



Lyon 1



Ifremer



Stage de master 2 EAR

Couplage Océan-Atmosphère

Vagues et mélange générés par les cyclones: étude de cas du Pacifique en 2015



Clément COMBOT

Jeudi 1 Juillet 2016

Contents

Table des matières	2
1 Contexte	4
1.1 Généralités	4
1.2 Cyclones et propriétés	5
1.3 objectif	7
2 données	9
3 Modèle de vent	11
3.1 Structure générale et modèle	11
3.2 Méthodologie	15
3.3 Cas Cyclones	17
3.4 Interprétation des résultats	19
4 Couplage modèle vent-vagues	21
4.1 Modèle de vagues	21
4.2 Intégration du modèle de vent et altimétrie	23
4.3 Passages altimétrique	24
4.4 Interprétation finale	27
5 Perspective et conclusions	29
5.1 Perspectives	29
5.2 Discussion	29

Remerciements

Je tenais à remercier l'équipe SIAM (ancien LOS) d'IFREMER, pour m'avoir encore accueilli au sein de son laboratoire, afin de poursuivre ce sujet qui me passionne. Un grand merci très particulier à mes deux tuteurs : Yves Quilfen et Bertrand Chapron qui m'ont encadré une nouvelle fois, et qui m'ont fait confiance tout au long. Pendant ces deux stages que j'ai effectué, ils auront vraiment été deux mentors à l'enthousiasme communicatif. Mr Quilfen à la barre, qui aura tenu le cap tout au long de l'aventure, et qui m'aura fait part de son savoir et des ses conseils avisés, il a aussi eu la lourde tâche de me relire. Le capitaine Chapron, toujours rempli d'idées, qui aura maintenue intact ma motivation et ma curiosité, et qui aura toujours trouvé le temps de garder un œil sur le sujet. Un grand merci aussi au quartier maître Alexis Mouche (un confrère métalleux!), pour m'avoir fait partagé son expérience, et pour son accueil chaleureux au sein de l'équipe. Je voudrais aussi remercier Swen Julien, pour m'avoir aiguillonné au début du stage. Merci au master EAR (particulièrement Mr Rairoux et Mr Miffre) pour la formation dispensée, mais surtout de m'avoir permis de consolider mon cursus, en prenant des cours supplémentaires à Centrale Lyon. Enfin merci à toutes les personnes qui me sont chères, de toutes horizons qu'elles soient, et qui feront toujours parti de mon équipage.



Introduction

L'histoire reprend sur cette même falaise bretonne, où j'avais accoster le temps d'un stage. J'y retourne encore une fois, pour traquer les mêmes bêtes: Les cyclones. Conscient qu'ils sont loin d'avoir livré tous leurs secrets, j'y retourne tel un explorateur du nouveau monde, en quête de nouvelles richesses. Bien qu'ils soient absents du paysage breton, la Bretagne offre son lot de tempêtes et de vagues furieuses, qui font d'elle un lieu propice et d'inspiration pour les étudier. C'est donc sur cette falaise, gardée par ce temple de la recherche marine qu'est IFREMER, que je m'appête à vous embarquer dans le monde des cyclones. A coup d'observations et d'analyses satellite, dont l'équipe SIAM est spécialiste, et de modélisations, nous allons nous pencher sur cette problématique: **champ de vagues et ses asymétries générés par un Cyclone**. A travers ce voyage, nous allons parcourir les cas survenus dans le Pacifique en 2015, nous utiliserons aussi plusieurs modèles existants, pour répondre à cette problématique.

Nous commencerons par visiter quelques aspects théoriques nécessaires pour la suite, ce qui nous permettra de mieux établir les objectifs du stage. Puis nous nous munirons des données à notre disposition, que nous détaillerons dans une seconde partie. Notre voyage pourra alors véritablement prendre forme à travers une halte dans la modélisation des champs de vents, puis dans celle du champ de vagues, ces deux parties constitueront le gros de ce rapport. Enfin nous terminerons par quelques perspectives et améliorations possibles, avant de pouvoir conclure cette histoire. Il est à préciser que les modèles de vents ont été fournis avec leurs codes, mise à part une modification apportée à quelques-uns d'entre eux, seul Willoughby a fait l'objet d'une légère réécriture. En revanche, tout un travail réalisé en amont a été effectué sur le modèle de vagues: de la compréhension des lois jusqu'au redéveloppement complet du programme, ainsi qu'à la réflexion du moyen de coupler nos modèles de vent et de vagues. Le rapport, quant à lui visera à montrer le travail, depuis les aspects théoriques jusqu'aux résultats et interprétations. Bienvenue donc dans ce monde impétueux de vents et vagues, dont nous allons commencer tout de suite par étudier le contexte!

1 Contexte

Avant de larguez les amarres dans ce voyage qui va mêler observations et modélisations, il serait bon d'explicitier le contexte théorique de notre stage et d'en définir précisément les objectifs, c'est ce que nous allons voir au cours de cette partie.

1.1 Généralités

En perpétuelle interaction avec l'atmosphère, l'océan est souvent en proie à la contrainte exercée par les vents. Sa surface se modifie sous ses effets, ondulent, pour former ce phénomène de vagues.[25]

On peut résumer leur formation en quelques points. Les vents génèrent de la turbulence sur l'interface, ce qui produit des variations de pression et engendrent des vagues très courtes [23]. Le vent continue d'agir, en contraignant les vagues dans sa direction. Au fur et à mesure qu'elles grandissent, la différence de pression augmente, cette instabilité accélère le développement des vagues [12]. Enfin, les interactions vagues-vagues permettent de former des vagues plus longues, et de plus en plus rapides, jusqu'à excéder la zone de vent[12]. Ce dernier effet mis en évidence par Hasselman, traduit les transferts d'énergies entre les vagues, afin de maintenir et de stabiliser le spectre. Il agit donc comme un terme participant à la conservation de l'énergie, propriété importante car elle a permis d'établir la relation dont découlent la plupart des modèles :

$$\frac{\partial E}{\partial t} + c_g \frac{\partial E}{\partial x_j} = S_W + S_D + S_N \quad (1)$$

Avec C_g : vitesse de groupe, S_W : énergie apportée par le forçage du vent, S_D : terme de dissipation et S_N : interaction non linéaire entre les vagues. C'est grâce à ce dernier qu'on obtient des ondes plus longues, qui vont continuer de se maintenir même en dehors de l'emprise du vent, en se propageant sous la forme de houles. Le spectre des vagues continuent ainsi d'évoluer grâce à S_N , et n'est jamais totalement développé [20].

Lorsque cet état stabilisé est atteint, on parle de "fetch-limited" conditions[9]. C'est une hypothèse importante pour toute étude, car elle suppose que même si la zone de vent est limitée en espace et en temps, le vent a suffisamment contribué pour développer les vagues et atteindre cet état stabilisé, donc de vérifier l'équation (1). Nous nous placerons dans cette condition tout au long de notre étude.

Ce développement peut donc être décrit via trois paramètres: l'énergie E , la distance sur laquelle le vent souffle: fetch, et l'inverse wave age: α , qui décrit l'état d'évolution des vagues. Plus α est faible, plus les vagues sont développées (d'où le terme inverse). Ce dernier terme est évidemment en lien avec E , qui caractérise les différentes contributions au développement, et le fetch qui montre la distance sur laquelle elles les reçoivent, ce que nous illustrerons par la suite (partie 3.1). Pour l'heure, on peut aussi l'exprimer simplement via deux expressions, qui vont nous permettre d'introduire quelques aspects importants:

$$\alpha = \frac{u}{c_p} \quad (2)$$

$$\alpha = \frac{w_p u}{g} \quad (3)$$

Ces deux formules permettent de mettre en lumière des propriétés intéressantes (indice p =pic du spectre). Pour une condition u (vitesse du vent)donnée, plus une vague est dite "développée", plus elle est rapide et longue, sa fréquence est donc plus basse, c'est ce que l'on retrouve dans les équations 2 et 3. Si l'on veut un α faible il faut une vitesse de vagues fortes (c_p) et une fréquence basse (de même pour la pulsation, terme w_p). Ces termes (α , E et le fetch) permettent donc de décrire l'évolution de l'état de mer sous ce forçage, ils serviront de bases pour les équations du modèle à venir. Mais quelles sont les termes qui décrivent le champs de vagues en lui-même? Quelles sont les paramètres que nous allons observer? Nous terminerons ces généralités la-dessus.

Ce champ une fois généré se caractérise par plusieurs grandeurs. La longueur d'onde du pic (notée L_p), son spectre en fréquence w_p , et la hauteur significative H_s (hauteur moyenne du 1/3 des plus hautes vagues). Cette dernière est reliée à l'énergie totale reçue par les vagues via la relation suivante :

$$H_s = 4 \times \sqrt{e} \quad (4)$$

Elle nous servira plus tard, lorsque nous chercherons à modéliser le profil radial des vagues dans un cyclone. Enfin le dernier point, si la vitesse de phase est utile pour décrire le comportement de chaque vagues (équation 2), nous lui préférons le concept de vitesse de groupe (notée c_g), car elles se déplacent par paquets, comme on peut l'observer dans l'équation 1, où c_g apparaît. Ces termes permettent la description du champ, nous nous intéresserons particulièrement à H_s et L_p , qui sont les termes privilégiés pour étudier l'asymétrie du champ de vagues dans les cyclones.

Nous venons de décrire de manière succincte ces ondes, en abordant la formation, les variables décrivant le développement, et celles caractéristiques. Il est temps de parler de l'acteur principal de cette histoire: Le cyclone.

1.2 Cyclones et propriétés

De tous les phénomènes qui se déroulent au dessus de nos têtes, il en est un à la beauté prédatrice et singulière: les cyclones tropicaux. Ces étranges serpents des nuages, enroulés sous forme de spirales, se déplacent inexorablement au dessus des océans, et parfois, viennent conquérir dans leur chemin la côte, avec les dégâts que nous connaissons. Derrière ces amas nuageux, se cachent un système de vents relativement complexe, et une redoutable machine thermique. Cet enfant du ciel et de la mer, tire son énergie des eaux chaudes de la zone tropicale. Ce qui n'est à l'origine qu'une dépression, formée dans une atmosphère instable, va devenir un système pouvant atteindre plusieurs centaines de km.

Au contact de ces eaux chaudes, l'air se charge d'humidité. Un mouvement convectif prend forme, les flux ascendants s'enroulent autour de la dépression. L'air en remontant se sature et condense progressivement en des masses nuageuses. Au fur et à mesure que cette dépression tire son énergie de l'océan, les vents s'intensifient et on observe une architecture particulière. Fruit d'une convection intense, le "mur" vient s'organiser en une ceinture autour d'un oeil, calme et sans nuages. Peu à peu d'importantes bandes nuageuses viennent converger sous formes de spirales à l'extérieur du mur, le cyclone est né [29], prêt à tout engloutir! On peut voir ce système donc par sa circulation particulière: un mouvement convergeant vers l'oeil en basse couche, autour duquel tournent des flux ascendants, et qui divergent en haute couche, comme le montre la figure 1, ci-dessous. Au vu de l'énergie considérable qu'il dissipe, et de l'énergie importante qu'il injecte en retour, sous forme mécanique à l'océan, il est un élément indissociable de notre système climatique.

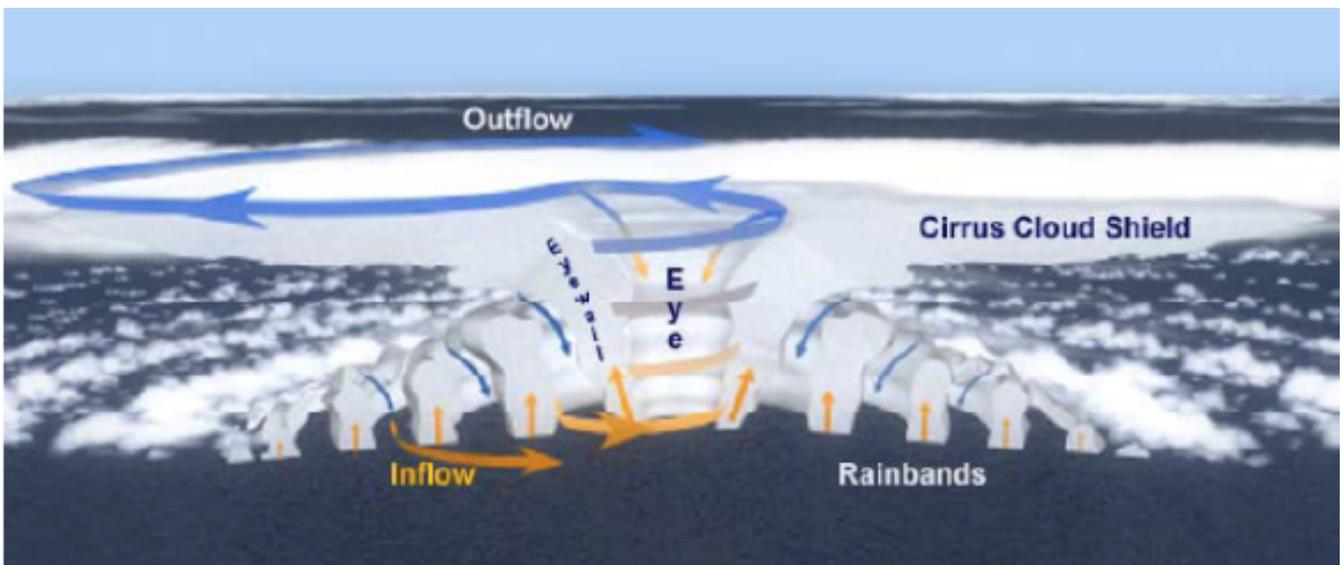


Figure 1: Schéma de la circulation globale du cyclone, avec circulation convergente en basse couche (jaune) et divergente en haute (bleu).

Les cyclones sont donc des événements extrêmement violents, dont les vents maximum dépassent par définition les 33 m.s^{-1} et se situent dans le mur. La tension intense qu'ils appliquent à la surface des océans, engendrent des états de mer extrêmes, qui les rangent dans la dernière catégorie de l'échelle de Beaufort (échelle empirique qui lie état de mer aux vents moyens). Si certaines conditions sont réunies, les vagues qu'ils développent localement peuvent aller vers des Hs de 20m, pour des longueurs d'ondes de quelques centaines de mètre. Nous allons nous intéresser à quelques unes de leurs propriétés afin de bien cerner les mécanismes qu'ils mettent en place. Pour ce faire nous nous basons sur la basse couche du cyclone, c'est elle qui nous intéresse car elle est en interaction avec la surface.

De manière générale, le cyclone peut être décrit comme un vortex, dont le champ de vent est déterminé schématiquement par $u(r)$: la vitesse tangentielle à une distance r du centre. Ce vortex est aussi alimenté par un mouvement radial qui converge en basse couche. Son équilibre peut être décrit de plusieurs manières, les phénomènes en jeu étant très dépendants de la position par rapport au centre (figure 2).

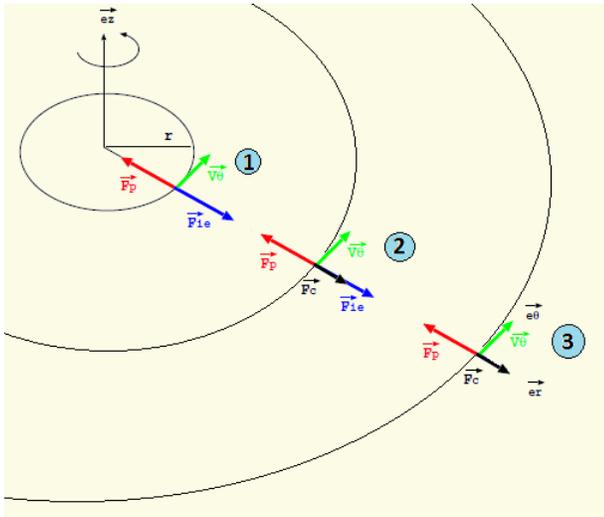


Figure 2: Equations d'équilibre pour les différentes parties du cyclone. F_c : Force de coriolis, F_p : Force de Pression, F_{ie} : Force centrifuge (inertielle).

L'équilibre cyclostrophique sert notamment à décrire le comportement du mur de l'oeil, du fait des vents maximums présents et de la taille réduite de celui-ci. En revanche pour décrire la partie extérieure du cyclone, le mouvement peut être décrit de manière géostrophique. L'équilibre du vent de gradient, sera repris par le modèle Holland [14] (voir 3.1). Le cyclone est donc aussi un problème d'ordre de grandeur, ce qui est déterminant pour pouvoir décrire de manière simple sa circulation. Le nombre de Rossby (Ro) représente le rapport entre les forces d'inertie (ici centrifuge) et Coriolis, pratique pour jouer avec ces différents équilibres. Les forces de pression quand à elles, représentent le moteur de toute cette dynamique, par conséquent elles sont toujours présentes dans les équations.

Toutefois, ce champ de vents que nous venons de décrire de manière symétrique, peut aussi présenter d'importantes asymétries dans ses vents. Cet aspect va être fortement influencé par un autre terme caractéristique: la vitesse de translation V .

Car oui, il ne s'agit pas seulement d'un système de vents forts, il s'agit aussi d'un système mobile. Ce paramètre à une importance capitale, car il impacte fortement les propriétés du champ de vent et donc le couplage avec les vagues. Une manière usuelle de représenter le cyclone, est de le découper en quadrant (figure 3), l'orientation étant relative de la direction du cyclone.

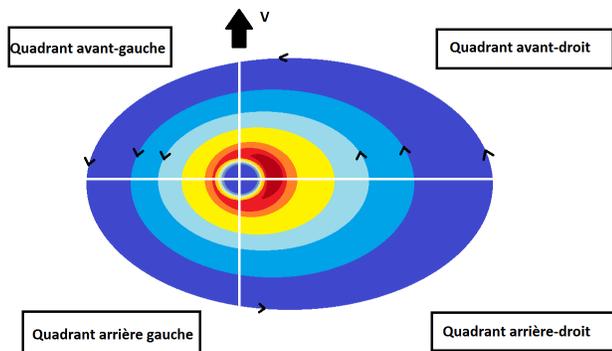


Figure 3: vision par quadrants

On aura donc un forçage plus fort dans la partie droite, ce qui déclenche une asymétrie dans le champs de vagues. Cependant celle-ci est plus prononcée que celle des vents [33], il y a un phénomène additionnel qui intervient, toujours lié au paramètre V , et qui va nous permettre de revenir sur l'importance de la notion de fetch.

Afin de comprendre l'attitude des vagues observées, optons pour une représentation simple[4], voir figure 4.

On peut décomposer en 3 parties différentes, définies comme suit [29]:

1- équilibre cyclostrophique (centrifuge+pression):

$$\frac{u^2}{r} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} = 0; Ro \gg 1 \quad (5)$$

2- équilibre du vent de gradient (centrifuge+pression+coriolis):

$$\frac{u^2}{r} + fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} = 0; Ro = 1 \quad (6)$$

3- équilibre géostrophique (coriolis+pression):

$$fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} = 0; Ro \ll 1 \quad (7)$$

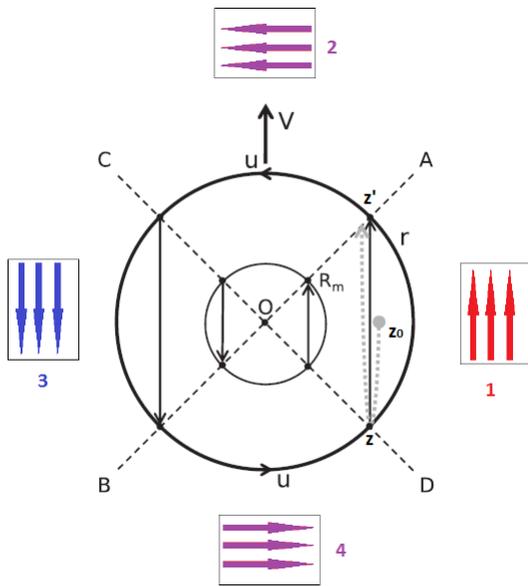


Figure 4: schéma simplifié de l'alignement des vents. Chaque boîtes numérotées, représente l'approximation de la direction des vents entre chaque quadrants. Ceux-ci sont symbolisés par leurs droites bissectrices.

Cette vision [4], nous permet d'expliquer les phénomènes observés sur les 4 quadrants, représentés par les portions de droite: OA (quadrant avant droit), OB (avant-gauche) , Entre chaque droite, on fait une approximation de la direction des vents, selon son orientation avec le déplacement du cyclone (représenté par des boîtes numérotées). Ainsi les vagues du quadrant avant-droit s'expliquent par les mouvements se déroulant entre OD et OA, l'avant gauche par OA et OC et ainsi de suite. Ces configurations ont une importance majeure, car elle détermine l'influence de V. Le cas le plus simple est celui des boites 1 et 3, le vent est colinéaire avec la translation. Si l'alignement est positif, les vagues se déplacent dans la direction du cyclone. Elles peuvent donc, si les vitesses s'accordent, bénéficier d'un temps bien plus long d'interaction, le fetch sera dit étendu. Ce phénomène est connu sous le nom de "trapped waves"[32]. Les vagues sont comme piégées par le vortex, et sont plus développées, leurs vitesses finiront cependant par excéder le cyclone, et continueront leurs ballades sous forme de houles. En revanche un alignement négatif indique un déplacement contraire, les vagues sortent plus rapidement, que si le cyclone était stationnaire, on parle de fetch court, les vagues sont sous-développées. Ainsi les quadrants avant droit et arrière gauche constituent la principale source d'asymétrie du champ de vagues. C'est un axe d'intérêt dans son étude, et c'est sur ces deux quadrants que nous allons nous focaliser. On peut cependant à titre informatif, fournir quelques précisions sur les deux autres quadrants. Ceux-ci sont définis par les boîtes 2 et 4, on observe dans ces quadrants des mers dites croisées [13], le vent local génère et conduit les vagues dans un sens perpendiculaire à V, elles vont venir croiser la houle formée par le cyclone un temps plutôt, c'est ce qui est représenté dans la figure 5.

Nous venons de poser le cadre théorique, en y expliquant les principes importants. Au regard de ces informations, nous pouvons davantage déterminer les objectifs de notre stage. Cela nous permettra de développer plus en profondeur les motifs, et d'étayer le plan que nous avons évoqué en introduction.

1.3 objectif

Maintenant que nous avons établie le contexte théorique pour notre étude, place au contexte du stage. Nous souhaitons pouvoir modéliser le champ de vagues généré par le cyclone, en se basant sur des observations de cas survenus en 2015 dans le Pacifique. On se focalisera sur le comportement des deux quadrants où se concentrent les asymétries. Quelles en sont les raisons ?

Ces asymétries sont révélatrices de la dynamique des cyclones sur la surface des océans, et présentent l'avantage d'être observable en terme de Hs et de longueur d'onde. L'unidirectionnalité des vagues dans ces quadrants, rend plus simple leur étude. De plus cet axe peut présenter un intérêt notoire, dans sa contribution au mélange induit par les vents cycloniques. En effet un cyclone n'est pas seulement générateur de vagues, il vient perturber toute

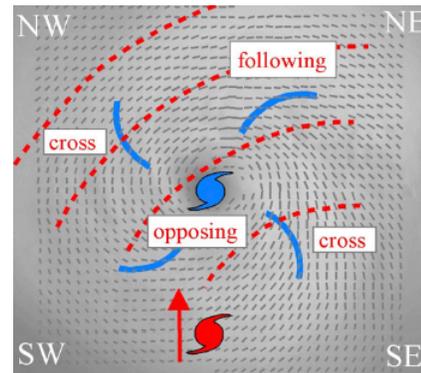


Figure 5: Schéma des différents états de mer observés. En rouge: la houle formé par le cyclone un temps plus tôt et continuant de se propager, en bleu: les vagues formés par le vent local.

la structure verticale de l'océan, en la déstratifiant et en la restratifiant [29]. Son forçage induit un cisaillement important des courants au sein de la couche de surface (appelé couche de mélange ou ML en abrégé), engendrant par ce biais un mélange turbulent. Ces turbulences sont largement dominantes dans le processus de mélange, auxquelles peuvent se rajouter le phénomène d'upwelling (remontée des eaux) pour les cyclones plus lents [8]. Ces deux processus ont été au centre du modèle que j'avais étudié l'année dernière au cours de mon stage [8]. Il avait été conçu pour modéliser leurs contributions dans le refroidissement de la ML et sa restratification. Cependant la contribution des vagues a souvent été mise de côté dans ce genre de représentations. Pourtant elles sont aussi génératrices de turbulences, et peuvent être une portion non négligeable de la ML, et ainsi influencer sur son comportement. C'est dans ce contexte que notre stage puise son origine.

C'est pourquoi nous cherchons à représenter fidèlement le comportement des vagues le long de l'axe représentatif du cyclone. Nous verrons alors quelles sont les perspectives pour la question du mélange.

Dans un premier temps nous allons étudier différents modèles de vent, dans l'optique de modéliser le forçage qu'exerce le vent. Puis dans un second temps, grâce aux données d'altimétrie, nous étudierons le champ de vagues le long de l'axe AB, et nous verrons les possibles améliorations et extension du modèle de vagues.

Maintenant que nous avons notre cap, la feuille de route, et les connaissances nécessaires, il ne reste qu'à expliciter les outils dont nous disposons, pour nous lancer dans cette aventure pour le moins houleuse!

***Ce qui faut retenir de cette partie:** les vagues sont le fruit de l'interaction des vents avec la surface, via différents mécanismes. Leur évolution peut être étudiée grâce aux notions de fetch et d'inverse wave age. Elles sont directement liées aux paramètres du cyclone: u , r , et V . Ensembles elles permettent de déterminer les paramètres descriptifs du champ de vagues en lui-même: w_p , L_p , et H_s . Les cyclones mènent à des états de mer extrêmes, avec un fort H_s et des L_p longs. V est un paramètre essentiel pour ce couplage. Ce dernier est l'acteur principal des asymétries observées, tant sur le champ du cyclone, que sur celui des vagues. Lorsque la vitesse de groupe se synchronise avec V , on observe le phénomène de trapped waves. Ce ne sont pas temps les vents max qui donnent les états de mer les plus intenses, mais Les vents soutenus, c'est à dire les vents importants soufflant sur un fetch plus long.[33]*

2 données

Tout au long du stage, nous avons utilisé différentes sources de données, que ce soit pour l'étude spécifique du champ du cyclone, ou de son couplage avec les vagues. Parmi elles figure une source de référence, que nous avons utilisé constamment:

- **BestTracks:** Les BestTracks sont des fichiers de références réalisés à partir des différentes observations (satellites, sondes, avions équipés, ...) ,qui sont centralisées en une base de données. Ces informations rassemblées, elles sont ensuite analysées afin d'obtenir la meilleure estimation de l'historique du cyclone, que se soit en matière de pression, de rayons caractéristiques,... . Une fois la meilleure estimation établie, les informations sont mises pour chaque heure synoptique (00h,06h,12h,18h), durant la vie du cyclone. Les informations sont limitées à un certains de paramètres: La pression du centre, la vitesse max, position du centre (latitude et longitude), les rayons caractéristiques qui correspondent à des rayons d'intensité de vent bien précis: r64, r50, r34 en noeuds; respectivement r33,r25, et r17 en $m.s^{-1}$. Ces valeurs respectent toujours la même convention d'unités (rayon en miles nautique, les vitesses en noeuds, pression en mb).

Cette source de référence, pour le nombre de données rassemblées, nous a servit pour toutes les parties de notre stage. Elle a l'avantage de fournir des informations sur toute la durée du cyclone. Néanmoins elle ne permet pas de décrire les champs 2D, d'où l'utilisation par exemple de modèles analytiques. Ceux-ci peuvent ensuite être comparé aux donnée satellites, qui elles offrent une vision 2D du cyclone.

Commençons dans l'ordre avec les observations du champ cyclonique, nous avons utilisé deux capteurs différents:

- **Ascat:** un diffusiomètre qui fonctionne en bande C (fréquence 5.255 GHz), placé sur le satellite Metop, en orbite polaire. Il envoie un signal sur la surface de l'océan et récupère celui rétro-diffusé. Cette rétro diffusion donne une information sur la rugosité de l'interface, qui est une propriété géométrique de la surface. Celle-ci étant fonction du forçage qu'exerce le vent, on mesure ainsi son intensité dans la convention usuelle (à 10 m). Ascat présente l'avantage d'être composé de deux jeux de trois antennes, ce qui permet d'avoir deux fauchées de 550km de largeur, pour une résolution de 12.5 km (figure 6), et de mesurer aussi la direction des vents. Cependant cet instrument possède aussi quelques limitations. D'une part ,la rugosité augmente avec les vents, jusqu'à arriver à un point de saturation, tandis que les vents peuvent continuer à monter. La conséquence de cette saturation est qu'elle rend inefficace la mesure, pour des vents supérieurs à $30 m.s^{-1}$. D'autre part il ne faut pas oublier que les cyclones sont sources de précipitations importantes, et impactent le signal [28]. Des indicateurs sont cependant fournis, chacun ayant une valeur particulière pour les nuisances rencontrées (pluie, problème technique...), ces valeurs sont référencés.
- **SMOS:** ce satellite héliosynchrone est principalement dédié aux mesures de salinités de la surface océanique (SSS), et d'humidité des sols (Soil Moisture and Ocean Salinity). Il est équipé d'un radiomètre en bande L (fréquence entre 0.4-1.6 GHz) qui mesure la température de brillance (T_B) de l'océan. Celle-ci est corrélé une fois de plus à la rugosité, qui nous donne les vents de surface à 10 m (figure 7), une fois les contributions de la température et la salinité de surface filtrées. Au contraire des diffusiomètres en bande C, sa sensibilité est moins impactée par la pluie. De plus la sensibilité de la T_B est relativement fine pour mesurer les vents fort. Le bémol vient de la résolution spatiale nettement inférieur: entre 30-50 km, ce qui rend difficile le positionnement du centre de l'oeil du cyclone.

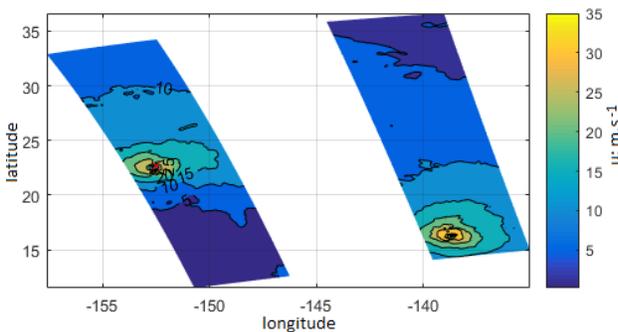


Figure 6: Fauchée d'ascat pour les cyclones Ignacio et Jimena. Le 01/09/2015 à 6h55.

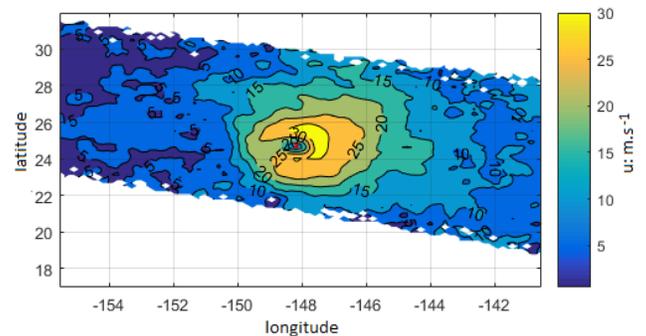


Figure 7: Fauchée de SMOS pour le cyclone Jimena. Le 06/09/2015 à 15h29.

Ces deux capteurs vont nous permettre par la suite d'évaluer nos modèles de vent. S'ils peuvent être impacté par des phénomènes environnementaux (ex:pluie), leur principal défaut vient de l'intermittence. En effet du fait de la rotation de la terre et de l'orbite décrit par le satellite, ils ne peuvent pas couvrir la durée de vie du cyclone. Ils ont cependant l'avantage de fournir un champ 2D.

Il nous reste un satellite à aborder, il nous a servi pour caractériser le couplage cyclone-vagues:

- **Jason2:** il s'agit d'un satellite dédié aux mesures topographique des océans, dont le Hs, ainsi que les vents de surface. Il émet en Bande C et Ku (13.4 Ghz). Il envoie un signal radar vers la surface des océans, dont il mesure la durée du parcours. La connaissance de l'altitude exacte du satellite, des corrections atmosphériques, et la forme de l'onde mesurée, lui permettent de mesurer la hauteur des vagues avec précision (erreur d'une dizaine de centimètres). De plus il donne accès à la vitesse des vents le long du track, avec une sous-estimations des vents forts. La particularité de cet instrument est de donner des résultats d'une grande précision, mais pour une fauchée 1D, puisqu'il observe les points uniquement au nadir.[20]

Ce satellite présente donc l'intérêt de pouvoir récolter les Hs et le champ de vent, le long de l'axe qui nous intéresse avec une grande précision. A condition bien sûr que l'orbite du satellite s'aligne avec l'axe du cyclone. Enfin pour compléter notre analyse du couplage cyclone-vagues, nous avons fait appel à une dernière source de données, dont nous nous sommes servis de ces Hs et Lp, pour les comparer à notre modèle. Il s'agit cette fois d'un modèle 3D complet:

- **WW3:[1]** un modèle spectral qui permet de prévoir les états de mer sur une zone large, il résout l'équation d'évolution de ce qu'on appelle la densité d'action de la houle (rapport entre la densité d'énergie sur la pulsation). Il se construit autour de mailles déstructurés, dans le sens qu'il est possible d'adapter la taille des mailles, selon les différentes échelles observées (aux alentours d'une île maille plus fine, ...). Il est un modèle relativement complet car il tient compte de la plupart des processus affectant la propagation de la houle (courant, déferlement, réflexion, apport du vent...). Il est forcé par le vent du modèle atmosphérique ECMWF. WW3 étant un modèle de référence, il nous servira de comparaison pour les Hs et les longueurs d'onde (Lp).

Nous venons de faire le tour de nos différentes sources. Il était nécessaire de les détailler, car ils nous donnent accès aux paramètres importants de notre problématique. Maintenant que nous avons les instruments nécessaires, nous pouvons entamer réellement l'aventure.

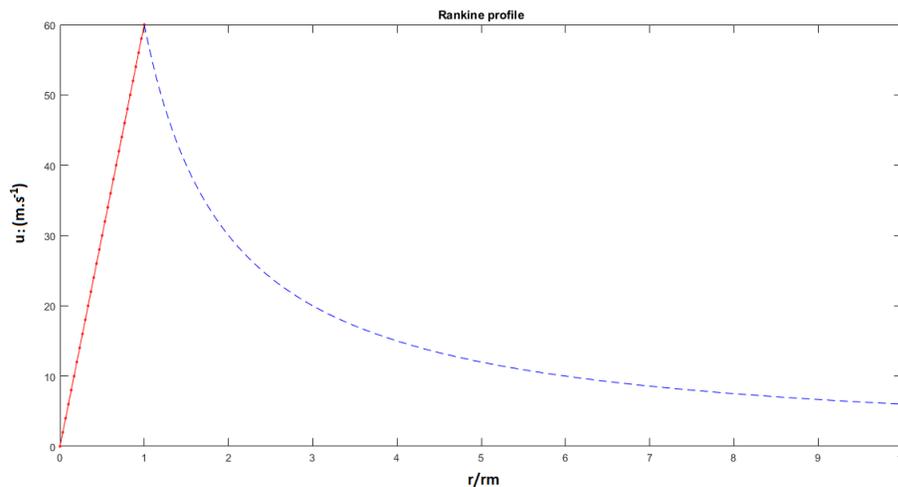
3 Modèle de vent

Nous vogueons à présent en quête de cyclones, dans ce vaste océan Pacifique, prêts à se faire balloter par les vagues monstrueuses qu'ils peuvent enfanter. Le vent est l'élément déclencheur de ces états de mer extrême, cette contrainte qu'il vient appliquer sur la surface des océans, fait de lui un paramètre essentiel. Sa modélisation est donc une étape nécessaire, et son importance nécessite d'y consacrer tout un pan de notre étude. La première partie du stage s'est donc focalisée sur les différents modèles de vent, afin d'en modéliser le forçage. Leurs descriptions, ainsi que la méthodologie qui a permis leurs comparaisons, vont être détaillées dans cette section. Elle se terminera par les résultats que nous avons obtenus et une analyse.

3.1 Structure générale et modèle

Les dernières décennies ont vu naître bon nombre de modèles et de discussions sur les différentes relations utilisées. Cependant on retrouve certains schémas et caractéristiques communes:

De manière générale, ces modèles décrivent de façon radiale le profil du vent, comme par exemple le modèle de Rankine, un des plus simples à utiliser [13]:



il est décrit comme suit:

$$u = \begin{cases} \omega r, & \text{pour } r \leq r_m \\ \omega r_m^2 / r, & \text{pour } r > r_m \end{cases}$$

Figure 8: modèle simplifié de Rankine. En rouge: partie intérieure, en bleu: partie extérieure cyclone. Les échelles des axes sont à titre indicatives. r_m : rayon des vents max.

Pourquoi en parler, alors qu'il ne figure pas parmi les modèles utilisés ?

Parce qu'il constitue une base de référence qui a influencé plusieurs modèles. Aussi parce qu'il permet d'introduire l'idée de décomposition du cyclone. On peut observer que ce profil suit deux tendances différentes:

- une région dite intérieure, s'étendant de l'œil jusqu'au rayon des vents maximums r_m . Elle correspond à une zone de chute brutale des vents entre r_m et le centre.
- région dite extérieure, s'étendant au-delà de r_m .

La manière de décomposer le profil diffère d'un modèle à l'autre, ils mettent en outre en lumière des aspects différents du cyclone. En effet, cette description partie intérieure et extérieure revient souvent, ne serait-ce que pour une question de gradients, mais aussi à travers différentes propriétés: thermodynamique, question d'échelle ... Ici, Rankine a choisie de décrire les écoulements tourbillonnants d'un point de vue vorticité: avec un vortex forcé (vorticité dominante) entouré d'un vortex libre (irrotationnel). Ce qui est une vision simple du comportement des amas nuageux composant le cyclone. Nous allons donc voir quels angles ont choisis les différents profils que nous avons étudié.

Nous nous sommes intéressés à trois d'entre eux:

- Holland[14]: un modèle empirique de référence
- Willoughby[31]: un autre modèle de référence, cette fois statistique.
- Chavas[5]: un modèle semi-empirique récent, qui présente l'avantage de s'utiliser de plusieurs manières.

Nous allons dévoiler leurs subtilités, ceci afin de bien cerner le cadre mis avant par ces modèles. Nous nous intéresserons particulièrement au comportement extérieur de la courbe, car c'est cette partie qui est importante dans la modélisation des vagues, du fait des fetch plus longs (notion de vent soutenues [33]). Commençons donc notre série de portraits avec l'aîné de nos modèles:

Holland:

Il s'agit d'un modèle Pression-vent: les vents sont calculés à partir des paramètres de pression du cyclone. La plupart de ces modèles s'inspirent du paramètre de Schloemer(1954): $(p-p_c)(p_n-p_c)$ qui fait intervenir p_c : pression du centre et p_n : pression ambiante, afin de représenter cette dépression importante qu'est le cyclone. Ce paramètre est réajusté via une loi exponentielle pour déterminer son profil. Le profil de pression suit ainsi une loi déterminée par des paramètres physiques, comme le p_n et p_c ; ainsi que deux paramètres de contrôle qui font la particularité du modèle (noté A et B):

$$P = p_c + (p_n - p_c)e^{-A/r^B}$$

Cette expression est ensuite injectée dans la relation du gradient de vent (voir I.2):

$$Ug = \left(\frac{AB(p_n - p_c)e^{-A/r^B}}{\rho r^B} + \frac{r^2 f^2}{4} \right)^{1/2} - \frac{rf}{2} \quad (8)$$

Cette équation représente la base du modèle de Holland. C'est à partir de cette relation qu'on peut retrouver le rayon des vents max r_m , ainsi que l'intensité du vent associé. Pour ce faire rappelons nous que la région entourant r_m est une zone de vent intense et de taille réduite, par conséquent on peut considérer la relation des vents cyclostrophiques (équilibre entre pression et la force centrifuge,I.2), à partir de laquelle on retrouve r_m et v_{max} :

$$\begin{cases} r_m = A^{1/B} \\ v_{max} = \left(\frac{B(p_n - p_c)}{\rho e} \right)^{1/2} \end{cases} \quad (9)$$

Si la vitesse max des vents dépend bien évidemment de la différence entre la pression ambiante et la pression au centre du cyclone, le rayon lui en est indépendant. En effet il dépend de A et B qui sont des paramètres qui contrôlent le profil du cyclone. A influe sur le décalage du profil par rapport au centre, et B influe sur son allure, il en est le paramètre clé. Sa valeur dépend des conditions de pression, et est déterminée via une loi empirique.

Cependant le modèle ne s'arrête pas là. Au contraire de Rankine où le modèle conserve la vitesse angulaire pour un rayon donné, Holland a mis en évidence un paramètre crucial dans la modélisation du champ de vent: V , la vitesse de déplacement du cyclone. Comme nous avons pu le voir dans la partie I, cette vitesse apporte une asymétrie au champ de vent du cyclone, c'est par ce biais qu'il apporte une dimension 2D au modèle. En effet, la dernière pièce du programme est une correction des vitesses calculées par l'équation (8). Elle considère la vitesse de déplacement; sa direction; et la distance vis-à-vis de r_m . On a ainsi un champ de vent 2D dont l'asymétrie est fonction de cette vitesse, comme on peut le voir dans la figure 9 (la coupe radiale a été effectuée le long de la diagonale -45° 45°). Il est à noter que cette correction a été appliquée à tous les autres modèles. Tournons notre regard vers le suivant.

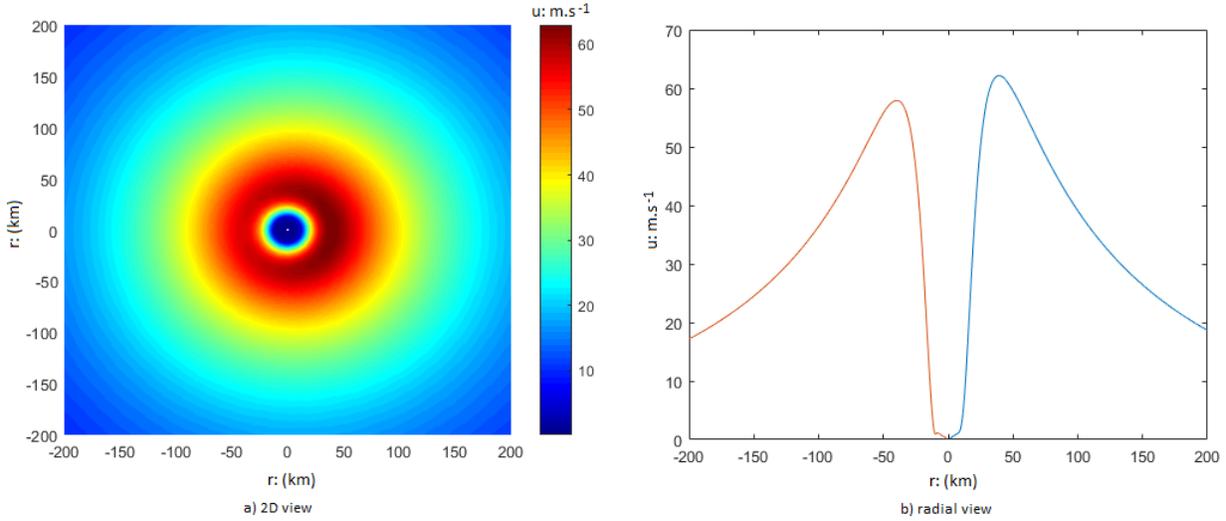


Figure 9: Modèle Holland. A gauche: vision 2D et à droite: profil radial selon la diagonale $-45^\circ/45^\circ$.

Willoughby:

Il s'agit cette fois d'un modèle statistique, qui a été réalisé après observations de quelques centaines de profil. Cette méthode consiste comme pour Rankine, à décomposer le cyclone en différentes parties selon différentes lois d'ajustement. Willoughby a d'ailleurs suivi différents procédés; compte tenu des résultats décrits dans son article et des tests que nous avons effectués, nous allons nous intéresser qu'à sa méthode la plus aboutie, celle qui comprend l'utilisation de deux termes de décroissance X_1 et X_2 , que nous allons expliciter. Sa méthode consiste à découper en trois parties le profil radial:

- Une partie intérieure qui décrit la croissance des vents de l'oeil jusqu'au mur de convection (notée v_i).
- Le mur où se trouve r_m qui constitue une zone de transition entre l'oeil et la décroissance des vents en dehors du mur (notée v_t).
- La partie extérieure du cyclone qui correspond en une décroissance exponentielle des vents (notée v_o).

Afin de visualiser l'évolution décrite par le modèle, nous avons mis ci-dessous les équations qui constituent le socle du programme, ainsi qu'un schéma explicatif:

$$u(r) = \begin{cases} v_i = v_{max}(r/r_m)^n, & \text{pour } r \leq R_1 \\ v_o = v_{max}[(1 - A)e^{-(\frac{r-r_m}{X_1})} + Ae^{-(\frac{r-r_m}{X_2})}], & \text{pour } r \geq R_2 \\ v_t = (1 - w)v_o + w \times v_i, & \text{pour } R_1 \geq r \geq R_2 \end{cases}$$

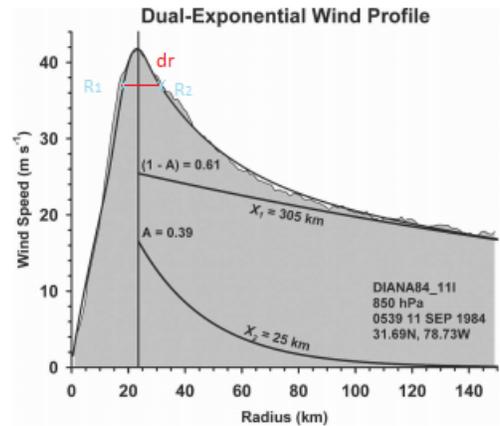


Figure 10: Schéma modèle de Willoughby, avec l'influence des termes d'ajustement: A , X_1 , X_2 .

Comme on peut le voir sur la figure 10, les termes X_1, X_2 et A contrôlent le comportement de la partie extérieure du cyclone, avec un terme de décroissance rapide (X_2) et lente (X_1) ceci afin de se rapprocher du comportement observé des différents profils.

Pour ce qui est de la partie intérieure, on voit qu'elle obéit à une loi semblable à celle décrite dans le modèle de Rankine, avec néanmoins un exposant n , afin d'ajuster le profil. Le mur lui constitue la zone de liaison, il relie les deux tendances, à savoir celle décrite par v_i et v_o qui figurent dans sa relation. On constate aussi la présence d'un terme w , il s'agit d'un terme de lissage entre les deux parties. On peut alors se demander comment sont définis tous ces termes? Faut-il à chaque fois rentrer ces paramètres ?

La réponse est bien évidemment non. Willoughby est avant tout un modèle statistique, si les lois que nous venons de décrire correspondent à des tendances observées sur les profils (loi polynomiale et exponentielle), les différents paramètres (A, X_1, \dots) eux sont calculés via des lois statistiques qui ne vont faire appel qu'à deux paramètres physiques nécessaires: la latitude et la vitesse maximum, puisqu'il est observé que la variété des profils dépend principalement de ces paramètres. Maintenant pour ce qu'il s'agit de w , R_1 et R_2 , ils vont dépendre de la largeur de la zone de transition $dr = R_2 - R_1$. Ce paramètre doit être rentré en input. D'après ses analyses, il a choisi de mettre $dr = 25\text{km}$ qui correspond à la valeur la plus réaliste. Il est aussi à noter que ce terme ne varie que dans un intervalle très restreint, le modèle n'y est donc que peu sensible. En revanche c'est la position de R_1 et R_2 autour du rayon des vents max qui a une plus grande importance sur le profil, car ils servent de bornes pour les différentes parties du cyclone. C'est là qu'intervient le terme de lissage w , qui s'écrit sous la forme d'un polynôme dépendant de R_1 , dr et r_m , on trouve R_1 grâce à son équation:

$$w(x) = \frac{n[(1-A)X_1 + A \times X_2]}{n[(1-A)X_1 + A \times X_2] + r_m} \quad (10)$$

On résout cette équation en remplaçant w par son expression (loi polynomiale cf annexe), x étant le rapport $\frac{r_m - R_1}{dr}$, on trouve ainsi par étape les deux bornes. Le modèle ne dépend au final que de 4 paramètres: v_{max} , la latitude, dr (dont on fixe la valeur), et X_2 qui est le paramètre d'ajustement sur lequel il faut jouer. Ce dernier étant compris dans un intervalle dit réaliste: $25\text{km} \leq X_2 \leq 75\text{km}$, la limite inférieure (25) étant la valeur par défaut, en effet celle-ci a permis de se rapprocher de la plupart des profils pour des intensités de cyclones différentes. Afin de conclure sur la description des modèles, il nous reste à parler de Chavas.

Chavas:

A l'instar d'autres modèles, Chavas décompose le profil radial en une solution extérieure et une solution intérieure, qu'il va faire converger en un point. Cependant il décline ce principe vers un modèle plus physique que celui précédemment, et qui ne s'appuie pas sur des relations Pression-vent, mais sur les moments angulaires. En effet son étude est basée sur une relation très simple qui résume la dynamique au sein du cyclone (avec M moment angulaire par unité de masse).

$$M = rV + \frac{1}{2}fr^2 \quad (11)$$

En effet la circulation en basse-couche du cyclone peut être vue en terme de moment angulaire, celle-ci étant alimentée par l'afflux constant causé par la dépression de l'oeil, et qui tend à le conserver. Cependant ce moment va subir des variations, par les mouvements intenses résidant au sein du cyclone, mais aussi par les forces de friction. Il propose une vision principalement thermodynamique, ceci afin de modéliser la variation du moment angulaire le long du rayon du cyclone.

C'est pourquoi la décomposition radiale du cyclone est importante, car les différentes régions sont dominées par des phénomènes qui diffèrent. Nous avons d'une part une région intérieure vers laquelle converge des masses d'air chargées d'humidité, faisant d'elle une zone dominée par une convection intense, autour d'un oeil calme. Cette partie de la solution à l'allure d'une parabole (figure 11). De l'autre côté, nous avons la zone extérieure dominée par: les forces de friction causées par la surface (matérialisé par le coefficient C_D) et le refroidissement radiatif qui a lieu sur la couche supérieure du cyclone, en lien avec la troposphère libre. A travers ces deux systèmes aux mécanismes propres, Chavas les fait converger en un point de fusion, comme on peut le voir dans la figure 11:

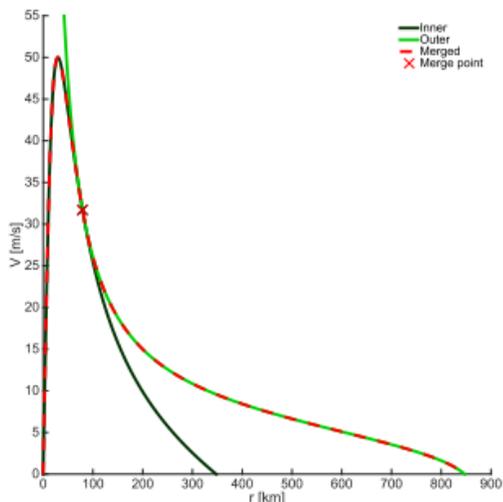


Figure 11: Construction de Chavas. En rouge: solution entière, en noir: solution intérieure, en vert: extérieure.

D'un point de vue graphique, cela revient à prendre le point tangent aux deux courbes. On obtient ainsi le profil complet. De plus Chavas permet d'utiliser le programme de plusieurs manières, deux d'entre elles ont été d'ailleurs utilisées. La première (Chavas1) nécessite le rayon des vents maximum afin de forcer la région intérieure; ainsi que l'intensité des vents maximum. La deuxième (Chavas2) permet de forcer la région extérieure avec le rayon d'un vent observé, en y mettant le rayon et l'intensité concernée, sans oublier encore une fois la vitesse maximale. Nous avons pour notre part choisis de forcer le modèle par le rayon des 34 noeuds (17 m.s^{-1}) pour des raisons que nous allons voir par la suite.

C'est donc avec ses 3 modèles que nous allons reproduire nos profils de vent, via les données figurant dans les fichiers BestTracks et des données que nous avons extraites de satellites. Avant de pouvoir donner les résultats, il est important de préciser la démarche que nous avons suivis.

3.2 Méthodologie

Maintenant que nous avons les différents modèles de cyclone, il va falloir exploiter les données à notre disposition. Pour ce faire nous avons suivis une démarche précise, ceci afin d'obtenir les résultats les plus justes possibles, les instruments utilisés étant déjà sources d'erreur. Il est important de clarifier quelles sont informations dont on a besoin? Par quels outils nous les prenons? Quelle démarche a-t-on suivie?

Que ce soit Holland, Chavas, ou Willoughby, tous on besoin de paramètre d'entrée pour fonctionner. Au vu des nombreux paramètres présentés en 3.1, il serait judicieux de présenter un tableau récapitulatif les input nécessaires, en mentionnant les moyens d'obtention:

	<i>r</i> max	<i>v</i> max	<i>r</i> fit/ <i>v</i> fit	<i>V</i> / <i>dfm</i>	<i>P</i> c / <i>P</i> n	<i>lat</i>	<i>lon</i>	<i>dr</i> / <i>X</i> 2
Modèles	Chavas1 Holland	Chavas1/2 Willoughby	Chavas2	Chavas1/2 Holland Willoughby	Holland	Chavas1/2 Holland Willoughby	Holland	Willoughby
sources	Déduit	BestTracks	Ascat/SMOS + BestTracks	Ascat/SMOS + BestTracks	BestTracks	Ascat+SMOS	Ascat+SMOS	<i>dr</i> fixé (II.1) <i>X</i> 2 par analyse graphique

Tableau2: Récapitulatif des paramètres d'entrée et de leurs sources de données. Chavas1/2 fait référence aux deux manières de l'utiliser (voir II.1), *V* et *dfm* correspondent à la vitesse et direction de translation du cyclone, *lat* et *lon* correspondent aux coordonnées du centre du cyclone

On peut constater qu'une grande partie des paramètres physiques dont nous avons besoin, sont accessibles via les deux capteurs Ascat et SMOS, à l'exception des pressions et du *v*max qui nécessite l'utilisation des fichiers BestTracks. En revanche pour le rayon des vents max, il faut le déduire des observations satellite, car celui-ci n'est pas accessible via nos instruments (sauf cas faibles), ni par les fichiers BestTracks.

La difficulté majeure de l'utilisation des satellites résident dans la synchronisation, entre le passage du satellite et le passage du cyclone. Ils n'en demeurent pas moins que le Pacifique Nord-Ouest comptent une dizaine de cas en 2015, chacun ayant des passages intéressants. Il nous faut choisir judicieusement nos cas et nos passages, au risque de se noyer dans l'information et dans les cyclones eux-mêmes! Pour ce faire le cas de Blanca déjà étudié lors du

précédent stage, nous a servi de tests pour établir une méthode, qui nous servira pour les autres cas. Le choix s'est donc effectué sur 3 critères qui sont en lien avec les 3 paramètres importants du champ de vent:

- 1) Différentes vitesses de translation
- 2) Différentes intensités maximums
- 3) Différentes phases de développement

Pour ce faire nous avons sélectionné 9 cyclones , majoritairement de niveau 4, car ils présentent l'avantage de passer par différentes phases de développement, et donc à des vitesses de translation différentes. Pour chacun des cas nous avons appliqué la même stratégie.

On commence par représenter les différents passages des cyclones que nous avons choisis via Ascat et SMOS. Afin de choisir les passages les plus pertinents, on trace la "carte d'identité du cyclone " à partir des BestTracks (voir figure ci-dessous). L'exploitation de ses données, nous permet d'obtenir la vitesse de translation, sa direction, son intensité pour chaque heure synoptique. On peut ainsi choisir des passages qui vont permettre de répondre aux différents critères que nous nous sommes fixés.

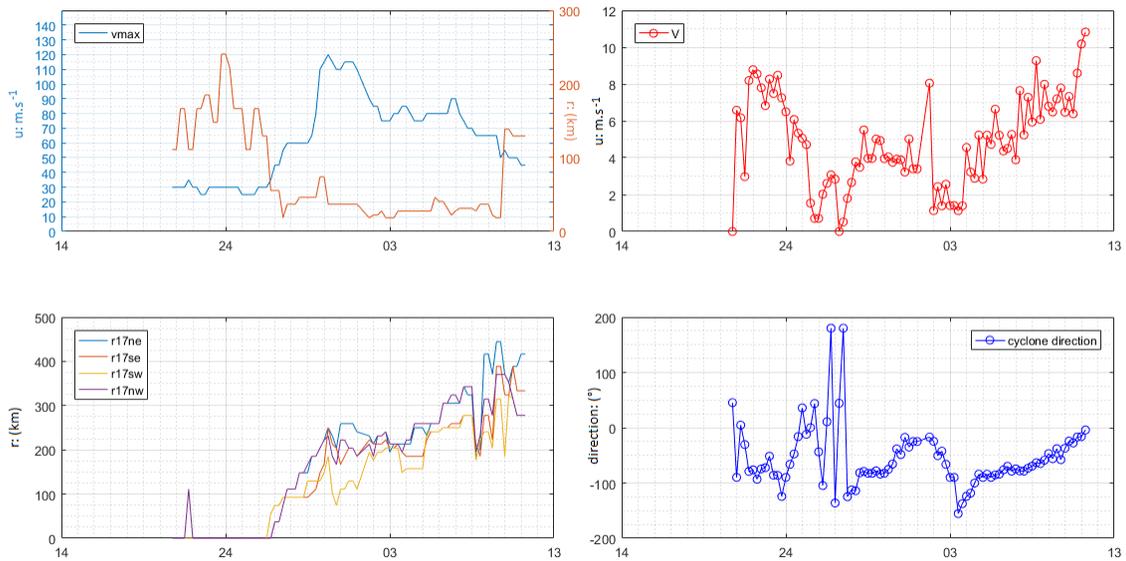


Figure 12: historique du cyclone Kilo. En haut à gauche: évolution du v_{max} (bleu) et du r_m (rouge), à droite: évolution de la vitesse de translation. En bas respectivement l'évolution de r_{17} pour chaque quadrant, et la direction du cyclone à droite. L'axe des abscisses correspond au temps (donné en jours)

La deuxième étape, la plus délicate, consiste pour chaque passage choisie à placer le centre du cyclone. Si on veut avoir la distance des rayons tracés, et ceci pour tous les quadrants, la position du centre est une étape déterminante. En fonction de la visibilité du centre, on applique différentes méthodes. Si l'œil est bien visible par Ascat ou SMOS, on peut placer le centre tout en vérifiant qu'il correspond à la zone d'intensité minimum. Si celui-ci n'est pas visible, du fait de la taille réduite du cyclone ou de la résolution, on ne distingue alors qu'une zone d'intensité maximum au centre, sans œil apparent, pourtant le centre se trouve dans cette zone. On trace alors les positions des centres aux heures synoptiques voisines (l'heure de passage du satellite étant rarement à une heure synoptique), et on pousse notre cyclone en utilisant les vitesses de translation précédemment calculées. Cette méthode marche bien, du moment que le parcours entre les points synoptiques recoupe bien l'image donnée par le satellite. Cependant il arrive que le chemin des BestTracks soit décalé, du fait d'une marge d'erreur sur la position du cyclone (voir figure). On pousse alors notre cyclone le long du parcours donné par le Track, et on trace un cercle de 20 km (ce qui correspond à l'erreur estimée de position). On retrouve ainsi par reconstruction le centre (Méthode employée dans la figure 13).

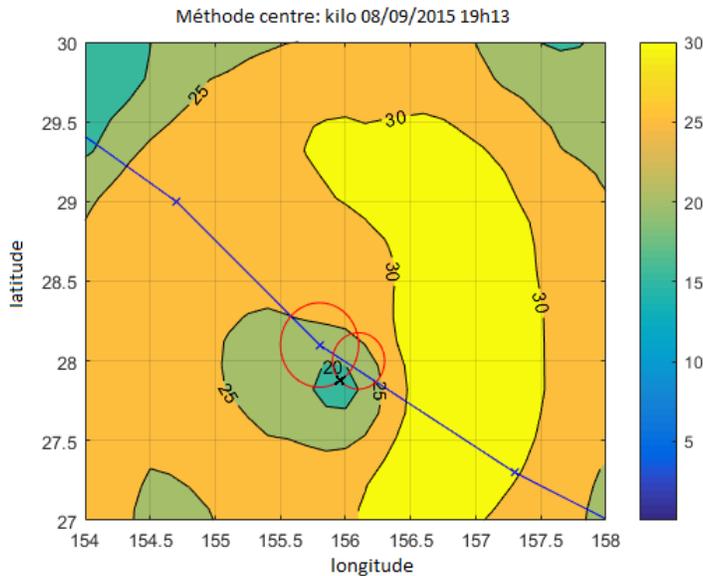


Figure 13: méthode du centre, pour Kilo, le 08/09/2015 à 19h13, passage SMOS. On commence par pousser notre système à l'heure du passage du cyclone. Puis on trace un deuxième cercle de probabilité, afin de repérer le centre.

cyclone sont découpés au regard de la direction de déplacement. Il faut donc bien placer les rayons de chaque quadrant du track dans le référentiel du cyclone.

Enfin le dernier point, les vents mesurés par SMOS et Ascat, sont des vents moyennés sur 10 minutes, tandis que ceux du Track correspondent à des vents sur 1-min, pratique pour les études d'impact qui sont sensibles aux rafales. Hors ici, il ne faut pas perdre de vue nos objectifs, les vagues elles sont bien plus sensibles aux vents soutenues qu'à un pic d'intensité [34], leur développement est aussi une affaire de temps, il est donc plus cohérent de transformer les vents du BestTracks en 10-min, grâce aux tables de conversion données par [10]. Ici le coefficient à appliquer est de 0.9.

Nous avons nos modèles, nos données exploités, les conventions utilisées, il ne nous reste plus qu'à modéliser nos profils, et comparer les résultats.

3.3 Cas Cyclones

Au vu des nombreux passages traités pour chaque cyclone, on ne peut se permettre d'exposer tous les graphiques obtenus. Afin d'améliorer la lecture de notre histoire, nous avons choisi d'illustrer notre propos avec quatre cas parlants:

- 1) Blanca pendant un pic d'intensité, avec une vitesse de translation très faible (0.5m.s^{-1}) (symétrique).
- 2) Blanca dans sa phase d'affaiblissement, avec une vitesse de translation moyenne: 4m.s^{-1} (asymétrie présente).
- 3) Linda dans son pic d'intensité avec une vitesse moyenne: 4m.s^{-1} (asymétrie présente)
- 4) Kilo en fin de vie, avec une vitesse très rapide: 8m.s^{-1} . (asymétrie marquée).

Enfin la dernière étape, consiste à calculer les différents rayons par rapport à leurs distances du centre, à partir des champs de vent satellite. On a choisi les rayons caractéristiques (r_{17} et r_{25} , respectivement rayon des 17 et 25m.s^{-1}), et parfois d'autres rayons supplémentaires en fonction de la capture du satellite. On complète les données qui nous manquent grâce au BestTrack: v_{max} , pression du centre. On termine en estimant le rayon des vents max, en général ce rayon est situé entre 30 et 90 km [29].

Il est à noter que si les vents d'intensité max, ou la taille, ou la vitesse de translation évoluent de manières significatives, entre les différentes heures synoptiques, on effectue une moyenne entre la tranche horaire concernée.

Nous arrivons à l'instant fatidique de la modélisation, il ne nous reste qu'à apporter deux précisions. Pour chaque passage traité, nous avons choisi de représenter chaque quadrant du cyclone, dans son référentiel. Pour information les BestTracks donnent les rayons pour chaque quadrant géographique (Nord-est,...), ce qui ne s'avère pas pertinent du point de vue des propriétés que nous avons évoquées en I.2. Nous avons donc suivi la convention suivante, à savoir : les quadrants du

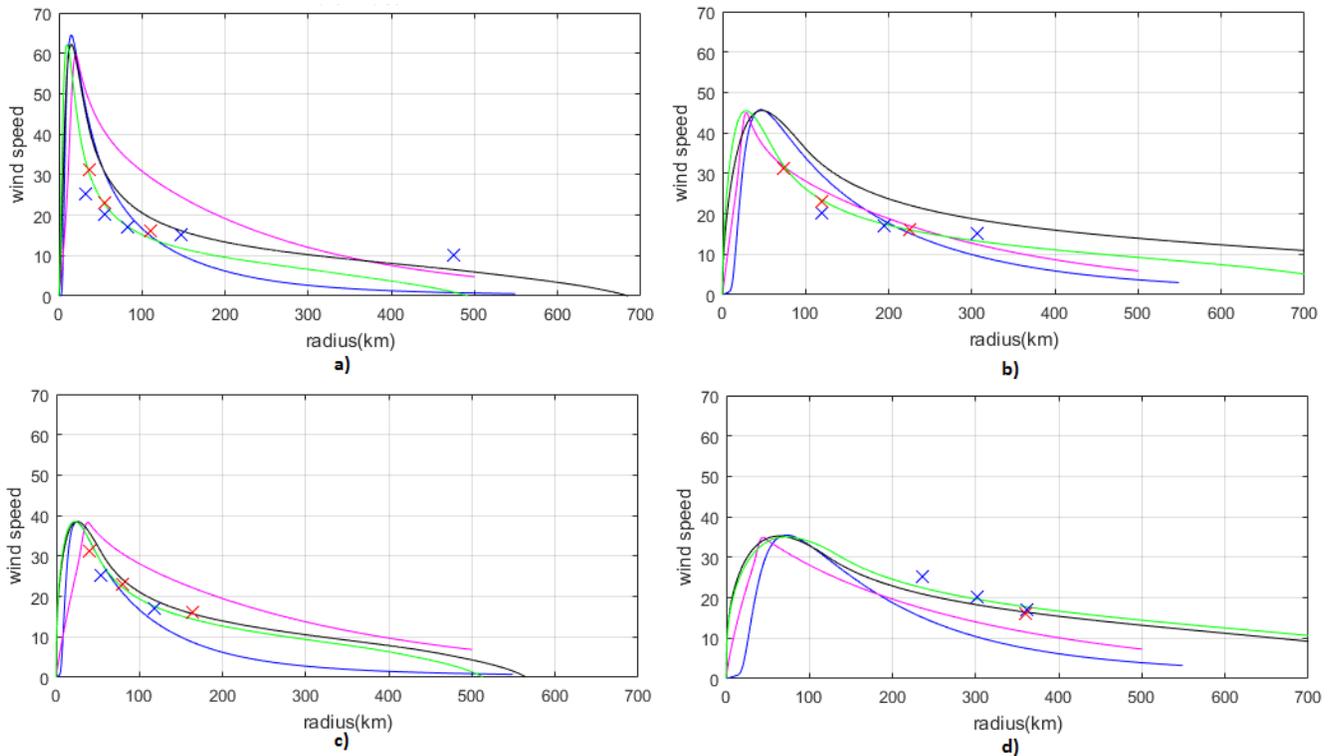


Figure 14: Quadrant avant-droit de a) Blanca1, b) Blanca2, c) Linda, d) Kilo. Courbe bleu: Holland, magenta: Willoughby, noir: Chavas1, vert: Chavas2. Les croix bleus correspondent aux données satellites, les croix rouges aux données BestTrack.

Qu'observe-t-on ? Les différents modèles offrent des profils avec des différences notables, et leurs réponses diffèrent en fonction des caractéristiques du cyclone.

On peut remarquer que Chavas1 et Holland offre de très bonnes réponses pour la situation a et c (en comparaison aux croix), qui représentent Blanca et Linda dans leurs pics d'intensité, avec une taille réduite; willoughby lui surestime le profil. A contrario, Blanca dans sa phase d'affaiblissement (figure b) et présentant des dimensions bien plus large, est bien représenté par Willoughby, mais surestimé par Chavas1 et Holland (pour les vents forts). De manière générale, Holland semble plus impacté par le facteur de forme que par la vitesse de translation, mis en lumière par le cas a (vitesse très lente) et le c (vitesse modéré), en revanche pour les cyclones larges (souvent corrélé à l'affaiblissement du cyclone), ses prédictions sont bien plus éloignées. Même constat pour Chavas1. En revanche willoughby colle bien mieux pour des cyclones plus larges présentant des vitesses plus importantes. On peut néanmoins nuancer ce propos avec le cas particulier de Kilo, qui pour ce passage était aussi large que rapide. Ce qui laisse suggérer que Willoughby est une bonne représentation pour des cyclones larges, mais présentant des vitesses de translation proche des moyennes observées dans le bassin du Pacifique ($4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Enfin Chavas2 que nous avons laissé hors de nos observations, présente les meilleurs résultats, indépendamment des caractéristiques du cyclone, avec toutefois une légère surestimation pour les vents très proches du mur.

Toutes ces observations sont retrouvées à travers les scatterplot (figure 15). La 1ère ligne correspond à la comparaison aux rayons caractéristiques donnés par le BestTrack (dont on a appliqué le coefficient 0.9, d'où r_{23} au lieu de r_{25}), et la 2ème à ceux des données Ascat/SMOS.

Holland (point noir) est bien fidèle pour les cyclones plus réduits, on l'observe à la dispersion plus importante au fur et à mesure que la taille augmente, avec une tendance à surestimer les vents très proches du mur, et une tendance à chuter rapidement pour les rayons plus distants, ce qui est en accord avec les observations décrites dans l'article de Willoughby[]. Même constat pour Chavas1 (jaune) à l'exception que sa tendance pour les cyclones plus larges, est de surestimer les rayons. A contrario, Willoughby (gris) quand à lui est plus proche pour les cyclones plus larges (visible sur le r16, r17). Il semble plus enclin à représenter le profil plus éloigné, la dispersion est beaucoup moins importante pour les r16 et r17, excepté quelques points qui correspondent au cas de Kilo. Willoughby étant un modèle statistique il est forcément plus fidèle à ce qui pourrait être décrit comme un cyclone "standard". Enfin chavas2 (rouge), que nous avons forcé avec le r17, offrent une bonne fidélité à tous les rayons. On remarque que le r23, r16 du NHC et le r25 des satellites se parlent bien pour Chavas2. Il offre donc les meilleurs résultats, même si le r31 présente une dispersion plus importante, pour des raisons que nous allons voir.

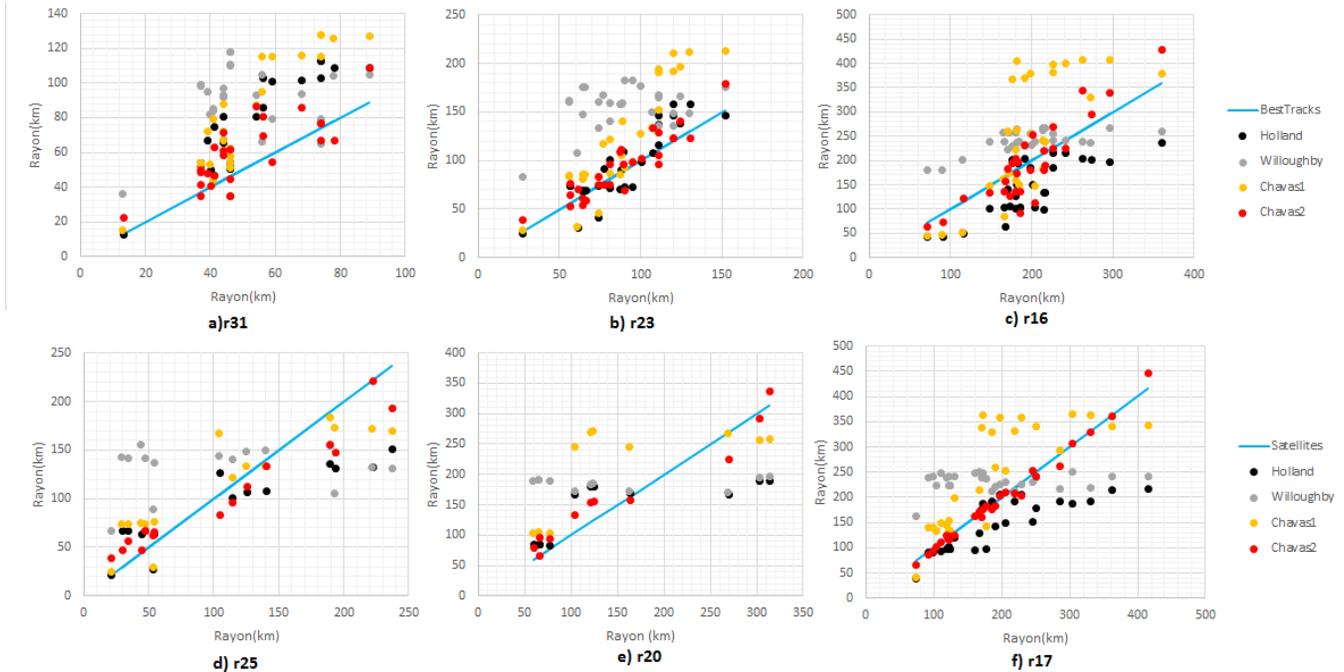


Figure 15: Scatterplot des rayons calculés par différents modèles, comparés aux deux types de sources (ligne bleu): 1ère ligne: rayons caractéristiques du BestTracks, converties à 10-min; 2ème ligne: rayons Ascát/SMOS

3.4 Interprétation des résultats

Au vu des résultats et des explications que nous avons fournies, notre choix de modèle se porte sur chavas2, qui présente de bons résultats, mais aussi des propriétés intéressantes compte tenu de ce que nous allons développer ici. Dans notre aventure au pays des modèles de vent, nous devons porter notre regard sur la sensibilité des paramètres et du programme en lui-même. En effet les données que nous utilisons comme repère, sont aussi sujettes à des erreurs, nous avons déjà évoqué l'erreur possible sur les positions des centres des BestTracks. Il convient d'apporter quelques éclaircissements sur les marges d'erreur, quelles sont les grandeurs de confiance?

Les données les plus fiables données par les BestTracks sont[21]: V_{max} pour les grandeurs physiques, ainsi que la position. Pour ce qui s'agit des rayons, c'est l'information du rayon des 17 m.s^{-1} la plus sûre, même si l'erreur estimée peut cependant aller jusqu'à 20%. En revanche le rayons des 33 m.s^{-1} (31 en appliquant la conversion) se trouve être le paramètre le moins fiable, ce qui peut expliquer la dispersion importante des profils. Au regard de ces arguments, Chavas2 est d'autant plus cohérent qu'il dépend du v_{max} et d'un rayon (r_{17} ici) pour décrire le champ, et de la vitesse/direction de déplacement pour décrire l'effet du mouvement, qui sont eux dépendants de l'information sur la position. Les seuls paramètres nécessaires s'avèrent être les trois plus fiables. De plus deux d'entre eux (r_{17} et position) peuvent être vérifié en exploitant les données de Ascát ou SMOS.

Pour ce qu'il s'agit du V_{max} , nous avons vérifié la sensibilité du modèle sur une large gamme de vitesse (figure 16), en calculant l'aire sous la courbe. Les deux modèles ont été implémentés pour les mêmes conditions. Nous avons d'abord lancé Chavas2, afin de donner le même r_m à Chavas1.

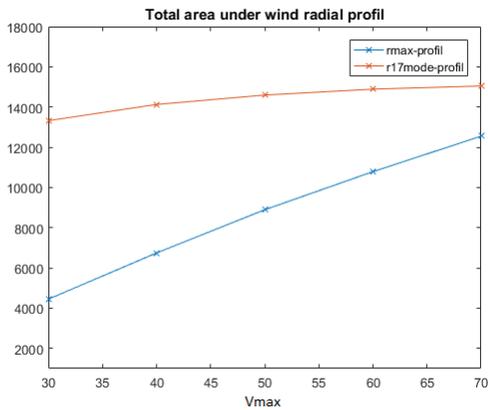


Figure 16: Comparaison aire *Chavas1* et *Chavas2*

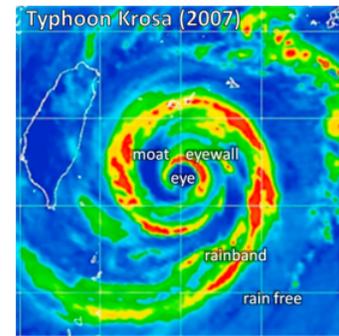


Figure 17: vision pluviométrique du cyclone. Les zones d'importantes averses sont les rainband et l'eyewall (mur de l'œil).

En comparant les deux chavas, on constate que le fait de forcer la solution extérieure en utilisant un rayon, rend la dépendance vis-à-vis du V_{max} plus faible. Les erreurs envisageables sur ce terme, n'auront qu'une influence légère sur nos résultats. En revanche la dépendance sur le r17 est forte, c'est pourquoi comme nous l'avons mentionné dans l'étape 3 de la méthodologie, le rayon qu'on prend est celui donné par l'exploitation de Ascet ou SMOS. Qu'en est-il alors de leurs erreurs ?

Selon l'étude de Chou et al[6], l'incertitude sur Ascet varie selon l'amplitude des vents. Celle-ci allant plutôt dans le sens d'une légère sur-estimation pour les vents faibles $< 12 \text{ m.s}^{-1}$, d'une sous-estimation des vents forts $> 18 \text{ m.s}^{-1}$. L'intervalle le plus fiable étant celui des intensités intermédiaires $12-18 \text{ m.s}^{-1}$, cela va dans le sens de notre choix de prendre le r17. Enfin l'autre élément à prendre en compte concerne la pluie. Comme on peut le voir dans la figure 17, le cyclone peut être décomposé en 5 parties d'un point de vue pluviométrique. L'eyewall et le rainband étant les deux régions principales sujettes à la pluie, il est important d'avoir toujours un oeil sur le flag (indice qualité) de nos résultats. L'avantage des rayons allant de r12-17 est qu'il se situe la plupart du temps dans la zone rain-free, ce qui en fait une aire relativement épargnée. Il peut cependant arriver que le r17 soit dans la rainband, ce qui induit une sous-estimation des rayons [6]. Dans ce cas là, deux situations sont envisageables.

La première serait de prendre le r25, le problème étant que les vents forts sont soumis à des erreurs plus importantes, on peut néanmoins comparer au BestTrack, en plus le r25 peut se situer dans la zone après l'eyewall: la moat, le problème de la pluie serait éliminée. Cette solution est à privilégier que si on peut être confiant envers les rayons du BestTrack pour comparer, et préférentiellement pour les cyclones de catégorie 4 ou 5 car les erreurs augmentent pour les cyclones plus faibles [21].

La deuxième est celle d'utiliser d'autres rayons dans la zone de confiance (r12-r18), mais on ne pourra pas comparer au BestTrack, ce qui au passage est un autre avantage supplémentaire du r17. Autre élément à prendre en compte: la fauchée du satellite. Plus on prend les vents faibles, plus on a de chance d'être en dehors de la zone de capture, cependant ces rayons constituent une bonne solution en cas de contamination du r17 par la pluie. Tout ceci est bien entendu inutile si SMOS est utilisé, car il est peu sensible à la pluie.

Ces constatations bouclent notre partie sur les vents. Les derniers arguments nous confortent dans notre choix de prendre le Chavas2 comme référence pour la suite de notre étude. On gardera néanmoins dans un soucis de comparaison, le modèle de Holland qui a de bonnes similitudes pour les cyclones réduits et intenses, et qui a été utilisé dans l'article qui nous sert de référence[20]. En revanche nous allons laisser willoughby, qui présente certes des résultats cohérents pour les cyclones plus larges, mais qui présente quelques soucis notables. Notre étude étant une étude qui se veut physique, il est difficile de se rendre compte des différents concepts mis en jeu avec un modèle comme Willoughby, ce qui ne l'empêche pas d'être très intéressant notamment dans la prévision des risques, où les modèles statistiques sont sans nul doute les plus avantageux. Ici notre but est d'une part de comprendre les différents mécanismes physiques, afin de pouvoir représenter fidèlement les vents et de les implémenter dans un modèle simple de vagues, ce qui nécessite une approche pouvant jouer avec les différentes grandeurs en cause.

C'est que nous allons voir dans la partie suivante, maintenant que nous avons notre forçage, nous allons pouvoir nous consacrer à l'étude du champ de vagues, et voir comment inclure notre modèle de vent.

4 Couplage modèle vent-vagues

Nous voilà maintenant dans le monde intrépide des vagues, équipé de nos profils de vents et de ce que nous avons développé dans la partie I. Nous nous avançons dans ce monde pour le moins périlleux, car il s'agit de la partie qui aura été la plus épineuse. S'agissant d'un couplage, aux paramètres du cyclone il faut rajouter les caractéristiques propre au milieu, on va donc maintenant rentrer dans l'univers palpitant des hauteurs significatives, du fetch, de l'âge des vagues et autres délices océaniques.

4.1 Modèle de vagues

Toujours dans un soucis de cohérence, cette partie se construit de la même manière que celle pour les vents, ceci afin de prolonger notre démarche et de l'inscrire dans un sentiment de continuité. On va donc dans un premier temps se pencher sur la manière de modéliser le champ de vagues.

Nous allons porter notre regard sur le modèle établie par Kudryatsev et al[30]. Il s'agit d'un modèle simplifié qui représente le comportement du couplage cyclone-vagues pour deux quadrants: celui à droite décrit par le déplacement aligné au vent ($V>0$), et à gauche en opposition ($V<0$). Afin de visualiser toute l'architecture du modèle, nous avons mis ci-dessous un schéma représentatif et les équations qui le régissent.

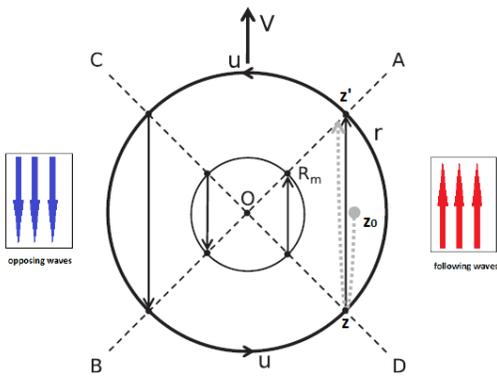


Figure 18: construction du modèle de Kudry. Parcours noir: fetch, Parcours gris: chemin suivie par la vague, avec les points particuliers z_0, z, z' .

Ce modèle a été conçu afin d'étudier la distribution du spectre en énergie le long du transect principal A-B, pour lequel on observe des asymétries importantes dans le champ de vagues (voir I.2). Il constitue donc un intérêt majeur dans les interactions entre les deux systèmes (cyclone et océan). La modélisation proposée de ces comportements se base sur la "géométrie" du cyclone, nous avons marqué le schéma de quelques indices (z, z', z_0), afin de bien visualiser la description qui va suivre. Il est à noter que dans les équations 12 à 15, le symbole tilde signifie qu'il s'agit d'une valeur adimensionnelle. \tilde{L}_{cr} et α_T , sont respectivement le fetch critique, et l'inverse wave age critique.

Focalisons nous sur la partie droite du cyclone délimité par OD et OA, le déplacement et les vents du cyclone sont globalement alignés (éq.12). Dans cette configuration nous avons vu que les vagues peuvent bénéficier d'un apport prolongé des vents, si la translation du cyclone s'accorde à celle des vagues. Cependant cette synchronisation n'a lieu qu'au regard de plusieurs conditions, et c'est maintenant que tout ce qu'on a abordé en partie 1 va nous servir. Tout d'abord les jeunes vagues générées entre OD et OA, avancent dans le sens du vent (et donc du sens de translation). Leurs vitesses étant moindres, la trajectoire vu dans le repère du cyclone est un mouvement vers l'arrière (point z à z_0). Pour qu'elles puissent suivre le déplacement du cyclone, les vagues doivent posséder un fetch relativement distant de OD, pour pouvoir suffisamment se développer et se synchroniser: c'est le terme \tilde{L}_{cr} ou fetch critique(éq.14), d'où le décalage pouvant exister entre la zone des v_{max} et du H_s max. \tilde{L}_{cr} dépend de la variable α_T (trapped inverse age), qui est un rapport entre la force de l'input (vent) et la vitesse de déplacement, et pour laquelle il est possible d'observer le phénomène de "vagues piégées" si la condition suivante est franchie $\alpha = \alpha_T$. Cette condition est respectée si la distance entre 1 et OD est équivalente à \tilde{L}_{cr} . Lorsqu'elles atteignent α_T , la vitesse de

- Équation développement des vagues ($V>0$):

$$\alpha^{1/q} [1 - (1+q)^{-1} \frac{\alpha}{\alpha_T}] = C_\alpha^{1/q} (\tilde{X} - \tilde{L}_{cr}) \quad (12)$$

- Équation développement des vagues ($V<0$):

$$\alpha^{1/q} [1 - (1+q)^{-1} \times \frac{\alpha}{\alpha_T}] = C_\alpha^{1/q} \tilde{X} \quad (13)$$

- Expression des deux paramètres α_T et \tilde{L}_{cr} :

$$\tilde{L}_{cr} = -C_\alpha^{-1/q} \times \frac{q}{1+q} \alpha_T^{1/q} \quad (14)$$

$$\alpha_T = \frac{u}{2V} \quad (15)$$

groupe s'équilibre sur la translation du cyclone, l'effet de "trapped waves" peut commencer. Les vagues bénéficient d'un apport constant et peuvent continuer de se développer. Leurs vitesses va donc progressivement augmenter, leur trajectoire observée est cette fois-ci vers l'avant (point z à z'). Elles vont finir par excéder le cyclone en franchissant la limite OA (point 4), elles vont alors continuer à se propager au devant du cyclone sous la forme de houles. Elles auront au final bénéficié ainsi d'un fetch plus étendu: $\tilde{X} + \tilde{L}_{cr}$. Ces mécanismes sont résumés par l'équation 12. De l'autre côté du cyclone, les jeunes vagues générées se déplacent au sens contraire du déplacement, l'apport du forçage est donc très limité en temps, elles vont donc rapidement sortir de la zone de génération. Cette fois-ci la notion de fetch critique n'a plus lieu d'être, comme on peut le voir dans l'équation 13.

Ces deux équations (eq.12 et eq.13) synthétisent les mécanismes que nous venons de détailler. Elles proviennent d'une équation cinétique décrite par Hasselman, initialement exprimée en fonction des fréquences. Ici, l'approche a été de la modifier pour l'exprimer en fonction de l'inverse wave age et du fetch, en se basant sur des études récentes. De plus elle a été repensé pour considérer la vitesse de déplacement du cyclone, d'où l'apparition du terme α_T qui en dépend. Les équations ainsi obtenues, permettent de décrire le développement des vagues pour un système qui se déplace.

La vitesse de translation V occupe donc une place centrale, car elle permet de rendre compte des interactions plus ou moins longues du couplage cyclone-vagues (voir figure 19). La relation qu'entretient V avec le côté gauche du cyclone est plutôt simple, lorsque la vitesse augmente, le temps d'interaction diminue, on observe donc une diminution de la distribution de l'énergie le long de OB. En revanche la relation avec le côté droit est beaucoup plus ambiguë. Il faut comprendre que si la vitesse du cyclone est trop importante, les jeunes vagues n'auront pas le temps de "s'harmoniser" avec le cyclone. Elles franchiront alors la ligne OD, et se verront dépasser par le cyclone, ce qui engendrera une mer sous-développé. De même, si la vitesse est trop lente, les vagues ne pourront profiter pleinement de l'effet de trapped waves, et ne seront pas aussi développées (voir courbe $V=12 \text{ m.s}^{-1}$ dans la figure 19). Comme nous l'avons mentionné, c'est le jeu entre les trois paramètres: vitesse, vent, rayon qui détermine le comportement dans cette partie du cyclone, c'est ce qui est représenté par l'équation 12.

On remarque aussi la présence d'autres termes, que je n'ai pas mentionné: C_a et q . Il s'agit de constantes déterminées de manières empiriques et qui influencent le profil, notamment l'exposant q . Les valeurs que nous avons utilisées ne sont pas le fruit du hasard, elles reposent sur plusieurs expériences décrites par [2]. En effet le choix de ces constantes, et les hypothèses que le modèle suit, sont des points importants vers lesquels nous allons nous tourner. On en profitera aussi pour détailler la méthode que nous avons appliqué pour introduire notre modèle de vents, et pour exploiter les données altimétriques.

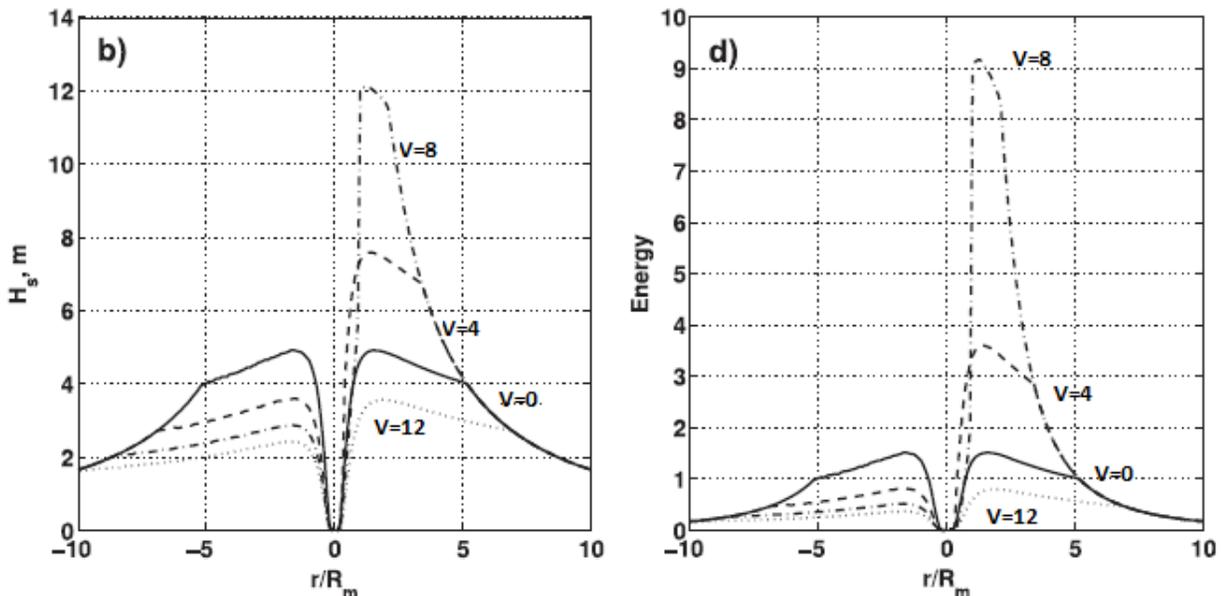


Figure 19: Distribution du H_s et de l'énergie le long de AB en fonction du ratio r/R_m , réalisé pour différents V . En trait complet: cyclone stationnaire, en tiret: $V=4 \text{ m.s}^{-1}$; en tiret-pointillé: $V=8$; en pointillé: $V=12$.

4.2 Intégration du modèle de vent et altimétrie

Nous avançons dans notre voyage, avec comme bagage supplémentaire un modèle de vagues. Pour le moment celui-ci ne résout que les équations 12 et 13 pour un u fixé. Nous devons trouver une méthode pour intégrer nos profils de vent. Pour ce faire nous allons nous plonger dans les hypothèses du modèle, qui vont nous donner quelques clés.

La première hypothèse importante à mentionner, est la trajectoire des vagues. Celle-ci suit la trajectoire indiquée par le sens du vent[32]. Hors dans ces deux portions, on observe un alignement global entre vent et déplacement, on peut donc approximer les parcours à des mouvements rectilignes, comme montré sur la figure(20). Cette approximation conduit à un point important, la courbure des trajectoires est négligée, mais les vents restent constants le long d'un fetch. Ainsi le parcours du point Z_0 à Z et de Z à Z' (figure 18), se fait à vent constant. On peut d'ores et déjà penser à appliquer pour chaque parcours, le vent qui lui est associé, on couvre ainsi toutes les valeurs du profil radial. Mais qui dit radial dit de relier le rayon r correspondant, il faut donc trouver le moyen de le faire intervenir.

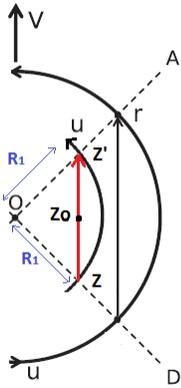


Figure 20: Approximation du parcours des vagues (ligne rouge)

Il y a une autre hypothèse qui va nous servir: Les vagues ont le même parcours. Elles sont générées à une distance critique L_{cr} , et atteignent la vitesse du cyclone le long de la ligne OD. Hypothèse dès plus intéressante, parce qu'il devient très facile de relier le fetch au rayon, qui n'est autre que la distance séparant OD de OA, soit $\sqrt{2}r$ (triangle rectangle et isocèle). Cette approximation est judicieuse, car elle correspond au fetch le plus étendu possible (au-delà on passe à l'arrière du cyclone), et donc aux états de mer les plus développés, pertinent car nous souhaitons observer les H_s (hauteur des vagues les plus hautes).

Il nous est possible de coupler nos modèles! On commence par résoudre l'équation (12) pour la partie avant droit, en utilisant une petite astuce. Plutôt que de se lancer dans la résolution d'équation non linéaire, il serait judicieux de résoudre l'équation dans l'autre sens, en connaissant les bornes de α , et en calculant le fetch adimensionnel \tilde{X} . Pour ce faire, rappelons nous quel est notre but?

De pouvoir observer l'état des vagues le long de OA (pour la partie avant-droit), les vagues n'ayant pas pu se développer suffisamment ne nous intéressent pas, car elles apparaîtront derrière le cyclone. On connaît donc la limite supérieure de α , elle est déterminée par α_T , qui détermine les vagues qui ont réussi à se synchroniser avec le cyclone. Pour ce qui s'agit de la limite inférieure, elle est donnée par une limite physique, estimée d'après une étude sur la dispersion des α [2]. On a évoqué que les mers n'étaient jamais complètement développées pour un cyclone, la valeur physique limitante est 0.85 [2], ce qui donne l'intervalle: $0.85 < \alpha \leq \alpha_T$.

Une fois l'équation résolue, à partir des fetch obtenus on calcule les rayons grâce à l'expression $\sqrt{2}r$, auquel on fera correspondre celui du profil donné par le modèle de vent. On associe ainsi pour un point de OA, son inverse wave age, son fetch, et son profil donné par u et r . On a tous les paramètres nécessaires pour calculer H_s , e , et L_p (la longueur d'onde) qu'on obtient en combinant la relation de dispersion et celle qui lie α à la pulsation w_p (voir eq ci-dessous). Quand à l'énergie, on utilise une loi dite auto-similaire (indépendante des échelles, voir eq 17), on obtient du même coup H_s , qui ne dépend que de l'énergie (I.1):

$$\begin{cases} \alpha = w_p \times \frac{u}{g} \\ \lambda_p = \frac{2\pi \times u^2}{a^2 g} \end{cases} \quad (16)$$

$$\tilde{e} = C_e (\alpha / C_a)^{p/q} \quad (17)$$

On effectue cette démarche pour chaque $u(r)$. Au final on obtient un profil radial en matière de L_p et H_s pour chaque point de OA. On effectue le même processus avec le quadrant arrière gauche, en résolvant l'équation 13.

Une précision est néanmoins nécessaire. C_e et p sont les deux autres constantes empiriques du modèle. Leurs valeurs ont été étudiées via différentes expériences qui ont été réunies dans l'article de Badulin[2]. A travers cette étude il a pu déterminer les résultats qui sont les plus proches des prédictions théoriques, nous avons choisi de prendre ces valeurs, de la même manière que l'article[20] qui nous sert de référence. Leur choix est fondamentale, car elles influencent l'allure du profil (notamment les exposants p et q). Ces paramètres ont pu être testés via un cas de

référence de l'article [].

Le couplage de nos modèles est réalisé, on va effectuer des comparaisons cette fois avec les informations données par Jason2 (voir partie 2). Cet instrument nous donne un profil radial de vent et de Hs le long d'un transect. Nous avons donc choisi les cas pour lequel le satellite passe par la diagonale qui nous intéresse (AB qui relie quadrant avant-droit et arrière gauche), ou du moins à proximité. Nous l'avons cependant évoqué Jason2 ne nous donne pas d'information sur les longueurs d'onde, il faut donc trouver un moyen de les estimer au regard de nos données. Badulin dans [3] a établi une relation permettant de connaître les longueurs d'onde, grâce aux données altimétriques, ce qui est aussi notre cas. La formulation qu'il établit s'écrit comme suit:

$$\lambda_p = \frac{\pi H_s}{2 \times 0.596 |\nabla_p H_s|^{1/5}} \quad (18)$$

Cette formule très pratique, nous permet d'établir une estimation des longueurs d'onde. A l'origine, le gradient de Hs doit être calculé entre deux points consécutifs, dans le sens de déplacement de la propagation des vagues. Cependant les altimètres ne nous donnent l'information que sur un transect, on calcule donc dans sa direction. Du fait de l'angle entre le déplacement des vagues et du transect, on obtient une sous-estimation maximum de l'ordre de 30% ($\cos(80)^{1/5} = 0.7$). Le résultat obtenu directement par l'équation 18, constitue donc une borne inférieure d'estimation. Grâce à l'erreur calculée, on peut donc estimer une zone fiable dans laquelle se trouvent les longueurs d'onde. De plus, la faible dispersion des données que Badulin a comparé, rend solide cette formulation.

Maintenant que nous avons tous nos modèles, et nos outils en poche, nous allons pouvoir passer aux résultats finaux, qui représentent l'aboutissement de ces 5 mois de stage. Nous utiliserons aussi les prévisions du Lp fournies par un modèle 3D complet: WW3 [1]. Cela nous permettra en outre de mettre en lumière la bonne tenue d'un modèle simple, dans un cadre d'étude bien précis.

A partir des Hs de Jason-2, nous avons calculé les longueurs d'onde théoriques grâce à l'équation de Badulin (eq.18). La plupart des passages utilisés ont un transect situé entre 40° et 60°, ce qui induit une sous-estimation de 15%. On a donc à chaque fois tracé la courbe correspondant au résultat de l'équation, la barre médiane à 15% et supérieure 30%, afin d'établir une fourchette fiable dans laquelle les longueurs d'onde doivent se situer. Enfin de la même manière que pour les champs de vent, nous avons forcé Chavas2 avec les r17 de l'altimètre, et complété les informations avec les BestTracks.

4.3 Passages altimétrique

Nous allons pouvoir passer aux résultats, et étudier l'asymétrie du champ de vagues à travers différents cas. Nous nous sommes particulièrement intéressés au cas de Kilo, qui présentait l'avantage d'avoir plusieurs passages d'altimètres le long du transect. Nous avons aussi pris des cas ultérieurs, et étudiés dans [20], afin d'être sûr de la validité de nos résultats. Nous proposons ici de mettre les graphiques obtenus pour deux cas très différents

- 1) Songda: Dans son pic d'intensité, avec un champ de vagues asymétriques.
- 2) Kilo: En décroissance, avec une légère asymétrie de vagues.

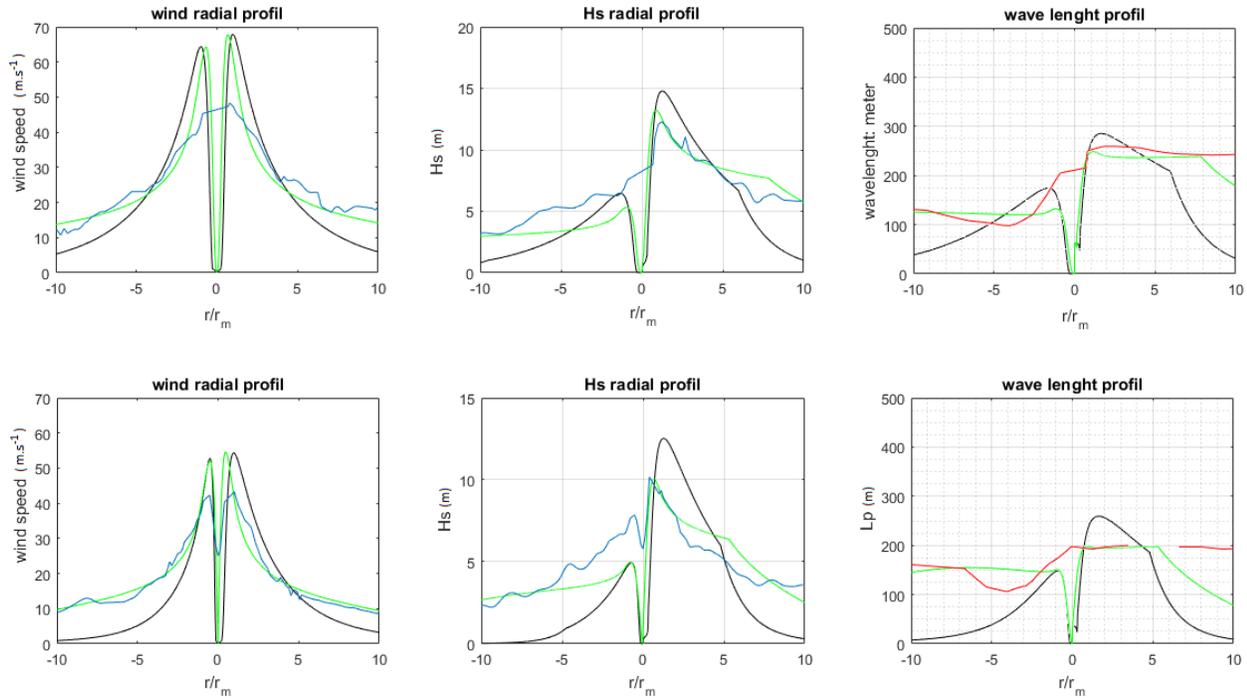


Figure 21: Comparaison des profils altimétriques, du modèle couplé et de WW3. 1ère ligne Songda, 2ème ligne Kilo. Courbes en bleu: altimètre, en rouge: WW3, vert: le modèle kudry+chavas2, en noir: kudry+Holland

Quelques précisions sont nécessaires sur WW3. Nous avons choisi de sélectionner uniquement le profil en longueur d'onde de ce modèle 3D. Le modèle de vent utilisé pour forcer WW3, est un modèle réaliste, très utilisé dans les prévisions, mais qui présente une sous-estimation des vents forts cycloniques. Il n'était donc pas très intéressant de comparer le profil de vent. Le Hs du fait d'un décalage, rendait difficile la lecture du graphique, cependant les valeurs sont répertoriées dans le tableau 2.

En revanche, il est très intéressant d'afficher ses longueurs d'onde, ne serait ce que pour pouvoir comparer notre programme, avec un modèle complet qui donne des résultats fiables, là où notre altimètre ne nous donne qu'une estimation par calcul (eq.18). L'autre point, qu'on peut d'ailleurs observer sur la figure (21) avec Songda et Kilo, c'est qu'il met en évidence que ce n'est pas temps le pic d'intensité qui compte, mais le profil extérieur, où des vents soutenus s'exercent. Par conséquent, on observe des longueurs d'onde similaire entre WW3 et le modèle couplé avec Chavas2. Comme on a pu le voir avec l'expression de Badulin (eq 18), ce n'est pas que le pic du Hs qui est déterminant, mais le gradient. Plus le gradient est faible, plus le profil de Lp augmente et forme un plateau, c'est ce qui se passe avec Chavas2 et WW3 pour les deux courbes. On constate par ailleurs, la très bonne correspondance entre le profil modélisé par Chavas2 et celui observé par l'altimètre (à l'exception du pic qui est sous-estimé par ce dernier), ce qui consolide les observations faites en partie 2. Cette symbiose continue d'être observée avec le profil Hs, particulièrement avec le quadrant avant-droit(axe abscisse positive), ou non seulement le gradient, mais aussi le pic est respecté. On remarque toutefois une faiblesse (plus marqué sur Kilo) de nos prévisions concernant le quadrant arrière-gauche, même si le gradient semble être relativement semblable, avec une rencontre des deux profils sur les rayons plus éloignés (pour Kilo et Songda). Autre point positif que nous venons déjà d'aborder: la similitude entre les prévisions des deux modélisations, les paliers se rejoignent pour les deux cas. On n'oubliera pas de préciser que le décalage de la courbe WW3 est dû à une question de colocalisation, le centre n'est pas placé pas au même endroit, ce qui ici n'a pas d'importance, on cherche à observer les paliers des deux quadrants, et à les comparer.

Enfin Holland, qui confirme ses tendances, avec une bonne représentation pour la première partie du profil, cependant sa décroissance trop rapide par la suite, rend les profils très divergents en matière de Hs et surtout de Lp. On n'observe pas de paliers.

On va pouvoir confirmer ces constatations via quelques scatterplots réalisés (figure 22). En outre, ça nous permet de vérifier nos profils, grâce aux prévisions théoriques de Badulin pour les Lp, et aux Hs mesurés.

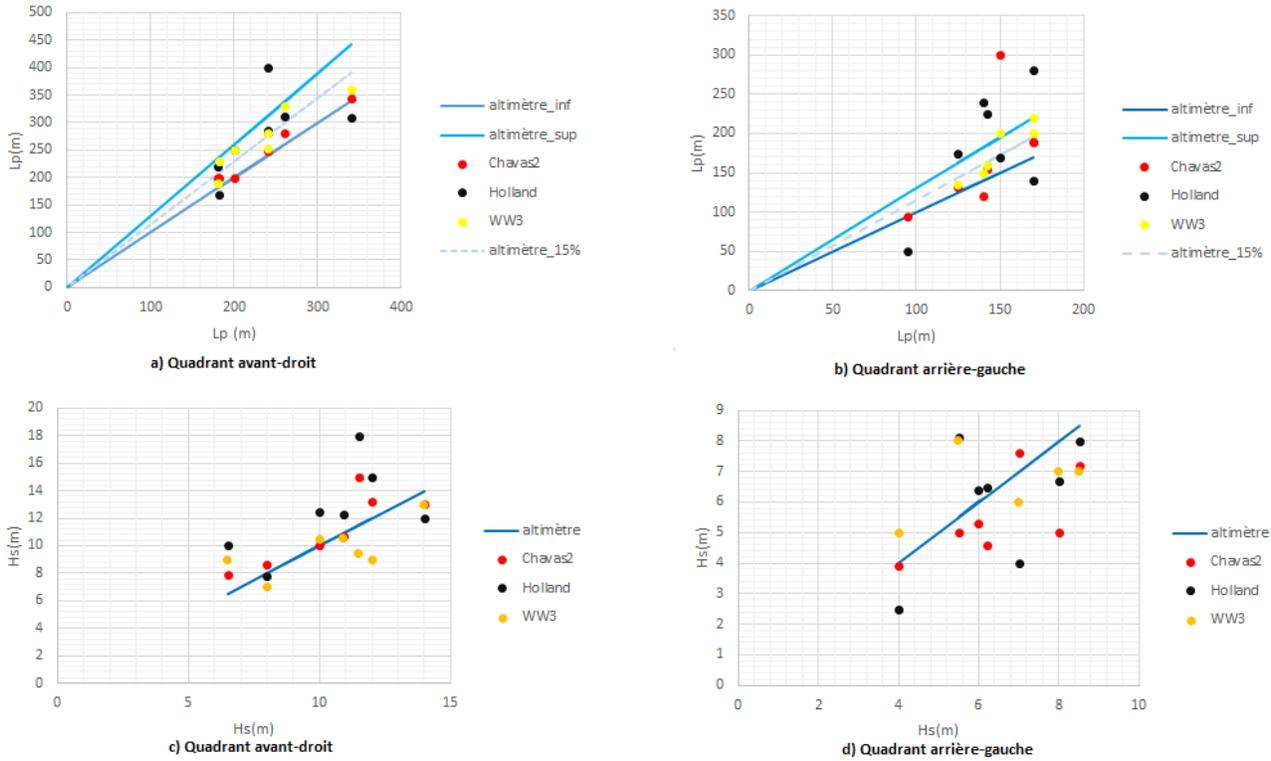


Figure 22: Scatterplot pour les longueurs d'onde (1ère ligne), et Hs (2ème ligne) pour les deux quadrants. Valeurs de référence: altimètres, comparatif des résultats obtenus par WW3 et le modèle Kudry-Chavas2 et kudry-Holland.

Ces schémas nous montrent, que d'une part le comportement du quadrant avant-droit est bien respecté pour Chavas2. En effet il est toujours situé dans la zone d'estimation, ainsi que dans la zone médiane, et souvent très proche de WW3, ce qui consolide fortement la prévision du modèle, mais aussi de la prévision théorique. En terme de Hs, sa dispersion est faible pour tous ces cas de cyclones.

Holland observe lui une dispersion importante en terme du Lp, hors de la zone d'estimation, et éloigné de WW3. Ce comportement est confirmé par la dispersion des Hs. Les points les plus éloignés étant pour des cyclones plus larges. Cette dispersion est d'autant plus importante pour le quadrant arrière gauche, notamment pour les longueurs d'onde, tous en dehors de la zone à l'exception d'un. Néanmoins on constate aussi des petites faiblesses de Chavas2 pour ce quadrant. En effet il y a une légère dispersion, deux points sont en dehors de la zone d'estimation. Tous les autres eux, sont très proche des données WW3, ce qui est au final rassurant. Même réflexion pour le schéma d), avec une dispersion un peu plus forte où on aperçoit un point plus éloignés, le reste étant très cohérent avec les valeurs observées.

Les prévisions théoriques de Badulin, calculées à partir des Hs de Jason2, sont bien confirmées par WW3 dans le diagramme b), ce qui exclue une quelconque erreur. La balance penche donc du côté de notre modèle, la majorité des points répondant très bien aux estimations, laisse suggérer l'observation de deux cas limites.

De manière générale, Chavas2 respecte très bien les asymétries du champ de vagues, notamment pour les Lp, et ceci pour des cyclones de tailles, d'intensités et de vitesses différentes (voir tableau 2). On peut aussi souligner, qu'il offre la représentation la plus fidèle aux observations pour les Hs (mise à part la surestimation d'Isabel), du fait qu'il ne sous-estime pas les vents forts. Holland est plus disparate, avec une inclination à exacerber les asymétries des Hs, en sous-estimant celles de l'arrière, et en amplifiant celles du côté avant. Cette dispersion est plus remarquée pour les cas extrêmes, à savoir vitesse très rapide ou au contraire quasiment stationnaire.

Enfin, pour faire le parallèle avec le contexte théorique, on constate que la vitesse de translation occupe un rôle centrale dans l'asymétrie observée des vagues. En effet les deux cas les plus asymétriques, sont pour les deux

cyclones rapides (en rouge dans le tableau 2). Pourtant ceci n'ont pas une asymétrie des vents importante, au regard de leur r17, même si songda présente des pics d'intensité différents (figure 21), le reste du profil est symétrique. Ceci met bien sur en évidence l'importance du phénomène de trapped waves, dans le rôle qu'il occupe dans la dissociation des deux quadrants. L'asymétrie des vents a cependant un impact important, c'est le cas de Muifa, qui présente une vitesse moyenne, mais des vents très asymétriques (voir r17), et vagues qui le sont tout autant. C'est l'effet conjoint de ces deux phénomènes qui détermine le degré d'asymétrie. Ainsi on observe des vagues très peu asymétriques (en violet) pour Kilo2 (vent symétrique) et Kilo4 (vent asymétrique), qui du fait de leur vitesse faible, ne dissocient pas les deux quadrants.

	Kilo1	Kilo2	Kilo3	Kilo4	Isabel	Songda	Muifa
Date	01/09/15	04/09/15	08/09/15	03/09/15	14/09/03	27/05/11	06/09/11
Vmax (m.s ⁻¹)	53	41.2	31	40	66	66	32
V (m.s ⁻¹)	3.8	3.2	8	1.4	6.1	5	4
Ratio= V/Vmax	0.07	0.08	0.26	0.035	0.09	0.08	0.13
rm(km)	45	28	37	100	65	28	175
r17(km) (AvD/AG)	186/200	220/220	180/190	296/176	250/250	200/200	400/290
Hs_ altimètre (m) (AvD/AG)	10/8	8/7	14/4	6.5/5.5	11.5/8.5	12/6	10.9/6.2
Hs_Chavas2 (m) (AvD/AG)	10/5	8.6/7.6	13/3.9	7.9/5	15/7	13.2/5.3	10.7/4.6
Hs_Holland (m) (AvD/AG)	12.5/6.7	7.8/4	12/2.5	10/8	18/8	15/6.4	12.3/6.5
Hs_Holland	10.5/7	7/6	15/5	9/8	9.4/5.7	-	-
Lp_Badulin (m) (AvD/AG)	200/140	182/170	340/100	180/150	240/140	240/120	260/170
Lp_Chavas2 (m) (AvD/AG)	200/155	200/190	344/100	200/300	280/120	248/132	280/190
Lp_Holland (m) (AvD/AG)	250/225	170/140	310/50	220/500	400/240	285/174	312/280
Lp_WW3 (m) (AvD/AG)	200/160	230/220	360/-	190/200	280/150	254/135	330/200

Tableau2: Champ de vent des cyclones, et données altimétriques. En rouge: les deux cas conduisant à une asymétrie de champ vagues importante, en violet: les deux cas les moins asymétriques en vagues. En gras: données de référence altimètre. AvD=quadrant avant droit, AG=quadrant arrière gauche.

Pour conclure sur ces observations, nous allons regarder plus en profondeur notre modèle Kudry-Chavas2, car il y a quelques points qui ont retenus notre attention sur le quadrant arrière-gauche. On pourra ainsi faire quelques interprétations finales sur notre modèle, et voir un cadre de validité.

4.4 Interprétation finale

Dans l'ensemble, le modèle Kury-chavas2 répond bien aux comportements des différents quadrants. Cependant on observe deux cas divergents pour le côté arrière gauche, dont un très éloigné des prévisions en terme de Lp. Le premier, du fait de sa légère sous-estimation, pourrait s'agir d'une petite déviation de nos inputs. En revanche, celui très éloigné marque clairement une défaillance dans notre programme. Afin d'y réfléchir revenons sur les hypothèses qui fondent le modèle.

Le premier point à aborder, concerne une des problématiques intrinsèque à la mécanique des fluides : la dualité Lagrangienne/Eulérienne. La première vision suit la vague, l'autre observe en un point les vagues arrivant sur lui. Ce sont deux versants d'une même montagne, mais celles-ci n'observent pas forcément les mêmes tendances, et ne convergent donc pas vers le même résultat (question d'échelle de temps).

Les deux équations socles du modèle (12 et 13), offrent une vision lagrangienne du problème. En effet on suit le développement de la vague tout au long du parcours. En revanche l'observation par Jason2, elle, est eulérienne car l'altimètre regarde les vagues en un transect. Ce qui peut être cause de divergence si les hypothèses derrière les équations ne sont pas vérifiées. Elles ont été établie via une condition importante que nous avons abordé en 1.1, celle de "fetch-limited conditions". Elle est bien vérifiée pour le quadrant avant-droit, les vagues que nous observons sont des vagues qui ont subie le phénomène de trapped waves, et qui se déplacent dans la direction du cyclone, le temps d'interaction est par conséquent beaucoup plus long, les vagues ont le temps de se développer. En revanche pour ce qui est du quadrant arrière gauche, les vagues sortent beaucoup plus vite en raison de leur sens contraire au déplacement. Dans cette configuration, la condition n'est pas respectée, c'est ce que nous avons remarquée en appliquant dans notre modèle l'équation 13, les longueurs d'ondes que nous obtenions ne dépassaient jamais les 120

mètres. C'est pourquoi les résultats que nous vous avons présentés tout au long de la partie 3, ont bien été obtenus par l'équation 12 dans le quadrant avant-droit, mais pour le quadrant arrière-gauche nous avons finalement opté pour une vision eulérienne.

L'article de Kudryatsev[20] est basé sur un ensemble de lois self-similar (autosimilaire). Cet ensemble comme nous l'avons mentionné, est une approche très récente dont le but est d'universaliser les solutions. Parmi ces lois, on trouve des relations temporelles, qui offrent un point de vue eulérien:

$$\tilde{w}_p = C_{\alpha t} \tilde{t}^{q_t} \quad (19) \quad \tilde{t} = \frac{tg}{u} \quad (20)$$

On se base cette fois sur la fréquence en l'associant au temps adimensionnel, avec $C_{\alpha t}$ et q_t , qui sont dépendantes des constantes que nous avons déjà utilisé précédemment (p,q,...). Le temps t lui est exprimé en fonction du fetch ($\sqrt{2}r$) et de la vitesse de translation du cyclone. En obtenant w_p , on peut remonter à α et L_p grâce aux relations que nous avons évoqué dans la partie 4.2 (éq.16). Par succession, on trouve l'énergie et Hs, ce qui nous permet de résoudre notre problème d'une manière différente.

Grâce à ces lois, nos résultats étaient concordant avec les prévisions, à l'exception du point éloigné qu'il nous faut encore expliqué. Il correspond à Kilo lorsqu'il était animé d'une vitesse très faible, de l'ordre de 1.4 m.s^{-1} . Il se peut alors qu'il constitue un cas limite au vu de sa vitesse très faible. Ce modèle ayant été conçu pour étudier la croissance des vagues dans les limites d' α réalistes, serait un bonne représentation dans la majorité des cas. Cependant pour les états de mer dont la croissance a été soit trop faible, du fait d'un V excessivement rapide (quadrant avant-droit), ou trop élevé du fait d'un V quasiment stationnaire (quadrant arrière-gauche), peuvent constituer des cas qui sortent du cadre des lois de croissance des vagues. Afin de vérifier ces différents points, il faudrait ajouter plus de passages altimétriques.

Cette belle aventure arrive à son terme, le couplage observations-modélisations, nous aura permit d'appréhender à nouveau les interactions océan-atmosphère, via les asymétries du champ de vagues. Ce jeu entre observations et modélisations permet d'avoir une vision plus globale du problème, l'une en servant de référence et en amenant les idées, l'autre afin d'essayer d'offrir une représentation fidèle, en s'interrogeant sur les mécanismes et paramètres qui contrôlent le phénomène observé. De plus les cyclones étant un système mobile, il est parfois difficile d'avoir les observations nécessaires, la modélisation prend alors tout son sens. Le modèle Kudry-Chavas2 pourrait être consolidé en comparant les longueurs d'onde aux mesures SAR (synthetic aperture radar) qui donnent une mesure des L_p . Afin de conclure, nous allons brièvement aborder les perspectives que nous offrent le modèle, ainsi que ses améliorations futures.

5 Perspective et conclusions

5.1 Perspectives

A travers ce rapport, plusieurs perspectives se dégagent. Tout d'abord, le cyclone et l'océan c'est aussi une histoire de mélange. La couche de mélange ne dépassant généralement pas les 100m, les vagues peuvent représenter une portion importante de cette couche (voir les Hs figure 22). Les turbulences générées par les vagues, notamment lorsqu'elles déferlent peuvent apporter une contribution non négligeable, c'est ce qu'on avait abordé dans le stage de l'année dernière[8]. Le modèle décrit par Chapron, avait l'originalité d'inclure quelques éléments du déferlement dans le processus du mélange. De plus les vagues influent aussi sur un autre paramètre important, les propriétés géométriques de la surface : la rugosité. Celle-ci venant modifier la réponse de la surface à la contrainte exercée par le vent, via le coefficient de traînée C_D . Ce coefficient est au coeur des débats actuels quand à son évolution pour des vents importants. En effet certaines études laissent suggérer [29] que le coefficient de traînée ne reste pas saturée mais finit par décroître, provoquant un découplage de l'océan avec l'atmosphère. Ce coefficient est donc important pour étudier le comportement du couplage, mais les actions et rétroactions rendent son étude compliquée. Le vent vient exercer une tension à la surface, celle-ci se manifeste par la génération de vagues, qui en modifiant la rugosité vont faire aussi évoluer le C_D . Ce terme permet aussi de caractériser les échanges de quantités de mouvement, il est donc important non seulement pour quantifier l'énergie cinétique injecter dans l'océan par les cyclones [5][36], et donc étudier le mélange, mais aussi pour caractériser les frictions, et donc influencer sur le profil du vent, ce qui est le cas dans Chavas. Une meilleure connaissance de ce terme permettrait d'améliorer les modèles, mais aussi l'instrumentation (ex:Ascat).

D'autres points seraient intéressants à développer, comme l'utilisation d'un autre modèle forcé comme la version plus récente d'Holland [15]. Il conviendrait aussi de pouvoir observer un champ 2D de vagues sur les deux quadrants que nous avons étudiés, et par la suite à développer des équations simplifiés pour décrire le comportement sur l'autre axe du cyclone (axe CD, figure 18). Enfin il serait intéressant de poser un cadre de validité au modèle.

5.2 Discussion

Ce stage s'achève, nous pouvons en tirer plusieurs leçons. Tout d'abord l'étude des champs de vent nous a permis d'établir toute une démarche, dans la modélisation des profils radiaux et champs 2D. Le modèle de Chavas(2014) nous a mis en évidence l'intérêt de forcer avec le rayon des vents à 17 m.s^{-1} (r17), afin d'obtenir un profil fiable, surtout pour la partie extérieure du cyclone, la plus importante dans le développement des vagues. Cette remarque est d'autant plus intéressante que le r17 est un rayon de confiance donné par nos instruments (ascat et SMOS). Ces constatations se sont révélées d'autant plus sûres, que Chavas couplé au modèle de vagues, offre de très bonnes correspondances en terme de hauteur significative (Hs) et longueurs d'onde (Lp), avec les données altimétriques et un modèle bien plus complet: WW3. De plus il offre une bonne représentation des asymétries observées dans le champ de vagues, et souligne l'importance du phénomène de "trapped waves". On notera cependant la nécessité de continuer à améliorer l'instrumentation, notamment SMOS qui s'avère être particulièrement prometteur. Sa sensibilité moindre à la pluie et sa mesure des vents plus forts, le rendent particulièrement intéressant pour l'étude du champ de vent cyclonique, le seul défaut venant de la résolution plus faible de cet appareil. On voit cependant que les données des bestTracks peuvent servir de solution complémentaire, à l'utilisation des champs 2D satellites. L'utilisation de modèles analytiques simplifiés, s'avèrent être une approche particulièrement intéressante, car elle demande une bonne compréhension des phénomènes en jeu, et s'inscrit dans un contexte et des hypothèses bien définis. Le modèle de kudryatsev et al[20] se base sur des interprétations de lois récentes, qui tentent d'universaliser les solutions des équations dans un cadre précis. C'est aussi en cela que cette démarche s'avère pertinente.. J'ai le souhait par la suite de continuer à creuser sur cet objet fascinant qu'est le cyclone, faisant appelle à la fois à la modélisation et aux observations, de nombreuses questions subsistent notamment la contribution des vagues dans le mélange. Afin de rendre plus solide nos résultats, il sera intéressant de comparer nos profils de Lp avec l'instrument SAR (Radar à synthèse d'ouverture) qui permet de les mesurer. Si ce stage s'achève, l'aventure elle, est loin d'être terminée, même si les vagues finissent par quitter le cyclone, je compte bien y garder mes voiles encore un bon moment à l'intérieur.

Bibliographie

- [1] Ardhuin, F ; Magne, R ; Roland, A .*On the developments of spectral wave models: numerics and parameterizations for the coastal ocean*, Ocean dynamics, 2014.
- [2] Badulin, S.I .*Weakly turbulent laws of wind-wave growth*, Fluids mechanics, 2007.
- [3] Badulin, S.I .*A physical model of sea wave period from altimeter data*, Journal of Geophysical Research, 2014.
- [4] Bowyer, P.J and MacAfee, A.W .*The theory of trapped-fetch waves with tropical cyclones-An operational perspective*, Weather and Forecasting, 2005.
- [5] Chavas, D.R and Ning,L . *A Model for the complete radial structure of the tropical cyclone wind field. Part I: Comparison with observed structure*, Journal of the atmospheric sciences, 2015.
- [6] Chou, K.H ; Wu, C.C ; Lin, S.Z ; *Assessment of the ASCAT wind error characteristics by global dropwindsonde observations*, Journal of Geophysical Research, 2013.
- [7] Csanady, G.T . *Air-sea interaction: Laws and Mechanisms*, Cambridge University Press, 2001.
- [8] Combot, C . *couplage Océan-Atmosphère: Effet d'un cyclone sur la couche superficielle océanique*, Rapport de stage M1 , 2015.
- [9] Fontaine, E. *A Theoretical Explanation of the Fetch- and Duration-Limited Laws*, Journal of physical oceanography, 2013.
- [10] Harper, B.A ; Kepert, J.D ; Ginger J.D .*Guidelines for converting between various wind averaging periods in tropical cyclone conditions*, 2010.
- [11] Hasselman, K . *A parametric wave prediction model*, Journal of physical oceanography, 1976.
- [12] Hasselman, K . *On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum, Part I: General theory*, Journal of Fluid Mechanics, 1962.
- [13] Holland, G. *A revised model for radial profiles of hurricane winds*, Monthly Weather Review, 2010.
- [14] Holland, G. *An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes*, Monthly Weather Review, 1980.
- [15] Holland, G. *A revised hurricane pressure-wind model*, Monthly Weather Review, 2008.
- [16] Holthuijsen, L.H ; Powell, M.D; Pietrzak, J.D . *Wind and waves in extreme hurricanes*, Journal of Geophysical Research, 2012.
- [17] Hwang, P.A . *Fetch- and duration-limited nature of surface wave growth inside tropical cyclone: with applications to air-sea exchange and remote sensing*, Journal of physical oceanography, 2016.
- [18] Jones, I.S.F ; Toba, Y . *Wind Stress over the Ocean*, Cambridge University Press, 2008.
- [19] Knaff, J.A ; Sampson, C.R ; Fitzpatrick, P.J ; Jin, Y ; Hill, C.M. *Simple diagnosis of Tropical cyclone structure via pressure gradients*, Weather and Forecasting, 2011.
- [20] Kudryavtsev, V ; Golubkin, P ; Chapron, B .*A simplified wave enhancement criterion for moving extreme events*, Journal of geophysical Research: Oceans, 2015.
- [21] Landsea, C.W ; Franklin, J.L . *Atlantic database uncertainty and presentation of a new database format*, Monthly Weather Review, 2013.
- [22] Miles, J.W ; *On the generation of surface waves by shear flows*, Journal of Fluid Mechanics, 1957.
- [23] Phillips, O.M ; *On the generation of waves by turbulent wind*, Journal of Fluid Mechanics, 1957.
- [24] Shea, D.J ; Gray, W.M . *The hurricane's inner core region. I. Symmetric and Asymmetric structure*, Journal of the atmospheric sciences, 1973.
- [25] Stewart, R.H . *Introduction of physical Oceanography*.
- [26] Stiassnie, M . *Fetch-limited growth of wind waves*, Journal of geophysical Research: Oceans, 2012.
- [27] Terry, J.P . *Tropical Cyclones: Clymatology and Impacts in the South Pacific*, Springer, 2007.
- [28] Tournadre, J ; Quilfen, Y . *Impact of rain cell on scatterometer data: 1.Theory and modeling*, Journal of Geophysical Research, 2003.
- [29] Vincent, E. *Interactions entre les Cyclones Tropicaux et l'Océan: de l'échelle synoptique à l'échelle climatique*, Université Pierre et Marie Curie, 2011.
- [30] Willoughby, H.E . *Parametric Representation of the primary hurricane vortex. Part II: a new family of sectionally continuous profiles*, Monthly Weather Review, 2005.
- [31] Willoughby, H.E . *Parametric Representation of the primary hurricane vortex . Part I: Observations and evaluation of the holland (1980) model*, 2004.
- [32] Young, I.R . *Directional spectra of hurricane wind waves*, Journal of Geophysical Research.
- [33] Young, I.R . *A review of the sea state generated by hurricanes*, Elsevier, 2002
- [34] Young, I.R . *A parametric hurricane wave prediction model*, coastal engineering, 1988
- [35] Young, I.R ; Vinoth, J . *An "extended fetch" model for the spatial distribution of tropical cyclone wind waves as observed by altimeter*
- [36] Zhang, Z ; shi, J ; Li, X ; Jiang, G ; Zeng, W ; Li, Y .*The Influence of wave state and sea spray on drag coefficient from low to high wind speeds*, Journal of Ocean University of China, 2016.