la hauteur significative et de 87% pour l'étalement angulaire. La forte dispersion obtenue pour ces deux paramètres peut donc être interprétée comme étant liée à la géométrie de mesure.

Afin de voir si ces effets dus aux limitations des hypothèses concernant la géométrie pouvaient être palliés, les simulations des situations de fetch limité et de forte mer bien développée ont été menées avec une altitude de vol plus élevée (passage de 2000 m à 3000 m). À noter que la situation de houle a seulement été simulée avec une altitude de vol à 3000 m comme c'est le cas dans la campagne PROTEVS. Ce changement d'altitude permet donc d'agrandir la dimension de l'empreinte radar en azimuth et en direction de visée (cf tableau 4.1). Des simulations ont aussi été menées avec une ouverture d'antenne à 3 dB deux fois plus importante : passage de 8.6° à 17° pour toutes les situations. Ce changement d'ouverture a permis d'augmenter la dimension de la fauchée radar dans la direction azimutale.

Le changement d'altitude de vol permet de réduire les écarts types des hauteurs significatives de 5 cm pour la situation de fetch limité et de 20 cm pour la situation de forte mer bien développée. Les biais et écarts types des simulations effectuées avec l'altitude à 3000m sont présentés dans le tableau 5.3. L'augmentation de l'altitude permet aussi de réduire le biais sur l'estimation de la fréquence pic à partir des spectres de hauteurs. L'augmentation de l'empreinte radar en élévation permet ainsi d'améliorer l'estimation de ce paramètre pour cette situation. En revanche, pas de différences notables pour les autres paramètres. Les comparaisons avec l'ouverture à 17° en azimuth ne permettent pas d'améliorer les résultats des comparaisons (cf tableau 5.4). Les résultats avec les deux ouvertures azimutales sont très similaires. Les graphiques de dispersions et les histogrammes des simulations obtenues avec l'ouverture d'antenne à 17° sont reportées en annexe D. Les tentatives d'agrandir la dimension de l'empreinte radar afin d'améliorer les résultats sont restées vaines. La géométrie aéroportée atteint ses limites dans la mesure des spectres de vagues dans les situations de vagues longues et de pentes élevées.

Néanmoins, [Nouguier et al. \(2018\)](#) ont proposé un développement qui permettrait de prendre en compte la longueur de corrélation dans la fonction de transfert des modulations. Cette méthode consiste à multiplier la fonction de transfert par un facteur $\frac{l_y}{L_y}$. Actuellement le facteur est $\frac{1}{L_y}$. Nous pensons que le facteur serait plutôt $(1-\epsilon)$ avec $\epsilon = \frac{l_y}{L_y}$ afin de conserver l'homogénéité des unités dans la fonction de transfert. Quoi qu'il en soit, des études sont en cours afin de voir si une considération de la longueur de corrélation des vagues dans la fonction de transfert permettrait d'améliorer l'inversion du signal.

	Altitude : 2000 m, ouverture azimutale à 3 dB (β_{3dB}^φ) = 17°						Altitude : 3000 m, β_{3dB}^φ = 17°			
	Jeune mer du vent			Forte mer bien développée			Houle			
Paramètres	Biais	RMSE	SI	Biais	RMSE	SI	Biais	RMSE	SI	
H_s	-0.01 m	0.23 m	0.10	-0.43 m	1.16 m	0.18	0.62 m	0.82 m	0.41	
f_{peak}	-0.0029 Hz	0.010 Hz	0.07	-0.0020 Hz	0.013 Hz	0.15	-0.0036 Hz	0.010 Hz	0.14	
ϕ_{mean}	-4°	10°	0.08	-7°	23°	0.09	-5°	11°	0.13	
$\Delta\phi$	6°	8°	0.42	8°	11°	0.43	10°	11°	1.07	
Δf	-0.009 Hz	0.023 Hz	0.19	0.012 Hz	0.019 Hz	0.26	0.0029 Hz	0.0061 Hz	0.14	

TABLEAU 5.4 – Tableau récapitulatif des écarts et dispersions des paramètres spectraux issus des simulations avec une ouverture à 17°. " β_{3dB}^φ " correspond à l'ouverture de l'antenne en azimut à 3 dB. RMSE correspond à l'écart type et SI à l'indice de dispersion par rapport à la valeur de référence.

Conclusions et perspectives

Synthèse des travaux

Ces travaux de thèse s'inscrivent dans le cadre de la mission [CFOSAT](#) qui embarque à son bord un nouveau concept dédié à la mesure des spectres de vagues. Afin de préparer cette mission le [LATMOS](#) a développé le radar à ouverture réelle aéroporté [KuROS](#). Dans ces travaux de thèse nous avons étudié les paramètres spectraux des vagues issus des mesures faites par l'instrument KuROS. Les observations du radar KuROS étudiées dans cette étude ont été acquises lors de deux campagnes de mesures. La première a eu lieu en 2013 en mer Méditerranée avec des conditions de forts vents (Mistral, Tramontane et Levant). Les états de mer rencontrés étaient alors des situations de mer du vent en développement ou de fortes mers bien développées. La seconde campagne a eu lieu en 2015 en mer d'Iroise au large de Brest. Les états de mer rencontrés dans cette zone étaient des situations de houle superposées parfois avec de la mer du vent. La diversité des lieux a permis d'observer des situations d'états de mer variées.

La première partie de la thèse concerne l'analyse des paramètres spectraux issus des spectres de vagues mesurés par l'instrument KuROS lors des deux campagnes de mesures de 2013 et 2015. Les paramètres spectraux étudiés sont la hauteur significative, la fréquence pic, la direction moyenne et l'étalement en fréquence et en direction. Ces paramètres ont été comparés aux données issues des modèles de vagues et des bouées. Les comparaisons des spectres de hauteurs montrent que KuROS est capable de retranscrire des formes spectrales cohérentes avec les situations observées : croissance de la mer du vent avec le fetch, mer bien développée, houle, situation de mer croisée (houle/mer du vent). Les comparaisons montrent aussi que l'accord entre les paramètres KuROS et ceux des données des modèles est satisfaisant dans les situations où la longueur d'onde des vagues est inférieure à 200 m et la valeur de H_s est inférieure à 4 m. En revanche, lorsque la hauteur significative des vagues dépasse les 4 m ou lorsque la longueur d'onde dépasse les 200 m, l'accord entre les deux outils est moins satisfaisant. Des comparaisons entre les observations KuROS et les données bouées ont aussi été effectuées pendant la campagne HyMeX (2013). Même si le nombre de points de mesure est faible (seulement 1 par vol, soit 12 points), cette analyse a permis de comprendre que la forte dispersion obtenue dans les situations de longues vagues était due au radar KuROS. En effet, cette forte dispersion n'est pas observée sur les comparaisons bouées/modèles. La deuxième partie de la thèse a permis d'interpréter une partie de cette forte dispersion.

Les comparaisons des paramètres d'étalement ont été effectuées dans les situations où la longueur d'onde des vagues était inférieure à 200 m. Ces paramètres sont intéressants à étudier car ils donnent des informations sur la forme des spectres de vagues. La forme des spectres de vagues est impactée par des processus physiques qui contribuent à l'évolution des vagues. Les comparaisons des étalements en fréquence montre une surestimation de l'étalement en fréquence des modèles par rapport aux données KuROS et aux données bouées. Les comparaisons des étalements directionnels montrent une sous-estimation de l'étalement directionnel des modèles par rapport aux données KuROS lors de la campagne en mer d'Iroise. Une forte dispersion est observée sur les comparaisons modèle MFWAM/KuROS, modèle MFWAM/bouée et bouée/KuROS. Ce désaccord entre les différents outils indique que ce paramètre est difficile à mesurer. Cette première étude a permis de montrer que KuROS est un outil pertinent pour l'observation des

vagues en milieu côtier dans les situations de vagues courtes ($\lambda < 200$ m) et que KuROS peut fournir des informations sur la forme des spectres qui peuvent aider à améliorer la paramétrisation de certains termes sources dans les modèles. Le fait que les comparaisons soient moins satisfaisantes dans les situations de vagues longues laisse à penser que l'inversion du signal atteint ses limites pour ces cas. En effet, l'inversion du signal radar repose sur un certain nombre d'hypothèses dont celle concernant la dimension de l'empreinte radar par rapport à la longueur d'onde des vagues. Il s'avère que, dans le cas de KuROS, cette hypothèse est la moins respectée pour les conditions de longues vagues.

La deuxième étape de cette thèse a donc été de développer un simulateur simplifié. L'objectif de ce simulateur est d'analyser le lien entre la géométrie d'observation et les conditions d'état de mer d'une part et les performances de l'inversion du signal d'autre part. La simulation consiste en trois étapes : simulation d'une surface à partir d'un spectre de vague, simulation du signal radar avec la géométrie de KuROS et enfin, inversion du signal radar selon la même approche que celle utilisée dans KuROS. 150 surfaces représentatives de trois situations (50x3) ont été simulées : mer du vent en développement ($H_s = 2.28$ m, $\lambda = 80$ m, pente significative = 2.7%), forte mer bien développée ($H_s = 6.5$ m, $\lambda = 220$ m, pente significative = 3%) et houle ($H_s = 2$ m, $\lambda = 300$ m, pente significative = 0.7%). Il s'agit des situations typiques rencontrées lors des campagnes de mesures. La caractérisation des surfaces par les longueurs de corrélation dans la direction perpendiculaire à la direction de propagation des vagues et par les moyennes des pentes en élévation a permis de montrer que certaines hypothèses faites lors de l'inversion n'étaient pas vérifiées dans certaines conditions. L'hypothèse stipulant que les pentes moyennes doivent être inférieures à 3% n'est pas vérifiée dans la situation de forte mer bien développée. L'hypothèse affirmant que la dimension azimutale de la fauchée radar au sol est très grande comparée à la longueur de corrélation des vagues n'est pas vérifiée dans la situation de houle et est limite dans la situation de forte mer bien développée. Ces deux hypothèses sont valides pour la situation de jeune mer du vent. Les paramètres spectraux ont ensuite été analysés et comparés aux paramètres des spectres utilisés pour simuler les surfaces. Les résultats indiquent un accord satisfaisant pour la situation de jeune mer de vent. En revanche, les comparaisons des paramètres spectraux sont moins satisfaisantes pour les deux autres situations. Des simulations ont donc été effectuées avec une altitude de vol différente et une ouverture en azimut deux fois plus élevée afin d'agrandir la dimension de la fauchée radar. Ces tentatives d'agrandir la dimension de l'empreinte radar afin d'améliorer les résultats sont restées vaines. La géométrie aéroportée atteint ses limites dans la mesure des spectres de vagues dans les situations de vagues longues et de pentes élevées.

Conclusions et Perspectives

La problématique posée en début de manuscrit était : en quoi l'instrument [KuROS](#) est-il un outil pertinent pour l'étude détaillée des propriétés physiques des vagues en milieu côtier? Nous apporte-t-il des informations supplémentaires liées aux vagues? Quelles sont les performances et les limites d'un tel concept? Les réponses que nous pouvons apporter suite à cette étude sont que KuROS est un instrument pertinent dans la mesure des spectres de vagues en milieu côtier. Il est capable de fournir des informations sur la forme des spectres (étalement en fréquence et en direction) qui peuvent être utilisées pour la paramétrisation de certains processus physiques liés à l'évolution des vagues. Cependant, l'instrument KuROS a montré ses limites dans les situations de longues vagues et de pentes élevées. Il s'avère que ces limites sont liées aux hypothèses faites lors de l'inversion du signal et que la géométrie de mesure n'est pas adaptée dans ce type de situations.

Néanmoins, les situations de jeune mer de vent restent un objet intéressant à investiguer. En effet, les interactions non-linéaires sont très présentes dans ce type de situations. De plus, elles sont paramétrisées de manière simplifiée dans les modèles. L'étude de la forme des spectres avec le fetch pourrait être un sujet intéressant afin d'étudier la répartition directionnelle de la crois-

sance des vagues, ou afin de caractériser les interactions non-linéaires par exemple. Ces dernières ont un effet non négligeable sur l'évolution de la forme des spectres dans les situations de fetch limité.

Trois différentes situations représentatives des conditions observées en campagne ont été simulées dans cette thèse. Cependant, afin d'approfondir l'analyse, il serait intéressant de simuler une situation pour laquelle seule l'hypothèse sur la longueur de corrélation des vagues est respectée. En effet, parmi les situations simulées, aucune d'elle ne correspond à une configuration où seule l'hypothèse sur la pente des vagues n'est pas respectée. Cela permettrait ainsi d'étudier l'impact de cette limitation sur l'estimation des paramètres de vagues.

Au cours de cette étude, les champs de vagues ont été générés de manière linéaire. Il serait intéressant de générer des surfaces de mer plus complexes qui pourraient prendre en compte des profils de vagues non sinusoïdaux. De plus, ces simulations pourraient être utilisées afin de mettre en place une correction qui tiendrait compte de la longueur de corrélation des vagues lors de l'inversion des signaux radar.

Les mesures aéroportées constituent un vrai plus quant à l'observation de la variabilité spatiale du champ de vagues en milieu côtier. Les mesures sont mieux résolues que celles des satellites et permettent aussi de couvrir plus rapidement une plus large zone d'observations que les bateaux ou les bouées. Il serait très intéressant d'améliorer leurs performances afin de pouvoir observer une plus grande diversité de situations. Cela permettrait d'affiner la compréhension des phénomènes sur des cas d'études, et de reverser cet acquis dans la représentation des processus physiques dans les modèles par exemple.

Cette étude a permis de mettre en évidence que les hypothèses sur lesquelles repose le principe d'inversion du signal ne sont pas vérifiées dans certaines situations. L'instrument SWIM n'est pas concerné par l'hypothèse sur la géométrie de mesure car sa fauchée radar projetée au sol est de 18 km. Cependant, il est affecté comme KuROS par la limite des pentes fortes. Ainsi, nous montrons que dans les situations de pentes élevées, des précautions sont à prendre. L'instrument SWIM est le premier RAR dans l'espace dédié à la mesure des spectres de vagues, des campagnes vont avoir lieu avec des vols conjoints entre KuROS et CFOSAT en avril 2020. Ces campagnes vont permettre de croiser les informations des deux instruments. Connaissant à présent les limites et les performances de KuROS. Ce dernier va être d'une aide précieuse pour la validation des données de l'instrument SWIM. De plus, le fait d'avoir des données co-localisées entre les deux instruments va permettre de mener des études sur l'amélioration de l'inversion du signal et de voir l'impact sur les deux instruments. Améliorer le traitement des données permettra de mettre à profit des données SWIM de meilleure qualité pour la communauté scientifique.

Bibliographie

- G.B Airy. *Tides and waves*, volume 3. Encyclopedia Metropolitana, Mixed Sciences, 1841. [9](#)
- W. R. Alpers and C. L. Rufenach. The effect of orbital motions on synthetic aperture radar imagery of ocean waves. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 27(5) :685–690, Sep. 1979. doi : 10.1109/TAP.1979.1142163. [33](#)
- W. R. Alpers, D. B. Ross, and C. L. Rufenach. On the detectability of ocean surface waves by real and synthetic aperture radar. *J. Geophys. Res.*, 1981. [3](#), [32](#)
- L. Aouf and J-M. Lefèvre. On the impact of the assimilation of saral/altika wave data in the operational wave model mfwam. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :381–395, 2015. doi : 10.1080/01490419.2014.1001050. URL <https://doi.org/10.1080/01490419.2014.1001050>. [21](#)
- F. Ardhuin. Ocean waves in geosciences. Technical report, 11 2018. [9](#)
- F. Ardhuin, E. Rogers, A. V. Babanin, J-F. Filipot, R. Magne, A. Roland, A. van der Westhuysen, P. Queffelec, J-M. Lefevre, L. Aouf, and F. Collard. Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. part i : Definition, calibration, and validation. *Journal of Physical Oceanography*, 40(9) :1917–1941, 2010. doi : 10.1175/2010JPO4324.1. URL <https://doi.org/10.1175/2010JPO4324.1>. [2](#), [21](#)
- S. Badulin, A. Pushkarev, D. Resio, and V. Zakharov. Self-similarity of wind-driven seas. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 12, 11 2005. doi : 10.5194/npg-12-891-2005. [20](#)
- J-W. Bao, J. M. Wilczak, J-K. Choi, and L. H. Kantha. Numerical simulations of air–sea interaction under high wind conditions using a coupled model : A study of hurricane development. *Monthly Weather Review*, 128(7) :2190–2210, 2000. doi : 10.1175/1520-0493(2000)128<2190:NSOASI>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<2190:NSOASI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<2190:NSOASI>2.0.CO;2). [2](#)
- N. F. Barber, F. Ursell, and G. E. R. Deacon. The generation and propagation of ocean waves and swell. i. wave periods and velocities. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 240(824) :527–560, 1948. doi : 10.1098/rsta.1948.0005. URL <https://royalsocietypublishing.org/doi/abs/10.1098/rsta.1948.0005>. [15](#)
- D. Barrick. Rough surface scattering based on the specular point theory. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 16(4) :449–454, July 1968. doi : 10.1109/TAP.1968.1139220. [26](#), [82](#)
- M. Benoit, F. Marcos, and F. Becq. *Development of a Third Generation Shallow-Water Wave Model with Unstructured Spatial Meshing*, pages 465–478. 1996. doi : 10.1061/9780784402429.037. URL <https://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/9780784402429.037>. [21](#)
- R. B. Blackman and J. W. Tukey. *The measurement of power spectra*. Dover Publications, Inc, 1959. [19](#)
- D. C. Blanchard and A. H. Woodcock. The production, concentration, and vertical distribution of the sea-salt aerosol*. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 338(1) :330–347, 1980. doi :

- 10.1111/j.1749-6632.1980.tb17130.x. URL <https://nyaspubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1749-6632.1980.tb17130.x>. 2
- N. Booij, R. Ris, and L. Holthuijsen. A third-generation wave model for coastal regions, part i, model description and validation. *J. Geophys. Res.*, 104 :7649–7656, 01 1999. 21
- L-A. Breivik, M. Reistad, H. Schyberg, J. Sunde, H. E. Krogstad, and H. Johnsen. Assimilation of ers sar wave spectra in an operational wave model. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C4) :7887–7900, 1998. doi : 10.1029/97JC02728. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/97JC02728>. 3
- Ø. Breivik, K. Mogensen, J-R. Bidlot, M. A. Balmaseda, and P. A. E. M. Janssen. Surface wave effects in the nemo ocean model : Forced and coupled experiments. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 120(4) :2973–2992, 2015. doi : 10.1002/2014JC010565. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014JC010565>. 2
- G. Caudal, D. Hauser, R. Valentin, and C. Le Gac. Kuros : A new airborne ku-band doppler radar for observation of surfaces. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31 :2223–2245, 2014. doi : 10.1175/JTECH-D-14-00013.1. 34, 35, 43
- L. Cavaleri, B. Fox-Kemper, and M. Hemer. Wind waves in the coupled climate system. 93 (11) :1651–1661, 2012. doi : 10.1175/bams-d-11-00170.1. URL <https://app.dimensions.ai/details/publication/pub.1034480800>. Exported from <https://app.dimensions.ai> on 2019/01/14. 1
- B. Chapron, H. Johnsen, and R. Garello. Wave and wind retrieval from sar images of the ocean. *Annales Des Télécommunications*, 56(11) :682–699, Nov 2001. ISSN 1958-9395. doi : 10.1007/BF02995562. URL <https://doi.org/10.1007/BF02995562>. 33
- P. Courtier, C. Freydier, J-F. Geleyn, F. Rabier, and M. Rochas. The arpege project at météo-france, ecmwf annual seminar, eur. cent. for medium-range weather forecasts, reading. 1991. 21
- C. Cox and W. Munk. Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter. *J. Opt. Soc. Am.*, 44(11) :838–850, Nov 1954. doi : 10.1364/JOSA.44.000838. URL <http://www.osapublishing.org/abstract.cfm?URI=josa-44-11-838>. 12
- T. R. Donald, V. Linwood, and A. Dorukhan. Characteristics of directional wave spectra and implications for detailed-balance wave modeling. *Ocean Modelling*, 103 :38 – 52, 2016. ISSN 1463-5003. doi : <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.09.009>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500315001791>. Waves and coastal, regional and global processes. 20
- M. A. Donelan and W. H. Hui. Mechanics of ocean surface waves. *Geernaert G.L., Plant W.L. (eds) Surface Waves and Fluxes. Environmental Fluid Mechanics*, 7, 1990. doi : 10.1007/978-94-009-2069-9_7. 17
- M. A. Donelan, J. Hamilton, W. H. Hui, and R. W. Stewart. Directional spectra of wind-generated ocean waves. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 315, 1985. doi : 10.1098/rsta.1985.0054. 15
- W. M. Drennan, H. C. Graber, and M. A. Donelan. Evidence for the effects of swell and unsteady winds on marine wind stress. *Journal of Physical Oceanography*, 29(8) :1853–1864, 1999. doi : 10.1175/1520-0485(1999)029<1853:EFTEOS>2.0.CO;2. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<1853:EFTEOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<1853:EFTEOS>2.0.CO;2). 1
- P. Drobinski, V. Ducrocq, P. Alpert, E. Anagnostou, K. Béranger, M. Borga, I. Braud, A. Chanzy, S. Davolio, G. Delrieu, C. Estournel, N. Filali Boubrahmi, J. Font, V. Grubišić, S. Gualdi, V. Homar,

- B. Ivančan-Picek, C. Kottmeier, V. Kotroni, K. Lagouvardos, P. Lionello, M. C. Llasat, W. Ludwig, C. Lutoff, A. Mariotti, E. Richard, R. Romero, R. Rotunno, O. Roussot, I. Ruin, S. Somot, I. Taupier-Letage, J. Tintore, R. Uijlenhoet, and H. Wernli. Hymex : A 10-year multidisciplinary program on the mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(7) :1063–1082, 2014. doi : 10.1175/BAMS-D-12-00242.1. 38
- S. Durden and J. Vesecky. A physical radar cross-section model for a wind-driven sea with swell. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 10(4) :445–451, October 1985. doi : 10.1109/JOE.1985.1145133. 15
- T. Elfouhaily, B. Chapron, K. Katsaros, and D. Vandemark. A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves. *Journal Of Geophysical Research-oceans*, 102(C7) :15781–15796, 1997. doi : <https://doi.org/10.1029/97JC00467>. URL <https://archimer.ifremer.fr/doc/00091/20226/>. 15
- S. Emerson and S. Bushinsky. The role of bubbles during air-sea gas exchange. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(6) :4360–4376, 2016. doi : 10.1002/2016JC011744. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JC011744>. 2
- G. Engen and H. Johnsen. Sar-ocean wave inversion using image cross spectra. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33(4) :1047–1056, July 1995. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/36.406690. 43
- G. Engen, H. Johnsen, H. E. Krogstad, and S. F. Barstow. Directional wave spectra by inversion of ers-1 synthetic aperture radar ocean imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32(2) :340–352, March 1994. doi : 10.1109/36.295049. 33
- X. Feng, J. Zheng, and Y. Yan. Wave spectra assimilation in typhoon wave modeling for the east china sea. *Coastal Engineering*, 69 :29 – 41, 2012. ISSN 0378-3839. doi : <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.05.007>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383912001020>. 3
- J.-F. Filipot and F. Ardhuin. A unified spectral parameterization for wave breaking : From the deep ocean to the surf zone. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 117(C11), 2012. doi : 10.1029/2011JC007784. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011JC007784>. 2
- M. H. Freilich and B. A. Vanhoff. The relationship between winds, surface roughness, and radar backscatter at low incidence angles from trmm precipitation radar measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(4) :549–562, 2003. doi : 10.1175/1520-0426(2003)20<549:TRBWSR>2.0.CO;2. 39, 82
- L.-L. Fu, E. J. Christensen, C. A. Yamarone Jr., M. Lefebvre, Y. Ménard, M. Dorrer, and P. Escudier. Topex/poseidon mission overview. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 99(C12) :24369–24381, 1994. doi : 10.1029/94JC01761. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/94JC01761>. 31
- E. Gagnaire-Renou. *Progress in spectral wave modeling using a quasi-exact method for nonlinear wave-wave interactions*. Theses, Université du Sud Toulon Var, November 2009. URL <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00595353>. 19
- Y. Goda. *Directional wave spectrum and its engineering applications*, pages 67–102. 1997. doi : 10.1142/9789812797568_0003. URL https://www.worldscientific.com/doi/abs/10.1142/9789812797568_0003. 2
- T. Hagfors. Backscattering from an undulating surface with applications to radar returns from the moon. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 69(18) :3779–3784, 1964. doi : 10.1029/

- JZ069i018p03779. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JZ069i018p03779>. 82
- N. Hashimoto. *Analysis of the directional wave spectrum from field data*, pages 103–143. 1997. doi: 10.1142/9789812797568_0004. URL https://www.worldscientific.com/doi/abs/10.1142/9789812797568_0004. 3
- K. Hasselmann. On the spectral dissipation of ocean waves due to white capping. *Boundary-Layer Meteorology*, 6(1) :107–127, Mar 1974. ISSN 1573-1472. doi : 10.1007/BF00232479. URL <https://doi.org/10.1007/BF00232479>. 2
- K. Hasselmann and S. Hasselmann. On the nonlinear mapping of an ocean wave spectrum into a synthetic aperture radar image spectrum and its inversion. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 96(C6) :10713–10729, 1991. doi : 10.1029/91JC00302. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/91JC00302>. 3, 33
- K. Hasselmann, P. T. Barnett, E. Bouws, H. Carlson, E. D. Cartwright, K. Enke, A. J. Ewing, H. Gienapp, E. D. Hasselmann, P. Kruseman, A. Meerburg, P. Muller, D. Olbers, K. Richter, W. Sell, and H. Walden. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint north sea wave project (jonswap). *Deut. Hydrogr. Z.*, 8 :1–95, 01 1973. 15, 16, 20
- S. Hasselmann and K. Hasselmann. Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. part i : A new method for efficient computations of the exact nonlinear transfer integral. *Journal of Physical Oceanography*, 15(11) :1369–1377, 1985. doi : 10.1175/1520-0485(1985)015<1369:CAPOTN>2.0.CO;2. 2, 21
- D. Hauser and G. Caudal. Combined analysis of the radar cross-section modulation due to the long ocean waves around 14° and 34° incidence : Implication for the hydrodynamic modulation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 101(C11) :25833–25846, 1996. doi : 10.1029/96JC02124. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/96JC02124>. 3, 34
- D. Hauser, G. Caudal, G-J. Rijckenberg, D. Vidal-Madjar, G. Laurent, and P. Lancelin. Ressac : A new airborne fm/cw radar ocean wave spectrometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(5) :981–995, 1992. doi : 0196-2892/92\$03.00. 39
- D. Hauser, T. Podvin, M. Dechambre, R. Valentin, G. Caudal, and J-F Daloze. Storm : A new airborne polarimetric real-aperture radar for earth observations. 04 2003. 3, 34
- D. Hauser, K. K. Kahma, H. E. Krogstad, S. Lehner, J. Monbaliu, and L. R. Wyatt. *Measuring and analysing the directional spectra of ocean waves*. COST Office, 2005. 18
- D. Hauser, C. Tison, T. Amiot, L. Delaye, N. Corcoral, and P. Castillan. Swim : The first spaceborne wave scatterometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(5) :3000–3014, May 2017. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/TGRS.2017.2658672. 34
- S. Ivatek-Šahdan, A. Stanešić, M. Tudor, I. Odak Plenkovic, and I. Janeković. Impact of sst on heavy rainfall events on eastern adriatic during sop1 of hymex. *Atmospheric Research*, 200 :36 – 59, 2018. ISSN 0169-8095. doi : <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.09.019>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809517304532>. 2
- F. C. Jackson. The Radar Ocean-Wave Spectrometer. *Johns Hopkins APL Technical Digest*, 8 :116–127, March 1987. 2
- F. C. Jackson, W. T. Walton, and P. L. Baker. Aircraft and satellite measurement of ocean wave directional spectra using scannig-beam microwave radars. *Journal of Geophysical Research*, 90(C1) : 987–1004, 1985a. doi : 0148-0227/85/004C-1190\$05.00. 3, 33, 39, 41

- F. C. Jackson, W. T. Walton, and C. Y. Peng. A comparison of in situ and airborne radar observations of ocean wave directionality. *Journal of Geophysical Research*, 90(C1) :1005–1018, 1985b. doi : 0148-0027/85/004C-1273\$05.00. 3, 39, 41
- P. A. E. M. Janssen. Ocean wave effects on the daily cycle in sst. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 117(C11), 2012. doi : 10.1029/2012JC007943. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2012JC007943>. 2
- S.A. Kitaigorodskii and S.S. Strekalov. To the analysis of the spectra of wind waves. *Izvestiya Seria Geophysics*, 9, 1962. 16
- G. J. Komen, L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann, and P. A. E. M. Janssen. *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press, 1994. doi : 10.1017/CBO9780511628955. 8, 20
- H. Krogstad, O. Samset, and W. P. Vachon. Generalizations of the non-linear ocean-sar transform and a simplified sar inversion algorithm. *Atmosphere-Ocean*, 32 :61–82, 03 1994. doi : 10.1080/07055900.1994.9649490. 33
- V. N. Kudryavtsev, V. K. Makin, and B. Chapron. Coupled sea surface-atmosphere model : 2. spectrum of short wind waves. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 104(C4) :7625–7639, 1999. doi : 10.1029/1999JC900005. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/1999JC900005>. 15
- S. Law Chune and L. Aouf. Wave effects in global ocean modeling : parametrizations vs. forcing from a wave model. *Ocean Dynamics*, 68(12) :1739–1758, Dec 2018. doi : 10.1007/s10236-018-1220-2. URL <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1220-2>. 3
- P. Lazure and F. Dumas. An external-internal mode coupling for a 3d hydrodynamical model for applications at regional scale (mars). *Advances in Water Resources*, 31(2) :233 – 250, 2008. ISSN 0309-1708. doi : <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.06.010>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170807001121>. 21
- E. Le Merle, D. Hauser, and C. Tison. Directional wave spectra at the regional scale with the kuros airborne radar : comparisons with models. *Ocean Dynamics*, 69(6), Jun 2019. ISSN 1616-7228. doi : 10.1007/s10236-019-01271-5. URL <https://doi.org/10.1007/s10236-019-01271-5>. 38, 39
- P. H. LeBlond and L. A. Mysak. *Waves in the Ocean*, page 602. Elsevier Science, 1978. 8
- J-M. Lefèvre, L. Aouf, C. Bataille, P. Queffeuilou, and F. Ardhuin. Apport d'un nouveau modèle de vagues de 3ème génération à météo-france in : Actes de conférence des ateliers de modélisation de l'atmosphère. 2009. 21
- T. G. Leighton, D. G. H. Coles, M. Srokosz, P. R. White, and D. K. Woolf. Asymmetric transfer of co2 across a broken sea surface. *Scientific Reports*, 8, 2018. doi : 10.1038/s41598-018-25818-6. URL <https://www.nature.com/articles/s41598-018-25818-6>. 2
- M. S. Longuet-Higgins, D. E. Cartwright, and Smith N. D. The directional spectrum of ocean waves, and processes of wave generation. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 265(1322) :286–315, 1963. 18
- X. Ma, K. von Salzen, and J. Li. Modelling sea salt aerosol and its direct and indirect effects on climate. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(5) :1311–1327, 2008. doi : 10.5194/acp-8-1311-2008. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/8/1311/2008/>. 2

- A. A. Mouche, B. Chapron, and N. Reul. A simplified asymptotic theory for ocean surface electromagnetic wave scattering. *Waves in Random and Complex Media*, 17(3) :321–341, 2007a. doi : 10.1080/17455030701230261. URL <https://doi.org/10.1080/17455030701230261>. 82
- A. A. Mouche, B. Chapron, N. Reul, D. Hauser, and Y. Quilfen. Importance of the sea surface curvature to interpret the normalized radar cross section. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 112(C10), 2007b. doi : 10.1029/2006JC004010. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006JC004010>. 82
- W. H. Munk, G. R. Miller, F. E. Snodgrass, N. F. Barber, and G. E. R. Deacon. Directional recording of swell from distant storms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 255(1062) :505–584, 1963. doi : 10.1098/rsta.1963.0011. URL <https://royalsocietypublishing.org/doi/abs/10.1098/rsta.1963.0011>. 15
- H. D. Niemeyer. Field measurements and analysis of waves induced nearshore currents. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(22), 1990. ISSN 2156-1028. doi : 10.9753/icce.v22.%25p. URL <https://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/view/4489/4170>. 2
- F. Nougier, B. Chapron, F. Collard, A. A. Mouche, N. Rascle, F. Ardhuin, and X. Wu. Sea surface kinematics from near-nadir radar measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 56(10) :6169–6179, Oct 2018. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/TGRS.2018.2833200. 41, 121
- M. K. Ochi. *Ocean Waves : The Stochastic Approach*. Cambridge Ocean Technology Series. Cambridge University Press, 1998. doi : 10.1017/CBO9780511529559. 8
- J. Ogilvy and J. Foster. Rough surfaces : Gaussian or exponential statistics? *Journal of Physics D : Applied Physics*, 22 :1243, 11 1989. doi : 10.1088/0022-3727/22/9/001. 12
- W. Peake. Interaction of electromagnetic waves with some natural surfaces. *IRE Transactions on Antennas and Propagation*, 7(5) :324–329, December 1959. doi : 10.1109/TAP.1959.1144736. 28
- O. M. Phillips. *The Dynamics of the Upper Ocean*. Cambridge University Press, 1977. 2, 8, 9, 13
- W.J. Jr Pierson and L. Moskowitz. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of s.a. kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69, 1964. doi : 10.1029/JZ069i024p05181. 2, 15, 16
- F. Qiao, Y. Yuan, Y. Yang, Q. Zheng, C. Xia, and J. Ma. Wave-induced mixing in the upper ocean : Distribution and application to a global ocean circulation model. *Geophysical Research Letters*, 31(11), 2004. doi : 10.1029/2004GL019824. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004GL019824>. 3
- A. Roland. *Development of WWM II : Spectral wave modeling on unstructured meshes*. PhD thesis, 01 2008. 21
- S. A. Sannasiraj, V. Vladan Babovic, and E. S. Chan. Wave data assimilation using ensemble error covariances for operational wave forecast. *Ocean Modelling*, 14(1) :102 – 121, 2006. ISSN 1463-5003. doi : <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2006.04.001>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500306000424>. 3
- J-B. Saulnier, A.H. Clement, A.F.O. Falcao, M.T. Pontes, M. Prevosto, and P. Ricci. Wave Groupiness and Spectral Bandwidth as Relevant Parameters for the Performance Assessment of Wave Energy Converters. *Ocean Engineering*, 38(1) :pp.130–147, 2011. doi : 10.1016/j.oceaneng.2010.10.002. URL <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01145142>. 19
- Y. Seity, P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac, and V. Masson. The arôme-france convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3) :976–991, 2011. 21

- H. R. Stanley. The geos 3 project. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84(B8) :3779–3783, 1979. doi : 10.1029/JB084iB08p03779. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB084iB08p03779>. 31
- H. Tolman, M. Accensi, J-H. Alves, F. Ardhuin, J. Bidlot, N. Booij, A-C. Bennis, T. Campbell, D. Chalikov, J-F. Filipot, M. Foreman, P. Janssen, F. Leckler, J-G. Li, A. Chawla, K. Lind, M. Orzech, R. Padilla-Hernandez, E. Rogers, and S. Zieger. User manual and system documentation of wawatch iii version 4.18. Technical Note 316, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, 03 2014. 21
- F. T. Ulaby and D. G. Long. *Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing*. The University of Michigan Press, 2014. 25
- C. Ummenhofer, A. Gupta, M. Pook, and M. England. Anomalous rainfall over southwest western australia forced by indian ocean sea surface temperatures. *Journal of Climate - J CLIMATE*, 21, 10 2008. doi : 10.1175/2008JCLI2227.1. 2
- G. R. Valenzuela. Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves — a review. *Boundary-Layer Meteorology*, 13(1) :61–85, Jan 1978. ISSN 1573-1472. doi : 10.1007/BF00913863. URL <https://doi.org/10.1007/BF00913863>. 26, 29, 82
- A. C. Voorrips. Spectral wave data assimilation for the prediction of waves in the north sea. *Coastal Engineering*, 37(3) :455 – 469, 1999. ISSN 0378-3839. doi : [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(99\)00038-1](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(99)00038-1). URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383999000381>. 3
- A. C. Voorrips, V. Makin, and K. Hasselmann. Assimilation of wave spectra from pitch-and-roll buoys in a north sea wave model. *Journal of Geophysical Research*, 102 :5829–5849, 01 1997. doi : 10.1029/96JC03242. 3
- WAMDI Group. The wam model—a third generation ocean wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 18(12) :1775–1810, 1988. doi : 10.1175/1520-0485(1988)018<1775:TWMTGO>2.0.CO;2. 21
- C. A. Wiley. Pulsed doppler radar methods and apparatus. *United States Patent 3196436*, 1954. 32
- B. Winter and P. Chylek. Contribution of sea salt aerosol to the planetary clear-sky albedo. *Tellus B : Chemical and Physical Meteorology*, 49(1) :72–79, 1997. doi : 10.3402/tellusb.v49i1.15951. URL <https://doi.org/10.3402/tellusb.v49i1.15951>. 2
- J. Wright. A new model for sea clutter. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 16(2) : 217–223, March 1968. doi : 10.1109/TAP.1968.1139147. 28
- L. R. Wyatt. High-frequency radar measurements of the ocean wave-directional spectrum. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 16(1) :163–169, 1991. ISSN 0364-9059. doi : 10.1109/48.64896. 3

Annexe A

Conversion des spectres de vagues

Dans cette annexe nous détaillons les calculs pour passer d'un spectre en fréquence à un spectre en nombre d'onde, et vice versa, en utilisant la relation de dispersion en eaux profondes :

$$\omega^2 = 4\pi^2 f^2 = gk \quad (\text{A.1})$$

Avec ω la pulsation, f la fréquence et k le nombre d'onde. Cette expression permet de relier f et k . Sa dérivée s'exprime comme :

$$8\pi^2 f df = g dk \quad (\text{A.2})$$

Les spectres en nombre d'onde et en fréquence sont reliés par la relation :

$$G(k, \phi) k dk d\phi = F(f, \phi) df d\phi \quad (\text{A.3})$$

A.1 Passage de fréquence à nombre d'onde

Les spectres en nombre d'onde s'expriment comme :

$$G(k, \phi) = F(f, \phi) \frac{df d\phi}{k dk d\phi} \quad (\text{A.4})$$

Les $d\phi$ se simplifient et grâce à l'équation de dispersion et à l'équation A.2 on peut s'exprimer $\frac{df}{k dk}$ en fonction de f :

$$\frac{df}{k dk} = \frac{g^2}{32\pi^4 f^3} \quad (\text{A.5})$$

A.2 Passage de nombre d'onde à fréquence

De la même manière, les spectres en fréquence s'expriment comme :

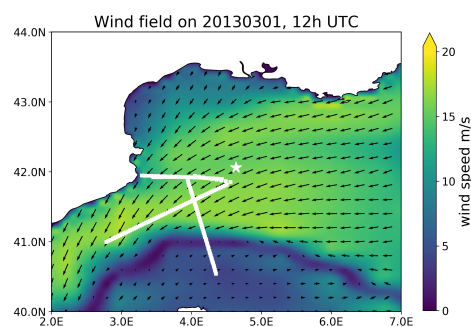
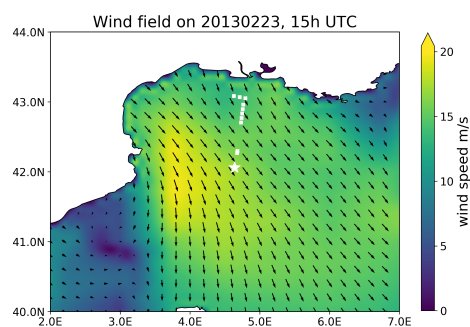
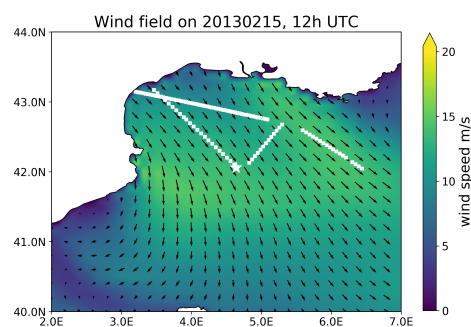
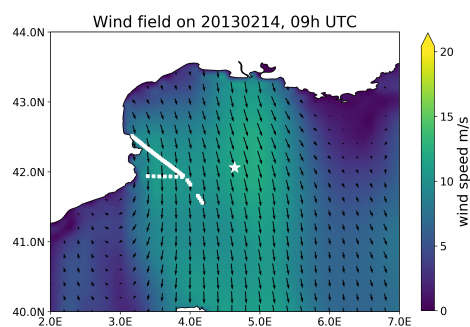
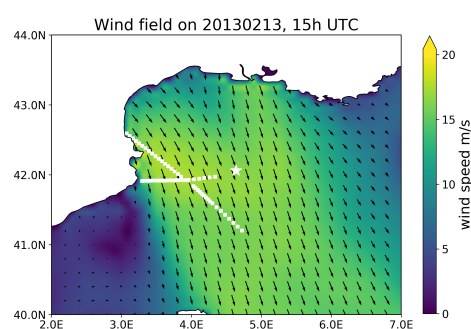
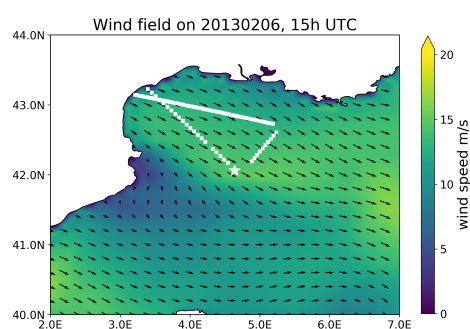
$$F(f, \phi) = G(k, \phi) \frac{k dk d\phi}{df d\phi} \quad (\text{A.6})$$

Il est possible d'exprimer $\frac{dk}{df}$ en fonction de k :

$$\frac{dk}{df} = 4\pi \sqrt{\frac{k}{g}} \quad (\text{A.7})$$

Annexe B

Cartes des trajectoires KuROS lors de la campagne HyMeX



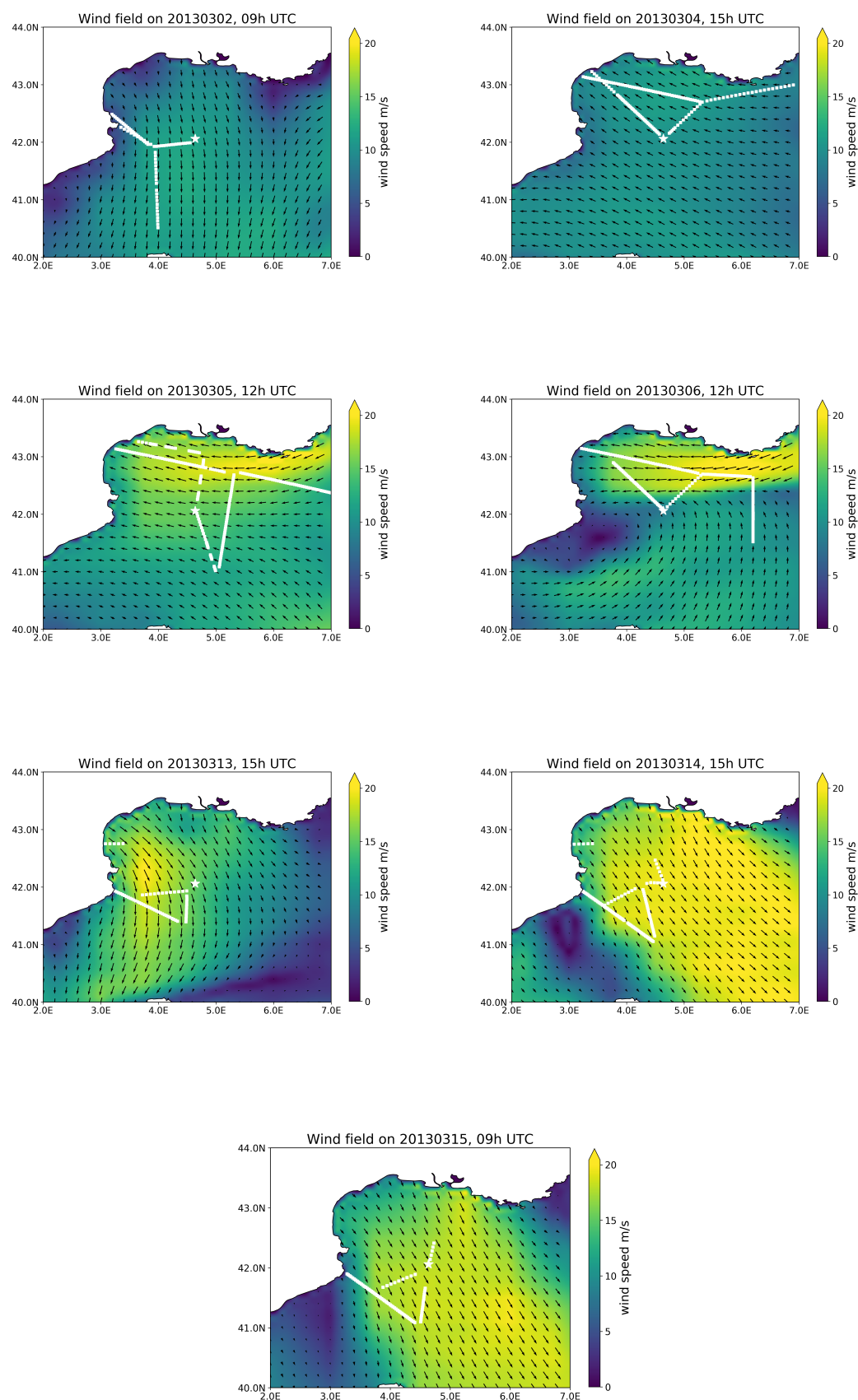


FIGURE B.1 – Cartes des vents issus du modèle au moment des mesures KuROS (carrés blancs) lors de la campagne HyMeX.

Annexe C

Variation spatiale de la forme des spectres en situation de fetch limité

Comme présenté dans la section 3 de l'article, les conditions de Mistral-Tramontane sont une des conditions météorologiques typique de la campagne [HyMeX](#). Ces vents, soufflant de la côte vers le large, génèrent des situations dites de fetch limité. La figure [C.1](#) montre d'autres exemples d'évolution spatiale des spectres de vagues omnidirectionnel avec le fetch. Quatre trajectoires enregistrées à quatre dates différentes ont été sélectionnées.

La première ligne de la figure [C.1](#) correspond au vol du 6 février 2013. Le vent a une vitesse constante de l'ordre de 12 m/s, mais la direction du vent est décalée de 30° par rapport au cap de l'avion.

La deuxième ligne correspond au vol du 13 février 2013. Le vent est relativement constant autour de 18 m/s mais sa direction est décalée de 45° par rapport à la direction d'avancée de l'avion.

Les troisième et quatrième lignes de la figure [C.1](#) correspondent aux vols des 14 et 15 mars 2013. Au cours de ces vols les conditions météorologiques sont relativement les mêmes. La direction du vent est décalée d'environ 40-45° par rapport au cap de l'avion.

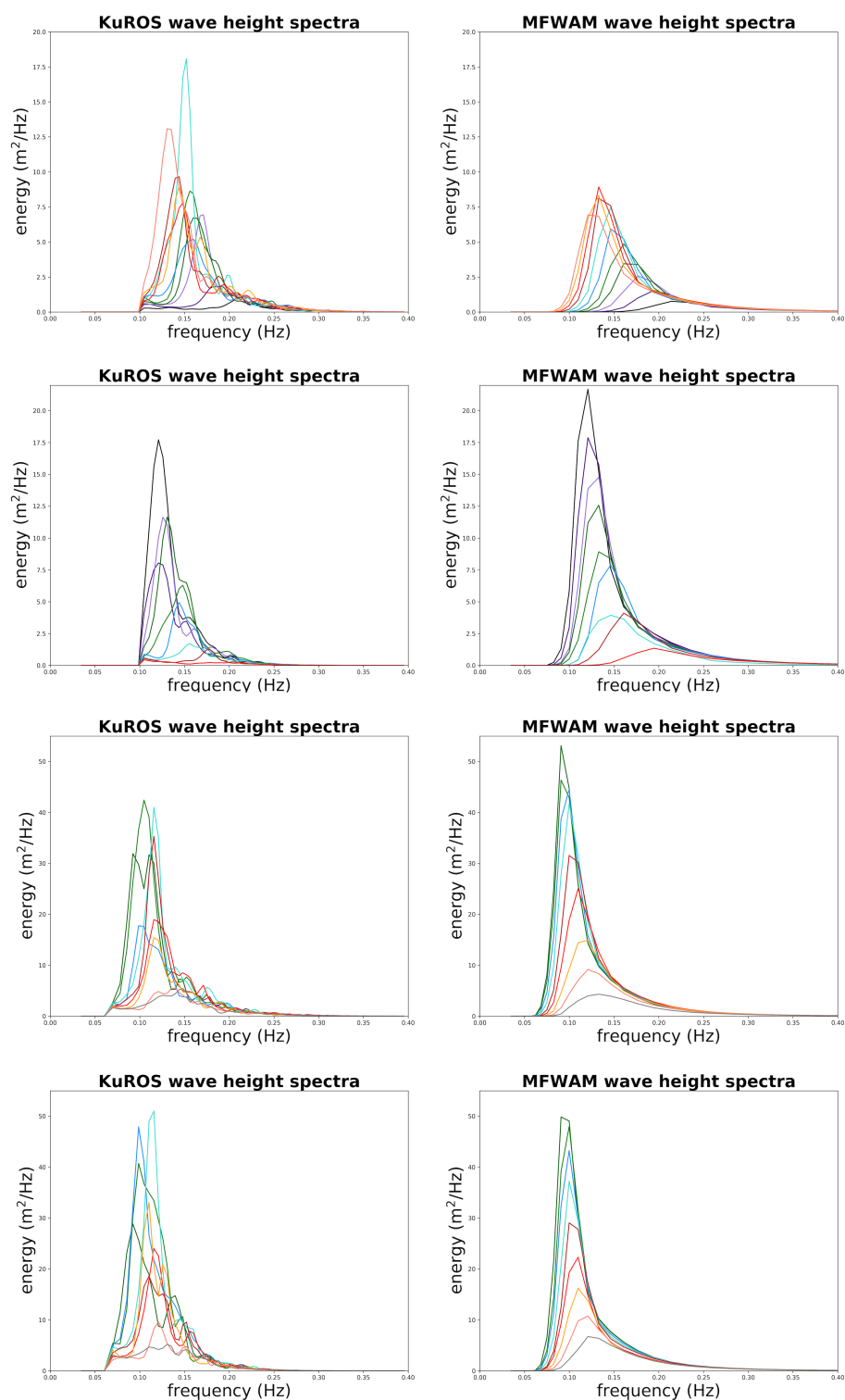


FIGURE C.1 – Évolution des spectres de hauteurs avec le fetch pour les différents vols lors de la campagne HyMeX

Annexe D

Graphiques de dispersion et histogrammes des simulations supplémentaires

Cette annexe permet de présenter les graphiques de dispersion et histogrammes des simulations faites avec l'ouverture d'antenne en azimut à 17° . Les résultats n'étant pas très différents de ceux obtenus avec l'ouverture d'antenne à 8° , nous avons décidé de les placer en annexe.

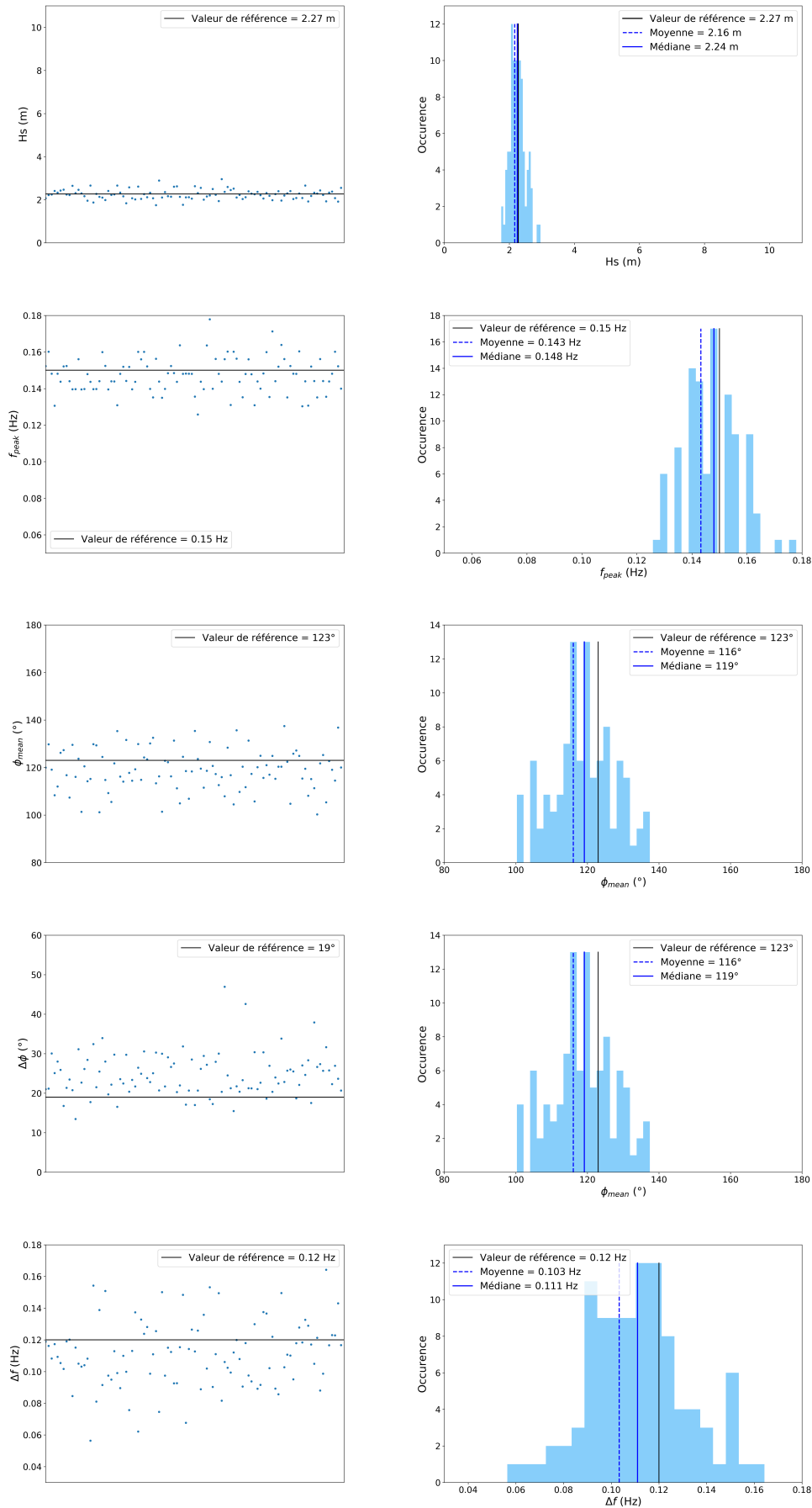


FIGURE D.1 – Graphiques de dispersion et histogrammes des simulations avec un angle d'ouverture à 17° pour la situation de **jeune mer du vent**.

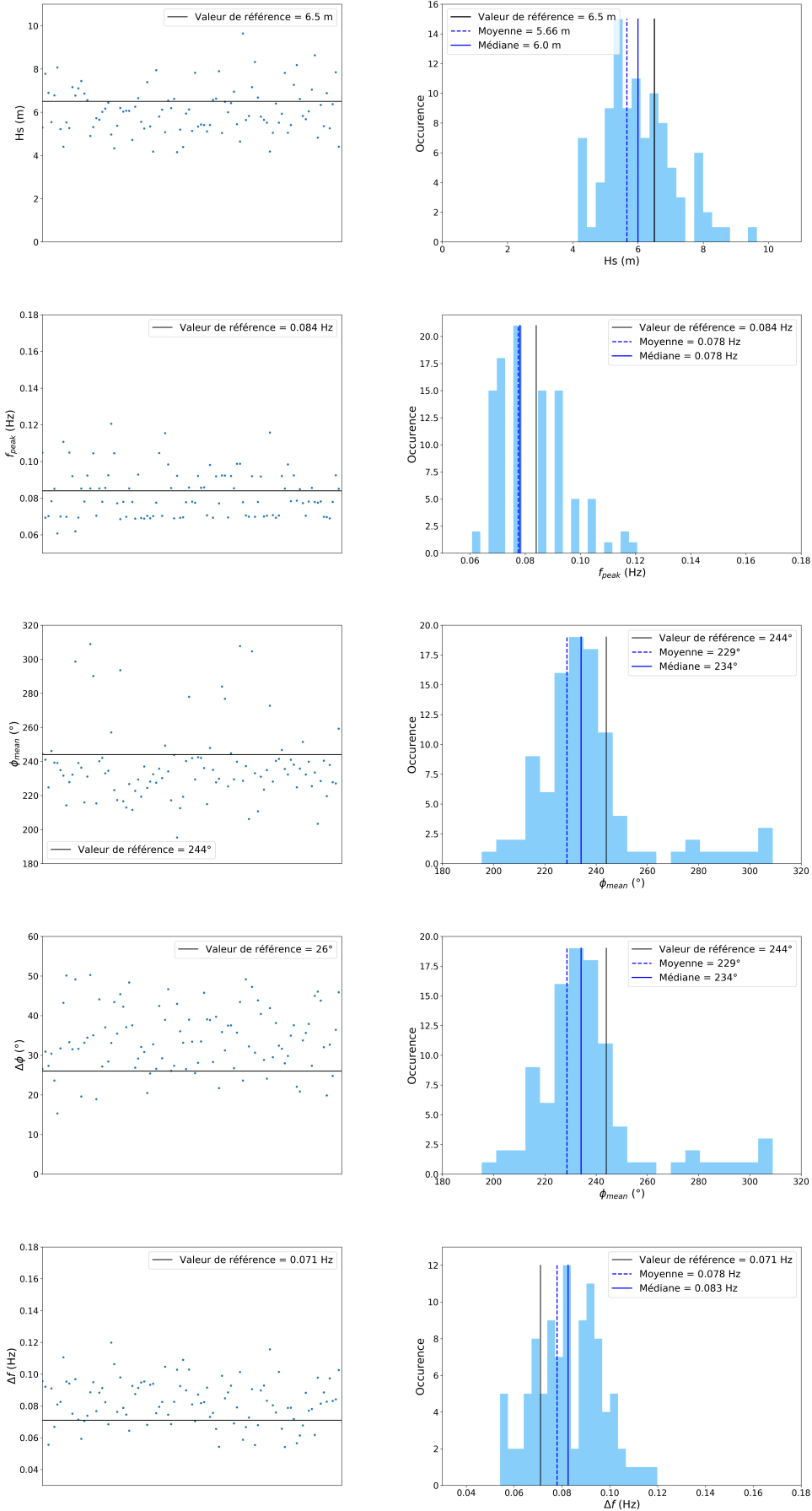


FIGURE D.2 – Graphiques de dispersion et histogrammes des simulations avec un angle d'ouverture à 17° pour la situation de **forte mer bien développée**.

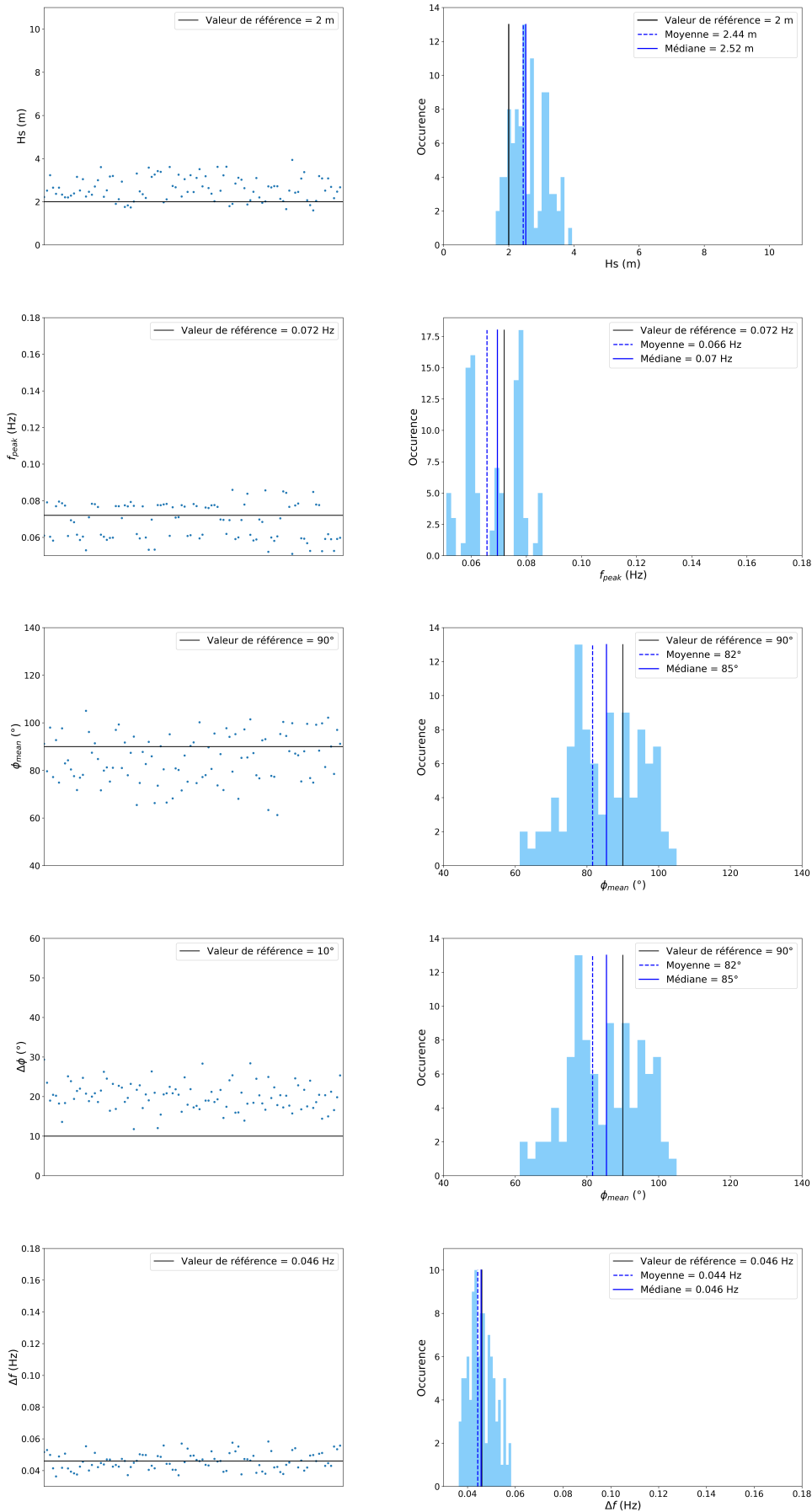


FIGURE D.3 – Graphiques de dispersion et histogrammes des simulations avec un angle d'ouverture à 17° pour la situation de **houle**.

Titre : Étude des propriétés physiques des vagues océaniques à partir d'observations par radar aéroporté à ouverture réelle

Mots clés : spectre de vagues, modèle de vagues, observations radar, simulation numérique

Résumé : La compréhension et la prévision des vagues relèvent d'un enjeu économique et sociétal d'une part, notamment pour la navigation, les activités pétrolières et côtières, et d'un enjeu climatique d'autre part car les vagues participent aux échanges entre l'océan et l'atmosphère. Ces échanges se font par le biais de processus physiques complexes. L'observation des vagues par les instruments in situ et par télédétection a permis d'améliorer la représentation des vagues dans les modèles. Cependant, l'amélioration des concepts instrumentaux et l'amélioration de la représentation des processus physiques liés à l'évolution des vagues dans les modèles nécessitent de poursuivre des travaux de recherche en physique de la mesure par télédétection radar de la surface océanique. Le radar SWIM, à bord de la mission CFOSAT, est un nouveau concept dédié à la mesure des spectres de vagues. Ce système permet de fournir des informations détaillées sur les vagues à l'échelle globale. Afin de préparer la mission CFOSAT, un radar aéroporté a été développé par le CNRS-LATMOS avec le soutien du CNES. Ce radar, dénommé KuROS, utilise un principe et une géométrie de mesure comparables à ceux relatifs au

radar SWIM. Les objectifs de cette thèse sont doubles : d'une part comprendre les performances et les limites du radar aéroporté KuROS, et d'autre part caractériser l'apport de l'information spectrale observée à moyenne échelle par un tel concept. La première partie de la thèse traite de la comparaison des paramètres spectraux des vagues mesurées par KuROS, lors de deux campagnes de mesure, avec des données issues de modèles de vagues. On montre en particulier que les situations pour lesquelles la longueur d'onde des vagues est inférieure à 200 m et leur hauteur significative est inférieure à 4 m sont les plus appropriées à la mesure des spectres de vagues par KuROS. Un simulateur a ensuite été développé afin de quantifier les performances des mesures en fonction de l'état de la surface marine et de la géométrie d'observation. Les résultats de ce simulateur, comparés aux observations, nous permettent de confirmer les conditions dans lesquelles les paramètres spectraux sur les vagues issus de KuROS sont obtenus avec une bonne précision et de préciser quels sont les facteurs qui impactent le plus la dégradation de la précision de mesure dans certaines conditions d'état de mer.

Title : Study of physical properties of ocean waves from real aperture airborne radar observations

Keywords : ocean wave spectrum, numerical wave model, radar observations, numerical simulation

Abstract : Understanding and forecasting waves is very important for economic and societal issues because they have an impact on the navigation, oil industry and littoral activities. Moreover, waves are the principal actor in air sea exchange processes which have an important impact on climate. Wave observations with in situ measurements and remote sensing observations allow to improve the representation of wave physical processes in the models. However, improvement of instrumental concept and the improvement of the wave representation in the models still need to pursue the work in the understand of the radar measurement over oceans. The SWIM radar, on-board the CFOSAT mission, is a new concept dedicated to the measurement of wave spectra at the global scale. This system provides detailed information about waves (height, frequency, direction, spread...). In order to prepare the CFOSAT mission, the CNRS-LATMOS developed an airborne radar with the help of the French space agency (CNES). This radar named KuROS uses measurement geometry and principle similar to the ones of SWIM. The objective of the

thesis is twofold: firstly, to characterize and understand the performances and the limits of the KuROS airborne radar and secondly, to identify the complementary information provided by the spectral measurements of waves at the regional scale in the study of wave physics and modelling. The first part of the thesis is about the comparison of the wave parameters measured by KuROS during two field campaigns with data from wave models. We show that conditions with wavelengths lower than 200 m and significant wave heights lower than 4 m are the most appropriated situations for the wave spectrum measurements with KuROS. A simulator has been developed in order to evaluate the measurement performances with respect to the sea surface state and the observation geometry. The results of the simulations, compared to the observations, allow us to confirm in which conditions wave spectral parameters are obtained with a good accuracy with KuROS and to precise the factors which impact the most the measurement accuracy in some sea state conditions.

