

Mémoire

en vue de l'obtention de

l'Habilitation à Diriger des Recherches

**Modélisation pour l'étude des cyclones tropicaux :
de leur dynamique interne à leur interaction avec l'océan**

présenté et soutenu le 04 Juillet 2024 par

Ludivine ORUBA

devant le jury composé de :

Mme Solène Turquety	Présidente du jury
M. Xavier Carton	Rapporteur
M. Paul Billant	Rapporteur
Mme Céline Guervilly	Rapporteure
M. Michel Benoit	Examineur

Table des matières

1	Résumé	5
2	Dynamique des cyclones	9
2.1	L'oeil du cyclone dans la littérature	10
2.2	Nouveau mécanisme de formation de l'oeil	12
2.3	Importance des conditions aux limites	16
2.4	Approches asymptotiques	18
3	Interactions océan-atmosphère	21
3.1	Effet du passage d'un cyclone sur l'océan superficiel	23
3.2	Vagues générées sous un cyclone	25
3.2.1	Observations <i>in situ</i> et par satellite	25
3.2.2	Fiabilité des mesures de vagues par satellite dans les cyclones	32
3.2.3	Asymétrie du champ de vagues dans un cyclone	36
4	Perspectives	41
4.1	Intensification des cyclones tropicaux	41
4.2	Vagues générées par les cyclones	42
4.3	Impact des vagues sur les atolls	43
	Bibliographie	45
A	Curriculum Vitae	53
B	Liste détaillée des étudiants encadrés et co-encadrés	59
C	Ecoulements magnétohydrodynamiques	63
D	Sélection de 5 articles	67

Chapitre 1

Résumé

J'ai effectué, de 2009 à 2012, ma thèse de doctorat au Laboratoire de Météorologie Dynamique à l'Ecole Normale Supérieure (ENS) sous la direction de Guillaume Lapeyre et Gwendal Rivière. L'objectif était de mieux comprendre le cycle de vie des dépressions de moyennes latitudes, tant du point de vue de leur trajectoire que de leur intensification. J'ai ensuite effectué un post-doctorat au Département de Physique de l'ENS sur un poste d'AGPR (AGrégée PRéparatrice) au cours duquel j'ai travaillé sur les modèles numériques pour la Géodynamo (voir Annexe C). Depuis 2015, je m'intéresse aux cyclones tropicaux (CT) et à leur couplage avec l'océan. Les CT sont sans doute le phénomène météorologique le plus spectaculaire, mais aussi le plus complexe en terme d'interactions océan-atmosphère. En 2017, j'ai rejoint le LATMOS comme maître de conférences à Sorbonne Université pour étudier leur dynamique interne et leurs échanges thermiques et mécaniques avec l'océan.

Une partie de mes recherches concerne la dynamique de formation de l'oeil des CT. Malgré son omniprésence dans les CT et son rôle clé dans l'intensification des CT, son mécanisme de formation fait toujours l'objet de débats dans la communauté. Grâce à un modèle de cyclone axisymétrique entretenu par la convection de Rayleigh-Bénard en rotation, dans l'approximation de Boussinesq, nous avons mis en évidence un nouveau mécanisme de formation d'oeil, prouvant que des mécanismes non-linéaires de dynamique des fluides suffisent à former un oeil dans une structure convective en rotation (Oruba *et al.*, 2017a, 2018). Ces travaux ont été menés en collaboration avec le Pr. P. Davidson (U. de Cambridge, UK) et avec le Pr. K. Emanuel (MIT, USA). Ces travaux ont également donné lieu à des études plus théoriques, basées sur des développements asymptotiques menées avec le Pr. A. Soward (U. de Newcastle, UK). L'approche asymptotique offre un complément essentiel à l'étude numérique. Elle nous a notamment permis de montrer que la question du choix des conditions aux limites dans les modèles de cyclone isolé n'est pas triviale et a des conséquences importantes sur la structure de la solution. Ces travaux sont détaillés dans le chapitre 2 de ce manuscrit.

Depuis mon arrivée au LATMOS, je m'intéresse également aux interactions océan-atmosphère, qui jouent un rôle majeur dans les CT qui puisent leur énergie dans l'océan tout en y induisant des modifications thermiques et dynamiques. Mes travaux s'appuient principalement sur des modèles numériques idéalisés lagrangiens et des données

observationnelles, essentielles dans ce type d'études.

J'ai d'abord travaillé sur les modifications thermiques de l'océan superficiel induites par le passage d'un CT. A l'aide de simulations numériques d'advection lagrangienne ainsi que d'observations spatiales et *in situ*, nous avons notamment mis en évidence le rôle prépondérant joué par l'advection horizontale, qui peut induire des variations très rapides de la température de l'eau (Oruba *et al.*, 2017b). Un autre aspect de l'interaction CT-océan concerne la houle cyclonique générée lors du passage d'un cyclone. J'utilise principalement les mesures de vagues par l'instrument SWIM du satellite CFOSAT et des mesures *in situ* par des bouées, des drones flottants (saildrones) et des capteurs de pression. Ces derniers sont immergés à profondeur fixée et permettent de reconstruire les vagues à la surface de l'océan. L'instrument SWIM permet une description sans précédent de l'état de la mer, en donnant accès à la composante "mer du vent" du spectre, c'est-à-dire aux longueurs d'onde inférieures à 150 m environ, jusqu'ici difficilement mesurables (Oruba *et al.*, 2022). De plus, nous avons montré que les spectres de vagues issus de SWIM semblent peu affectés par la pluie et restent de bonne qualité dans les CT. Des vagues extrêmes peuvent être observées lors de CT. Ces vagues sont particulièrement dévastatrices et les mécanismes à l'origine de leur développement sont un sujet de recherche ouvert et très actif. La "théorie des vagues piégées", dans laquelle le déplacement du CT joue un rôle central, offre une explication possible à la génération de ces vagues extrêmes. La combinaison d'observations par un saildrone et d'un modèle analytique nous a récemment permis de mettre en évidence l'existence de vagues "piégées" dans l'ouragan SAM (2021) (Zhao *et al.*, 2024, en révision). Mes recherches portant sur l'interaction océan-atmosphère sont présentées dans le chapitre 3.

Enfin, le chapitre 4 de ce manuscrit présente mon projet de recherches pour les années à venir. En annexe sont rassemblés mon curriculum vitae (Annexe A), incluant la liste complète de mes publications, la liste détaillée des étudiants que j'ai encadrés (Annexe B), un descriptif de mes travaux de post-doctorat sur les écoulements magnétohydrodynamiques (Annexe C) et enfin une sélection de 5 publications (Annexe D).

Résumé en anglais :

From 2009 to 2012, I carried out my PhD thesis at the Laboratoire de Météorologie Dynamique at the Ecole Normale Supérieure (ENS) under the supervision of Guillaume Lapeyre and Gwendal Rivière. The aim was to gain a better understanding of the life cycle of mid-latitude storms, both in terms of their trajectory and their intensification. I then carried out a post-doctorate at the Physics Department of the ENS as an AGPR (AGrégée PRéparatrice), working on numerical models for geodynamo (see Appendix C). Since 2015, I have been interested in tropical cyclones (TCs) and their coupling with the ocean. TCs are undoubtedly the most spectacular meteorological phenomenon but also the most complex in terms of ocean-atmosphere interactions. In 2017, I joined LATMOS as a lecturer at Sorbonne Université to study their internal dynamics and their thermal and mechanical exchanges with the ocean.

Part of my research concerns the dynamics of TC eye formation. Despite its ubiquity

in TCs and its key role in TC intensification, its formation mechanism is still a matter of debate in the community. Using an axisymmetric cyclone model driven by rotating Rayleigh-Bénard convection in the Boussinesq approximation, we have introduced a new eye formation mechanism, proving that nonlinear fluid dynamics mechanisms are sufficient to form an eye in a rotating convective structure (Oruba *et al.*, 2017a, 2018). This work was carried out in collaboration with Prof. P. Davidson (U. of Cambridge, UK) and Prof. K. Emanuel (MIT, USA). This work has also given rise to more theoretical studies, based on asymptotic developments carried out with Prof. A. Soward (U. of Newcastle, UK). The asymptotic approach offers an essential complement to the numerical study. In particular, it has enabled us to show that the question of the choice of boundary conditions in an isolated cyclone model is non-trivial and has important consequences for the structure of the solution. This work is detailed in chapter 2 of this manuscript.

Since joining LATMOS, I have also been interested in ocean-atmosphere interactions, which play a major role in TCs that draw their energy from the ocean while inducing thermal and dynamic changes. My work is mainly based on idealized numerical Lagrangian models and observational data, which are essential for this type of study.

I first worked on the thermal modifications of the surface ocean induced by the passage of a TC. Using numerical simulations of Lagrangian advection as well as spatial and *in situ* observations, we have highlighted the predominant role played by horizontal advection, which can induce very rapid variations in water temperature (Oruba *et al.*, 2017b). Another aspect of TC-ocean interaction concerns the cyclonic swell generated during the passage of a cyclone. I mainly use wave measurements by the SWIM instrument on the CFOSAT satellite, and *in situ* measurements by buoys, floating drones (saildrones) and pressure sensors. The latter are immersed at fixed depths and allow reconstruction of waves at the ocean surface. The SWIM instrument provides an unprecedented description of the sea state, giving access to the "wind sea" component of the spectrum, i.e. wavelengths below some 150 m, which until now have been difficult to measure (Oruba *et al.*, 2022). In addition, we have shown that wave spectra from SWIM appear to be little affected by rain, and remain of good quality in TCs. Extreme waves can be observed during TCs. These waves are particularly devastating, and the mechanisms behind their development are an open and very active topic of research. The "trapped wave theory", in which TC displacement plays a central role, offers a possible explanation for the generation of these extreme waves. The combination of saildrone observations and an analytical model has recently enabled us to demonstrate the existence of "trapped waves" in hurricane SAM (2021) (Zhao *et al.*, 2024, in revision). My research on ocean-atmosphere interaction is presented in chapter 3.

Finally, the chapter 4 of this manuscript presents my research project for the coming years. The appendix contains my curriculum vitae (Annexe A), including a complete list of my publications, a detailed list of the students I have supervised (Annexe B), a description of my post-doctoral work on magnetohydrodynamic flows (Annexe C) and a selection of 5 publications (Annexe D).

Chapitre 2

Dynamique des cyclones

L'un des volets de mes recherches concerne la dynamique de formation de l'une des composantes les plus fascinantes du CT : son oeil. L'oeil correspond à la région centrale du cyclone, caractérisée par des vents relativement faibles, très peu de précipitations et un mouvement subsident de l'air. Il est entouré par un anneau de nuages, siège de la convection, associé à de fortes précipitations et aux vents les plus intenses : le mur de l'oeil du cyclone (figure 2.1). Vu depuis l'espace, l'oeil est l'une des caractéristiques les plus distinctives des cyclones, apparaissant comme un entonnoir large et sans nuages, excepté près de la surface où il peut y avoir des nuages (figure 2.2).

La formation de l'oeil dans les CT a un impact important sur l'intensité et la structure du CT, ce qui motive d'autant plus les recherches sur son mécanisme de formation. Lorsque la structure du CT présente un oeil, le CT est alors dans une configuration optimale dans laquelle l'énergie thermique de l'océan est extraite sous

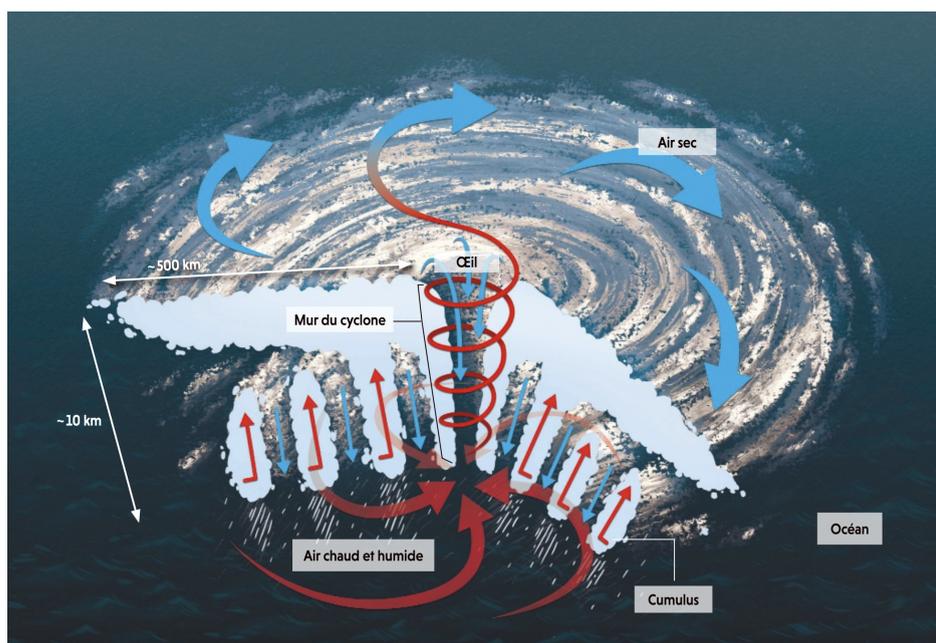


FIGURE 2.1 – Vue d'artiste d'un cyclone tropical (d'après Dormy & Oruba, 2021).

forme de chaleur et d'humidité et convertie en énergie cinétique. L'absence de l'oeil ou sa disparition est la plupart du temps associée à un affaiblissement du cyclone.

L'écoulement de l'air dans un cyclone peut être décomposé en un écoulement azimutal, appelé circulation primaire, et un écoulement dans le plan vertical, la circulation secondaire, correspondant à une boucle parcourue par l'air qui converge vers l'axe près du sol, puis s'élève jusqu'à atteindre la tropopause avant de s'éloigner de l'axe (on parle de *in-up-out circulation* en anglais). La propriété fondamentale de l'oeil est une recirculation dans le sens opposé près de l'axe (figure 2.3). Cette recirculation se traduit par un mouvement de subsidence sur l'axe du cyclone.

2.1 L'oeil du cyclone dans la littérature

Plusieurs théories ont été proposées pour expliquer ce mouvement de subsidence caractéristique de l'oeil. Les trois théories principales reposent sur une subsidence liée à des effets dynamiques, convectifs ou encore liée à une perturbation locale des gradients de pression (voir par exemple Vigh, 2010). La théorie dite "théorie centrifuge", d'abord décrite par Ballou (1892) puis élaborée par Malkus (1958) et Kuo (1959), repose sur l'idée que l'air se trouvant dans l'oeil près du sol est expulsé vers le mur de l'oeil par diffusion de moment cinétique à travers l'interface entre l'oeil et le mur ; la divergence associée à cet effet centrifuge induit alors une effet de subsidence, par conservation de la masse. Cet effet centrifuge correspond à des vents dits supergradients : l'expulsion de l'air vers le mur de l'oeil se traduit par une rupture de l'équilibre du vent gradient, c'est-à-dire de l'équilibre entre la force centrifuge et la force de Coriolis (orientées vers l'extérieur), et les forces de gradient de pression (orientées elles vers l'intérieur). Une seconde théorie a été proposée par Willoughby (1979) et Shapiro & Willoughby (1982). Elle s'appuie sur le modèle d'Eliassen (1951) décrivant l'évolution lente d'un tourbillon vérifiant l'équilibre du vent thermique¹, sous l'effet d'un forçage axisymétrique de moment angulaire ou de température potentielle. L'ascension de l'air dans le mur de l'oeil est associé à un dégagement de chaleur latente due au changement de phase de l'eau, de gazeuse à liquide. Willoughby (1979) et Shapiro & Willoughby (1982) interprètent la subsidence dans l'oeil comme étant forcée par ce terme de chauffage diabatique. Dans une autre théorie, proposée par Smith (1980), la subsidence dans l'oeil est due à une force de gradient de pression ascendante réduite au centre du cyclone, par rapport à son environnement en équilibre hydrostatique, résultant de la diminution du gradient de pression radial avec l'altitude. Pearce (1998) a abordé la question de la formation de l'oeil en utilisant un modèle idéalisé à deux fluides, dans lequel le fluide le plus dense, inférieur, est en rotation. Un fluide moins dense et au repos le surplombe. Le seul état stationnaire possible correspond alors à une interface qui se déforme et touche la surface, formant un oeil ; l'interface entre les deux fluides modélise alors le mur de l'oeil. S'appuyant sur ce modèle, il a notamment identifié le "vortex tilting"² comme étant un paramètre clé dans la formation de l'oeil (Smith, 2005), mais ses conclusions

1. L'équilibre du vent thermique résulte de l'équilibre du vent gradient et de l'équilibre hydrostatique, et relie les variations spatiales de la densité au profil vertical du vent azimutal.

2. Le "vortex tilting" fait référence à la variation verticale de la vitesse azimutale, à une distance donnée de l'axe du cyclone.



FIGURE 2.2 – Oeil de l’ouragan Florence (2018), photographié depuis la station spatiale internationale par l’astronaute A. Gerst.

sont controversées.

De façon générale, le ou les mécanismes de formation de l’œil des CT font toujours l’objet de débats dans la communauté, comme en témoignent les échanges de R. Pearce et R. Smith en 2005 dans le journal *Weather* à travers les trois articles suivants : “*Why must hurricanes have eyes ?*” (Pearce, 2005a), “*Why must hurricanes have eyes ? – revisited*” (Smith, 2005) et “*Comments on ”Why must hurricanes have eyes ? – revisited*” (Pearce, 2005). En réalité, une certaine confusion règne dans la littérature à ce sujet. Il faut en effet distinguer les mécanismes de formation de l’œil des mécanismes par lesquels l’œil, une fois formé, se maintient. La distinction n’est pas toujours faite dans les démonstrations proposées. De plus, une compréhension poussée nécessite de séparer les causes et les effets, ce qui n’est pas toujours le cas dans les mécanismes existants dans la littérature. A titre d’exemple, le mécanisme proposé par Smith (1980) s’appuie sur la pré-existence du mur de l’œil, puisqu’il pré-suppose un dégagement de chaleur en altitude et à une certaine distance de l’axe du cyclone ; en d’autres termes, il suppose l’existence d’une zone centrale de type œil dans le mécanisme qu’il propose pour expliquer la formation de l’œil...

A l’heure où une multitude de données observationnelles sont disponibles, aussi bien satellitaires qu’aéroportées et *in situ*, et où les capacités de calcul permettent de faire tourner des modèles numériques de plus en plus complexes, les travaux plus théoriques, s’appuyant notamment sur des modèles idéalisés restent nécessaires pour la compréhension des mécanismes en jeu dans les cyclones (Emanuel, 2020). Modéliser les CT comme des structures isolées dans des configurations idéalisées s’est déjà avéré fructueux pour identifier des mécanismes clés dans les CT (voir par exemple Rotunno & Emanuel, 1987; Bryan & Rotunno, 2009; Tang & Emanuel, 2012). Parmi ces modèles simplifiés, les simulations numériques dans une atmosphère sèche ont par ailleurs déjà permis le développement de tourbillons similaires à des CT, en deux dimensions (Mrowiec *et al.*, 2011; Wang & Lin, 2020) et en trois dimensions (Cronin & Chavas, 2019; Velez-Pardo & Cronin, 2023). Ces études montrent que certains aspects des CT peuvent être modélisés sans prendre en compte l’humidité.

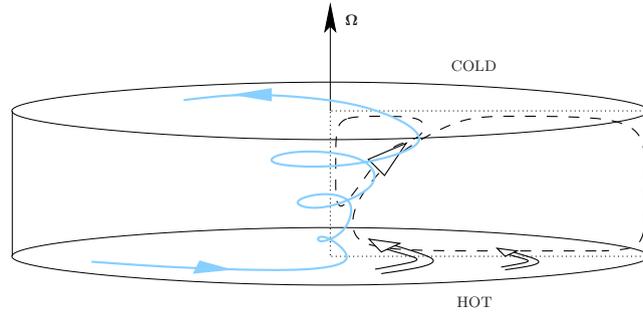


FIGURE 2.3 – Schéma de l’écoulement dans le modèle de Oruba *et al.* (2017a). A l’écoulement azimutal se superpose un écoulement dans le plan vertical associé à une circulation de type *in-up-out* et à une recirculation associée à une subsidence de l’air le long de l’axe, correspondant à l’oeil (l’échelle verticale est ici multipliée par un facteur 5 pour plus de lisibilité).

2.2 Nouveau mécanisme de formation de l’oeil

Les cyclones tropicaux sont des phénomènes complexes dont la dynamique est influencée par de multiples facteurs, incluant la rotation de la Terre, la stratification de l’atmosphère, la libération de chaleur latente liée au changement de phase de l’eau lors de la convection humide, ou encore la diffusion turbulente. Pourtant, le fait que tous les cyclones intenses possèdent un oeil suggère que le mécanisme sous-jacent à sa formation pourrait être en partie (si ce n’est totalement) indépendant de ces complexités. Pour tester l’idée d’un mécanisme purement hydrodynamique, Oruba *et al.* (2017a) ont considéré ce qui est peut-être le modèle le plus simple dans lequel un oeil peut être obtenu, à savoir un modèle de convection de Rayleigh-Bénard en rotation, en géométrie cylindrique, axisymétrique et dans l’approximation de Boussinesq (figure 2.3). Le domaine, de hauteur H et de rayon R , est de rapport d’aspect $\varepsilon = H/R = 0.1$, une valeur cohérente avec la structure d’un cyclone tropical réel qui s’étend depuis la surface jusqu’à la tropopause, soit sur une hauteur de l’ordre de 10 km, et sur un rayon de l’ordre de 100 km.

Il s’agit d’un modèle sec d’une atmosphère supposée incompressible. Malgré les approximations sur lesquelles ce type de modèle s’appuie, ils ne sont certainement pas dénués d’intérêt quand il s’agit pour décrire les mécanismes fondamentaux à l’oeuvre dans les phénomènes atmosphériques. En utilisant ce modèle dans une géométrie cartésienne, Guervilly *et al.* (2014) ont par exemple mis en évidence la formation de tourbillons cycloniques de grande-échelle, associés à une cascade inverse d’énergie, semblables à ceux que l’on peut observer dans notre atmosphère ou dans celle d’autres planètes du système solaire. Les équations adimensionnées du modèle axisymétrique de Oruba *et al.* (2017a) dans le référentiel tournant s’écrivent

$$\frac{D\Gamma}{Dt} = -2ru_r + E\nabla_\star^2(\Gamma), \quad \text{where} \quad \nabla_\star^2 = r\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\right) + \frac{\partial^2}{\partial z^2}, \quad (2.1a)$$

$$\frac{D}{Dt}\left(\frac{\omega_\phi}{r}\right) = \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\Gamma^2}{r^4}\right) + \frac{2}{r}\frac{\partial u_\phi}{\partial z} - \text{Ra}E^2\text{Pr}^{-1}\frac{1}{r}\frac{\partial \Gamma}{\partial r} + \frac{E}{r^2}\nabla_\star^2(r\omega_\phi), \quad (2.1b)$$

$$\frac{DT}{Dt} = EPr^{-1} \nabla^2 T. \quad (2.1c)$$

L'équation (2.1a) gouverne le moment cinétique $\Gamma = ru_\phi$, forcé par la force de Coriolis et les effets diffusifs via l'opérateur de Stokes ∇_\star^2 . Le rotationnel de l'équation gouvernant l'écoulement poloidal³ $\mathbf{u}_p = (u_r, 0, u_z)$ permet d'obtenir l'équation (2.1b) qui gouverne l'évolution de la vorticité azimutale, $\omega_\phi = (\nabla \times \mathbf{u}_p) \cdot \mathbf{e}_\phi$. Le premier terme du membre de droite, qui implique le gradient vertical de Γ^2/r^4 , provient du rotationnel du terme d'advection non-linéaire. Il est sans doute le terme le moins familier : il s'agit du terme dit de "vortex tilting", lié à l'inclinaison du mur de l'oeil (figure 2.4c). Les autres termes du membre de droite correspondent au rotationnel de la force de Coriolis, de la poussée d'Archimède et des forces visqueuses. Enfin, l'équation d'advection-diffusion (2.1c) gouverne l'évolution de la température T dans le domaine. Les paramètres de contrôle correspondent au nombre d'Ekman E, au nombre de Prandtl Pr et au nombre de Rayleigh Ra définis comme

$$E = \nu/\Omega H^2, \quad Pr = \nu/\kappa, \quad Ra = \alpha g \beta H^4/\nu \kappa, \quad (2.2)$$

où g désigne l'accélération de la pesanteur, Ω la vitesse de rotation, ν la viscosité cinématique du fluide, κ sa diffusivité thermique et α son coefficient d'expansion thermique, et enfin β mesure le gradient de température de référence (correspondant à la solution diffusive).

La figure 2.4 montre un exemple des champs obtenus à partir de simulations numériques résolvant le système (2.1a – c), en régime stationnaire. Un oeil est clairement visible sur la figure 2.4a, la recirculation associée étant caractérisée par des valeurs négatives de ψ . C'est, à notre connaissance, la première fois qu'une structure de type "oeil" est obtenue pour un modèle de cyclone dans une configuration n'impliquant pas de changements de phase de l'eau (c'est-à-dire une configuration sèche).

Ce modèle a permis de mettre en évidence un nouveau mécanisme de formation de l'oeil, prouvant ainsi que des mécanismes non-linéaires de dynamique des fluides suffisent à former un oeil dans une structure convective en rotation (Oruba *et al.*, 2017a, 2018; Dormy *et al.*, 2024, en révision). Ce mécanisme s'appuie sur l'observation suivante : la vorticité azimutale est négative dans la couche limite, comme on s'y attend, mais elle doit également être négative dans le mur de l'oeil (figure 2.5a). La figure 2.5b, qui montre l'évolution de ω_ϕ/r et des termes de forçage apparaissant dans l'équation (2.1b) le long d'une ligne de courant traversant le mur de l'oeil (en blanc sur la figure 2.5a), permet de comprendre son origine. Le terme de vortex tilting induit une augmentation puis une diminution de ω_ϕ/r (courbe rouge), mais avec un bilan net nul.

Le bilan nul pour le terme de vortex tilting peut être démontré en utilisant le théorème de Fubini. En effet, en négligeant les effets visqueux, la poussée d'Archimède et la force de Coriolis, l'équation (2.1b) peut se réécrire, en régime stationnaire, comme

$$\nabla \cdot \left(\frac{\omega_\phi}{r} \mathbf{u} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\Gamma^2}{r^4} \right). \quad (2.3)$$

3. L'écoulement poloidal peut-être décrit par une fonction de courant, ψ , définie par $\mathbf{u}_p = \nabla \times [(\psi/r) \mathbf{e}_\phi]$, et reliée à la vorticité azimutale par $r\omega_\phi = -\nabla_\star^2 \psi$.

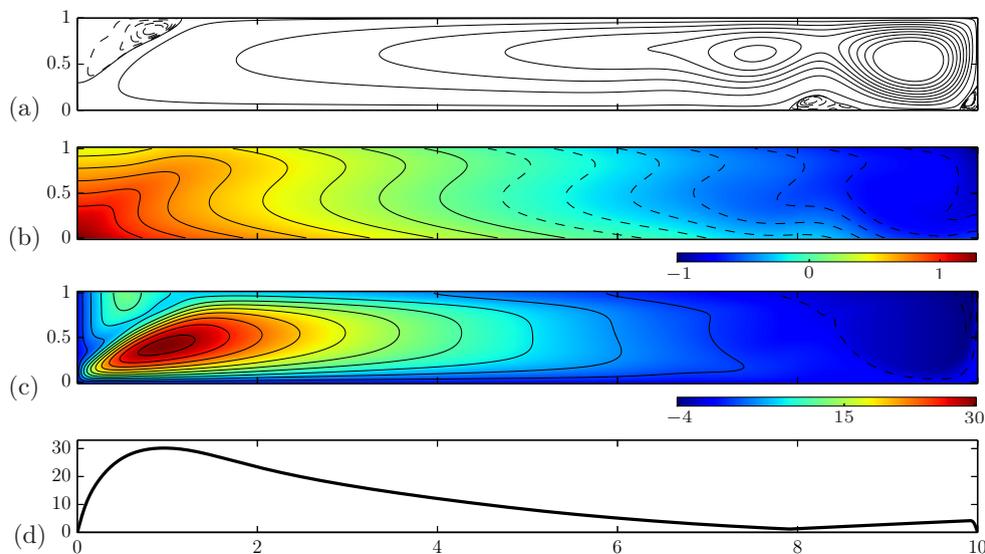


FIGURE 2.4 – Simulation numérique d’un modèle axi-symétrique de cyclone tropical en atmosphère sèche. Le panel (a) représente la fonction de courant dans le plan vertical. Un contre-vortex (“oeil”) est visible près de l’axe. Le panel (b) représente le champ de température, (c) correspond à la vitesse azimutale et (d) au profil radial du nombre de Rossby (figure adaptée de Oruba *et al.*, 2017a).

En considérant le tube de courant \mathcal{F} représenté sur la figure 2.6 dans le plan (r, z) , délimité par deux lignes de courants et par le rayon extérieur r_e , et en intégrant sur ce tube, on obtient

$$\int_{\partial\mathcal{F}} \frac{\omega_\phi}{r} \mathbf{u} \cdot d\mathbf{n} = \iint_{\mathcal{F}} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\Gamma^2}{r^4} \right) dS. \quad (2.4)$$

D’après le théorème de Fubini, le terme de droite implique une intégrale selon z , à r fixé, de $\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\Gamma^2}{r^4} \right)$. Comme Γ est constant le long de chacune des lignes de courant, cette intégrale est nulle pour chaque valeur de r , ce qui implique que le terme de droite dans (2.4) est nul. Cela prouve que le terme de vortex tilting a un bilan nul dans la production de vorticité azimutale. La poussée d’Archimède et la force de Coriolis étant négligeables près de l’axe (courbes bleues sur la figure 2.5b), les effets visqueux constituent la source de vorticité négative. Ainsi, l’œil résulte de la vorticité azimutale négative de la couche limite de surface, advectée non-linéairement vers le mur de l’œil, où elle est ensuite diffusée à l’intérieur de l’œil. Ce mécanisme nécessite un écoulement suffisamment vigoureux pour pouvoir advecter la vorticité azimutale hors de la couche limite et dans le mur de l’œil, avant qu’elle ne se propage par diffusion transversale. Une description plus détaillée est donnée dans Oruba *et al.* (2017a) et Oruba *et al.* (2018).

Il est donc possible de former un œil dans un vortex en rotation, sans que les mécanismes précédemment invoqués dans la littérature, impliquant notamment le terme de

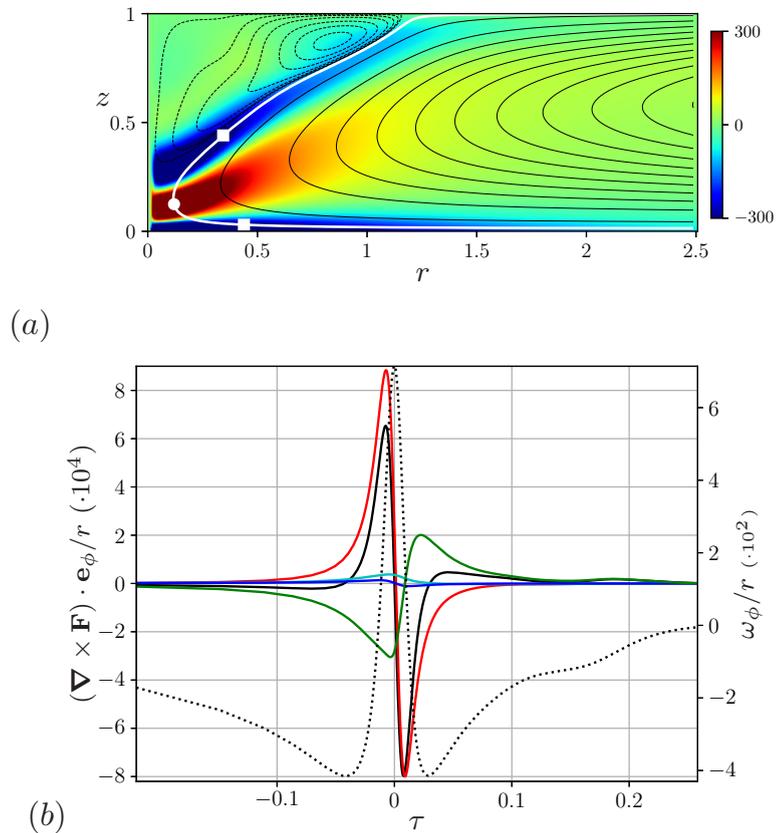


FIGURE 2.5 – (a) ω_ϕ/r dans le plan vertical superposée à ψ (en noir) ; (b) $(\nabla \times \mathbf{F}) \cdot \mathbf{e}_\phi / r$ le long de la ligne de courant en blanc sur (a) : inertie (noir), vortex tilting (rouge), Coriolis (bleu), Archimède (bleu clair) et diffusion (vert). Pointillés : ω_ϕ/r le long de la ligne de courant (adapté de Oruba *et al.*, 2017a).

vortex tilting et les changements de phase, ne soient à l'oeuvre. Deux aspects doivent alors être distingués concernant l'oeil des CT : la question de sa formation et celle de son maintien, une fois qu'il est formé. Le mécanisme de transport de vorticité azimutale depuis la surface, décrit ci-dessus, semble pertinent pour expliquer la formation de l'oeil. En revanche, la question de la subsidence dans l'oeil des CT, assurant son maintien une fois l'oeil formé, est plus complexe d'un point de vue météorologique.

L'oeil des CT est fortement stratifié en raison du dégagement de chaleur latente dans le mur de l'oeil, en altitude. Il s'agit d'une stratification stable, qui est donc un frein pour les mouvements de subsidence à l'axe. Cet effet n'est pas présent dans notre modèle Boussinesq. La diffusion transversale de vorticité azimutale à l'intérieur de l'oeil ne serait sans doute pas suffisante pour contrer l'effet de la stratification stable dans l'oeil. C'est un aspect qui mérite d'être approfondi, à travers la prise en compte des changements de phase, afin de reproduire la stratification dans l'oeil.

Il faut noter qu'un autre ingrédient important à prendre en compte pour expliquer la subsidence dans l'oeil est le refroidissement radiatif. Nous avons modélisé un refroidissement radiatif uniforme dans Dormy *et al.* (2024) sous la forme d'un terme de puits ajouté dans l'équation de la température (2.1c). En pratique, le refroidissement radiatif

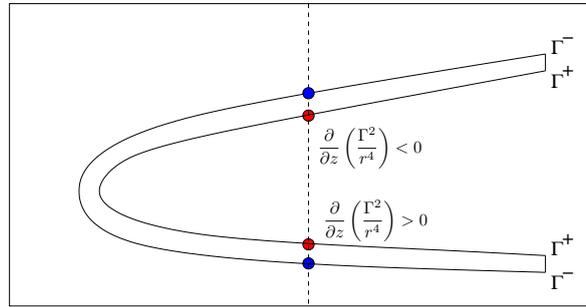


FIGURE 2.6 – Esquisse du tube de courant \mathcal{F} délimité par deux lignes de courant Γ^+ et Γ^- , tel qu’introduit dans l’équation (2.4) pour estimer l’effet net du terme de vortex tilting.

a lieu dans les zones sans nuages, c’est-à-dire dans l’oeil et dans l’environnement du CT. Les nuages du mur de l’oeil engendrent, eux, un “effet de serre”. Ce contraste induit un chauffage différentiel qui semble favorable à la cyclogénèse (voir par exemple Muller & Romps, 2018). L’absence de nuages dans l’oeil permet l’émission d’un rayonnement infra-rouge vers la haute atmosphère, probablement important pour permettre la subsidence.

2.3 Importance des conditions aux limites

La résolution numérique du système (2.1a – c) nécessite un choix de conditions aux limites pertinentes pour la modélisation d’un CT isolé. Ces conditions aux limites concernent les bords inférieur et supérieur du domaine, qui modélisent la surface et la tropopause, ainsi que le bord extérieur du domaine. Oruba *et al.* (2017a) ont choisi des conditions aux limites imperméables, de non-glissement (dites “no-slip”) sur les bords inférieur et extérieur du domaine ($\mathbf{u} = \mathbf{0}$), et de glissement libre (contraintes tangentielles nulles, on parle alors de conditions “stress-free”) sur le bord supérieur ($u_z = \partial u_r / \partial z = \partial u_\phi / \partial z = 0$). Quant au flux de chaleur, il est supposé constant sur les bords inférieur et supérieur⁴, et nul sur la paroi extérieure (figure 2.7)

Le rôle important joué par la couche limite inférieure dans le développement des CT a été largement souligné dans la littérature (voir par exemple Smith & Montgomery, 2010). Elle est le siège de transferts de chaleur (sensible et latente) et de quantité de mouvement à l’interface entre l’océan et l’atmosphère. La précision des modèles atmosphériques dépend fortement de la paramétrisation de ces flux. Leur paramétrisation par les formules “bulk” (Monin & Obukhov, 1954) est maintenant largement utilisée pour décrire la couche limite atmosphérique (Foken, 2006). Ces formules “bulk” fournissent une description idéalisée des flux de surface, sans avoir besoin de résoudre complètement les tourbillons de petite échelle près de la surface.

4. Grâce à ce choix, le mode le plus instable correspond à une seule cellule qui s’étend sur l’ensemble du domaine, à condition que le nombre d’Ekman soit suffisamment grand (la rotation tend en effet à multiplier le nombre de colonnes de convection, en bidimensionnant l’écoulement).

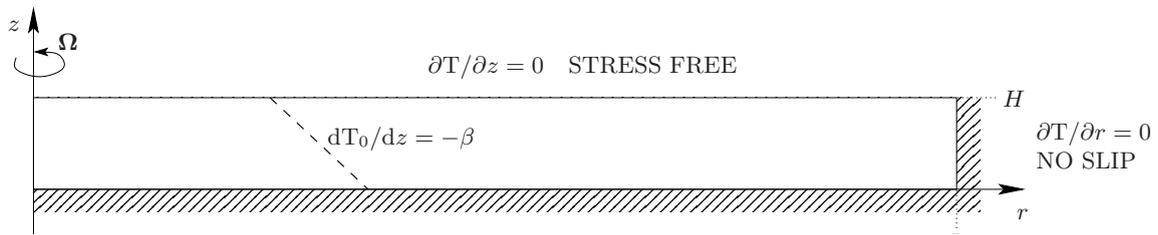


FIGURE 2.7 – Esquisse du domaine et des conditions aux limites dans le modèle de Oruba *et al.* (2017a).

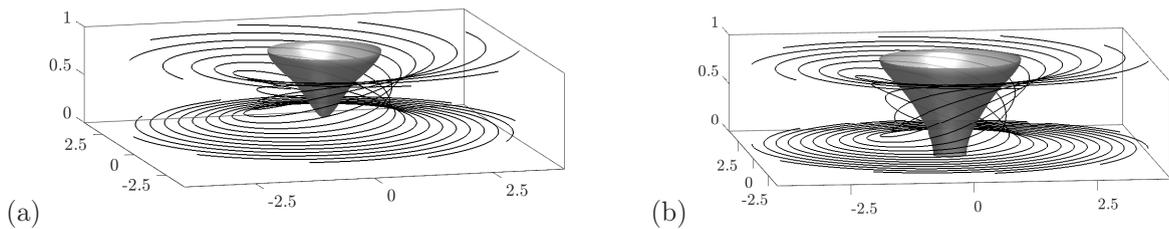


FIGURE 2.8 – Exemples de visualisation 3D de la fonction de courant (en noir) et du mur de l'oeil (en gris) séparant le tourbillon principal du contre-tourbillon de l'oeil avec les modèles de (a) Oruba *et al.* (2017a) et (b) Dormy *et al.* (2024).

Une version modifiée du modèle de Oruba *et al.* (2017a) implémentant la paramétrisation “bulk” pour les conditions aux limites à la surface a été développée dans Dormy *et al.* (2024). Ce forçage plus réaliste n’affecte pas le mécanisme de formation de l’oeil dans le modèle, qui s’avère robuste dans cette nouvelle configuration, mais il affecte la forme de l’oeil. Dans la plupart des simulations réalisées avec le modèle de Oruba *et al.* (2017a), l’oeil n’atteint pas la surface, c’est-à-dire la base de l’atmosphère (figure 2.8a), tandis que dans la configuration plus réaliste de Dormy *et al.* (2024), il s’étend jusqu’à la surface (figure 2.8b), comme c’est le cas dans les CT.

Le choix des conditions aux limites sur le bord extérieur n’est pas trivial, et cette question soulève des difficultés inattendues. Le bord extérieur est en effet artificiel puisque le CT est en réalité ouvert sur l’atmosphère environnante, alors que le domaine numérique est, lui, fini. La démarche la plus naturelle et intuitive consiste à choisir des conditions aux limites de type “stress-free”, afin de limiter les effets dynamiques de ce bord artificiel. Williams (1968) a été le premier à suggérer de supprimer certaines contraintes de friction associées aux parois latérales dans les modèles numériques, afin de reproduire plus fidèlement le domaine physique non borné. La friction visqueuse était alors uniquement conservée à la frontière inférieure, comme dans les écoulements atmosphériques. Depuis lors, des parois latérales imperméables et sans contrainte ($u_r = \partial(u_\phi/r)/\partial r = \partial u_z/\partial r = 0$) ont été utilisées dans plusieurs études numériques (voir par exemple Read, 1986a,b). Pourtant, l’écoulement est, de manière inattendue, alors beaucoup plus compliqué qu’avec des conditions aux limites

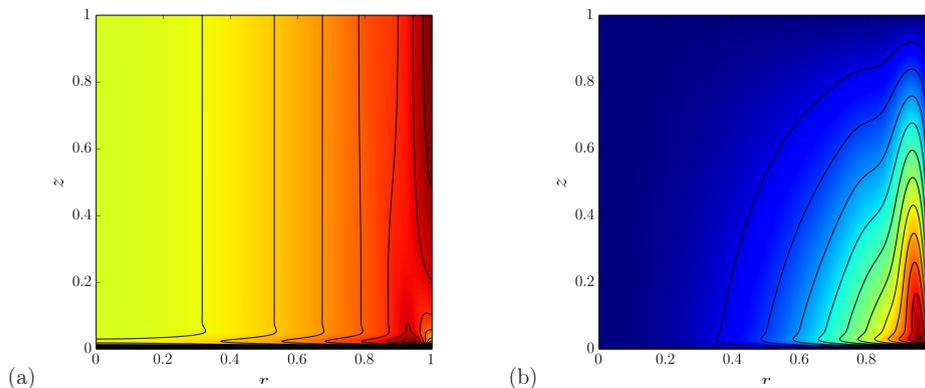


FIGURE 2.9 – Contours dans le plan vertical (r, z) de (a) la vitesse angulaire et de (b) la fonction de courant dans une simulation numérique directe sans contraintes sur le mur extérieur (d’après Oruba *et al.*, 2017c).

de type “no-slip”. En combinant les approches numérique et asymptotique⁵, Oruba *et al.* (2017c) ont en effet mis en évidence une singularité dans le coin du domaine $(r = R, z = 0)$, qui rend dangereuse l’utilisation de ce type de condition aux limites. Contre toute attente, on observe alors une accélération du fluide le long de la paroi extérieure, visible sur la figure 2.9a. Cette accélération est en fait associée à une singularité contre la paroi extérieure, qui se traduit par un vortex de très petite échelle qui modifie l’écoulement dans l’ensemble du cylindre (figure 2.9b). L’intensité de ce vortex varie avec le logarithme du nombre d’Ekman E , ce qui signifie qu’il ne s’atténue que très lentement avec E .

2.4 Approches asymptotiques

L’approche asymptotique offre un complément essentiel à l’étude numérique. Elle permet non seulement de construire des solutions analytiques qui peuvent servir à la validation, mais également de comprendre comment les petits paramètres influencent la structure de la solution obtenue. L’étude d’un développement asymptotique basé sur le rapport de forme du domaine $(\varepsilon \ll 1)$, dans un régime faiblement non-linéaire (c’est-à-dire pas trop loin du seuil de convection), nous a ainsi permis de reproduire les résultats des simulations numériques directes pour différentes valeurs du nombre de Prandtl (Soward *et al.*, 2022). Cette approche s’est avérée très efficace dans le cas des grands nombres de Prandtl, pour lequel la diffusion visqueuse influence fortement la structure du tourbillon. Dans le cas des petits nombres de Prandtl, nous avons du proposer une approche mixte, combinant asymptotique et numérique, celle-ci étant la seule à même de bien prendre en compte le transport de moment cinétique (que l’asymptotique seule avait du mal à capturer). La figure 2.10 montre un exemple de fonction de courant et de champ de vitesse azimutale obtenus numériquement (panels

5. Les développements asymptotiques correspondent à une approche analytique s’appuyant sur la petitesse de l’un des paramètres du problème, ici le nombre d’Ekman.

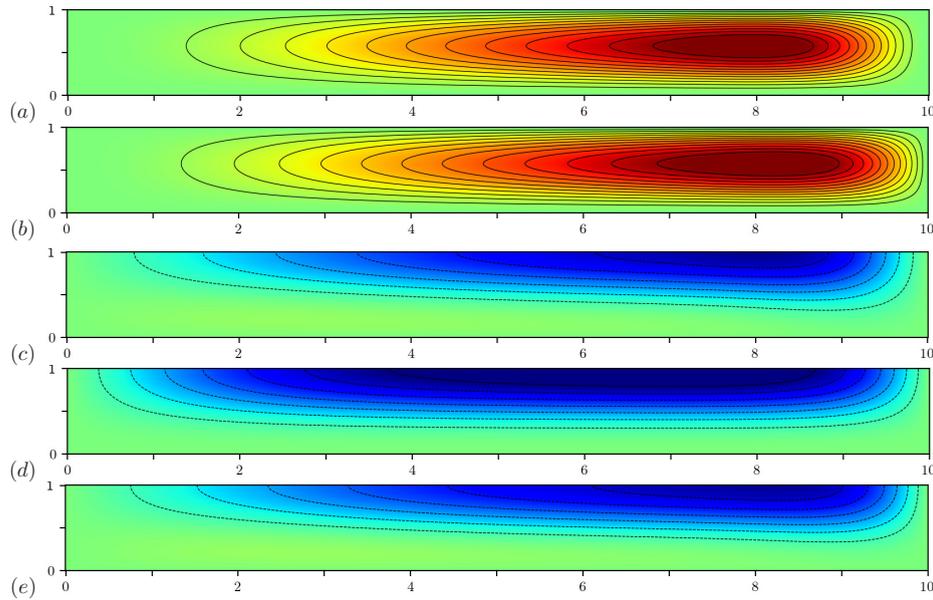


FIGURE 2.10 – Solutions numériques (DNS), asymptotiques (A) et hybrides (H) dans le cas $E = 1$, $Pr = 0.3$, $Ra = 345$. (a) ψ_{DNS} , (b) ψ_A , (c) $u_{\phi_{DNS}}$, (d) u_{ϕ_A} , (e) u_{ϕ_H} (d’après Soward *et al.*, 2022).

a et c), analytiquement (panels b et d) et par l’approche hybride (panel e). Nous avons ainsi pu apporter un socle théorique solide pour la géométrie du tourbillon cyclonique que nous utilisons comme modèle simplifié de CT.

Un autre exemple d’interaction entre les études numérique et asymptotique concerne les ondes inertielles pouvant se propager dans cette géométrie pendant le régime transitoire. Une étude des ondes inertielles associées au “spin-down” d’un fluide en rotation dans une géométrie cylindrique⁶ adaptée aux cyclones tropicaux ($\varepsilon = 0.1$) a permis de décrire les propriétés et le mécanisme de déclenchement de ces ondes (Oruba *et al.*, 2020, 2021). Dans cette étude, une solution asymptotique dans un régime de rotation rapide ($E \ll 1$) a été obtenue et comparée à la résolution numérique directe du problème de “spin-down”. Des oscillations, semblables à des ondes inertielles avec une pulsation proche de 2Ω , ont déjà été observées près de l’oeil des CT (Chen *et al.*, 2015). La propagation d’ondes inertielles est susceptible d’avoir des conséquences importantes sur la dynamique des tourbillons de grande échelle comme les CT. Il est en effet possible que ces ondes soient associées au remplacement du mur de l’oeil (Houze Jr. *et al.*, 2007; Fischer *et al.*, 2020), phénomène lors duquel le mur de l’oeil se contracte pour être remplacé par un nouveau mur, souvent suivi d’une intensification rapide du CT.

6. Le fluide est contenu dans un cylindre tournant autour d’un axe et dont la vitesse de rotation est brutalement réduite à $t = 0$; on étudie alors l’écoulement du fluide dans le référentiel attaché au cylindre, à $t > 0$.

Chapitre 3

Interactions océan-atmosphère

Les interactions océan-atmosphère jouent un rôle important dans la dynamique des cyclones tropicaux, qui puisent leur énergie dans l'océan (voir par exemple Goni *et al.*, 2009; Shay, 2010). Les eaux chaudes de surface constituent en effet la source de chaleur et d'humidité des cyclones à travers le transfert de chaleur sensible et latente à l'interface air-eau. En retour, le cyclone modifie les eaux de surface tant du point de vue dynamique que thermique. Les vents du cyclone génèrent en effet des courants, du mélange et des vagues à la surface de l'océan : ces dernières constituent sans doute la signature la plus spectaculaire du passage d'un cyclone. Du point de vue thermique, le cyclone refroidit les eaux de surface, produisant un sillage froid (également appelé "cold wake"), bien connu depuis les années soixante, le refroidissement pouvant atteindre plusieurs degrés Celsius (figure 3.1). Ce sillage froid peut lui-même rétroagir négativement sur son intensification (Schade & Emanuel, 1999).

Les questions relatives à l'interaction océan-atmosphère dans les cyclones sont complexes, notamment parce que celle-ci se produit sur une large gamme d'échelles spatiales et temporelles. En outre, les observations *in situ* à l'interface air-eau dans des conditions de vents forts, de pluies diluviennes et de mer démontée sont difficilement réalisables. La fiabilité des données issues des observations par satellite dans les CT est également impactée par les conditions atmosphériques extrêmes. Les produits décrivant la température de surface de l'océan (SST), les courants de surface, les vents de surface ou encore les spectres d'énergie des vagues dans les cyclones sont donc à manipuler avec précaution.

Pour palier le manque d'observations fiables dans les cyclones, les modèles numériques s'avèrent être un complément essentiel pour l'étude des processus physiques à l'interface océan-atmosphère. Les réanalyses du modèle atmosphérique ECMWF (European Center for Medium range Weather Forecasting) sont par exemple largement utilisées dans la communauté (ERA5 dans leur version la plus récente). Il en est de même pour le modèle WRF (Weather Research and Forecasting) pouvant être couplé à un modèle d'océan comme NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean). Pour les vagues, il existe différents modèles parmi lesquels WAVEWATCH III, MFWAM ou encore TOMAWAC. Tous ces modèles sont des modèles complexes, construits dans des objectifs de prévision et incluant donc, parfois via des paramétrisations, toutes les complexités du système réel, en l'état actuel des connaissances.

Si les modèles opérationnels sont très utiles et efficaces pour les prévisions, les mo-

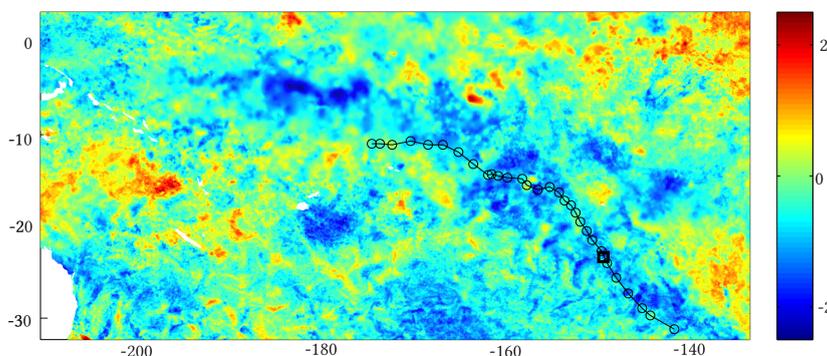


FIGURE 3.1 – Refroidissement des eaux de surface lors du passage du CT Oli (2010). Cette figure correspond à la différence de SST (en degrés Celsius) entre le 08 février et le 29 janvier 2010, en utilisant le produit MUR level-4 construit à partir d’observations par satellite (d’après Oruba *et al.*, 2017b).

dèles numériques idéalisés sont essentiels pour étudier les interactions océan-atmosphère. N’étant pas soumis à la contrainte des paramétrisations, ceux-ci peuvent permettre de mettre en lumière des mécanismes physiques clé dans les processus mis en jeu. Du point de vue numérique, on peut distinguer les approches eulérienne et lagrangienne¹. La première consiste à décrire les propriétés du fluide par rapport à un système de coordonnées fixe. La seconde revient à décrire les propriétés du milieu dans un système de coordonnées attaché à celui-ci, c’est-à-dire en “suivant” des particules de fluides, dont les propriétés (énergie ou température par exemple) évoluent au cours du temps, le long de leur trajectoire. Cette seconde approche est particulièrement performante, parce qu’elle permet d’éviter la diffusion numérique, liée à la discrétisation du terme de transport dans l’approche eulérienne. Les travaux ci-dessous illustrent l’intérêt des modèles idéalisés lagrangiens comme outil pour mieux comprendre le couplage CT-océan.

L’ouragan SAM (2021), étudié dans la section 3.2, est un exemple d’ouragan capverdien, c’est-à-dire un ouragan qui s’est développé à partir d’une onde tropicale d’Est qui s’est formée au dessus de l’Afrique de l’Ouest durant la saison des pluies. L’Afrique de l’Ouest et l’Atlantique tropical Est sont une région clé du climat mondial, en particulier en ce qui concerne la cyclogenèse tropicale puisque la plupart des ouragans de l’Atlantique Nord naissent dans cette région. La question de l’impact de l’environnement atmosphérique et océanique sur les perturbations atmosphériques et les événements extrêmes dans l’océan Atlantique tropical est une question ouverte. Un aspect de cet impact a été étudié dans le cadre de la thèse de Mamadou Thiam, encadré par G. De Coetlogon et à laquelle j’ai participé, qui a mis en évidence l’impact des anomalies de température de surface de l’océan sur le transport d’humidité et les précipitations au Sénégal, à l’échelle interannuelle (Thiam *et al.*, 2023).

1. Il existe aussi des approches intermédiaires, dites semi-lagrangiennes, utilisant une grille fixe sur laquelle les champs lagrangiens sont interpolés à chaque pas de temps.

3.1 Effet du passage d'un cyclone sur l'océan superficiel

Les processus à l'origine du refroidissement de surface induit par les CT ont principalement été analysés sur des études de cas, basées sur des observations *in situ* (Leipper, 1967; D'Asaro, 2003), satellites (Chiang *et al.*, 2011; Lloyd & Vecchi, 2011) et des modèles numériques (Price, 1981; Vincent *et al.*, 2012). Trois processus principaux ont ainsi été mis en évidence : le mélange vertical, l'advection horizontale et les échanges de chaleur à l'interface air-eau. Le principal effet est l'entraînement d'eau froide depuis la thermocline vers la couche de mélange par le biais du mélange vertical (Price, 1981). Il a été démontré que l'advection et les flux de chaleur de surface sont généralement d'importance secondaire, bien qu'ils puissent jouer un rôle non négligeable dans certains cas particuliers (Huang *et al.*, 2009).

La Polynésie-Française n'est généralement pas touchée par les CT, sauf pendant les épisodes El Niño lors desquels le risque cyclonique, principalement dans le bassin cyclonique du Pacifique Sud-Ouest, est accru dans le centre et l'est du Pacifique Sud, du fait d'une augmentation de la SST et d'une diminution du cisaillement vertical du vent dans ces régions². Le CT Oli s'est développé pendant l'épisode El Niño de 2009-2010. Il est l'un des cyclones tropicaux les plus dévastateurs ayant touché la Polynésie-Française depuis les trente dernières années, avec des vents soutenus atteignant les 215 km.h⁻¹, le classant ainsi dans la catégorie 4 sur l'échelle de Saffir-Simpson qui compte 5 niveaux. Son œil est passé sur l'île de Tubuai où une sonde SBE56, fixée sur le tombant extérieur du récif frangeant, à 14 mètres de profondeur (dans la couche de mélange océanique), a fourni un enregistrement de l'évolution de la température de l'eau pendant son passage (figure 3.2). Cet enregistrement de la température dans l'océan sous un CT est une donnée observationnelle rare. L'enregistrement, reproduit sur la figure 3.2, révèle une fluctuation rapide de la température environ 18 heures après le passage de l'œil. Cette fluctuation correspond à une diminution d'environ 3°C à l'échelle de quelques heures (courbe noire). Elle n'est pas visible dans les données du produit MUR (courbe bleue), construit à partir d'observations satellite : ce produit ne peut capturer les phénomènes de petite échelle, de plus sa qualité est particulièrement affectée par les conditions atmosphériques dégradées régnant dans les CT (figure 3.3a).

Pour proposer un mécanisme à l'origine de cette fluctuation de température, nous avons combiné des observations (par satellite et *in situ*), les réanalyses ERA-Interim et des simulations numériques réalisées avec un modèle lagrangien. Les observations incluent les profils verticaux de température fournis par les profileurs Argo (Array for Real-time Geostrophic Oceanography), qui représentent depuis les années 2005-2010 un précieux complément *in situ* aux données satellitaires.³

Un bilan d'énergie dans la couche de mélange océanique conduit à l'équation de

2. Le cisaillement vertical du vent ambiant à travers la troposphère a un effet inhibitant sur les CT.

3. Environ 4000 flotteurs du programme international Argo sont actuellement déployés à travers les océans. Ils décrivent un cycle d'environ 10 jours entre la surface et 2000 mètres de profondeur, voire 6000 mètres pour certains. Lors de leur remontée, ils collectent des données physico-chimiques (température, salinité, etc).

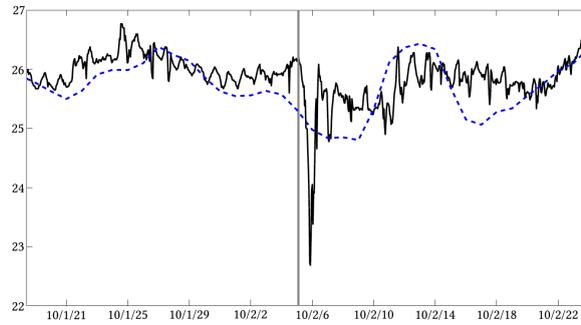


FIGURE 3.2 – Température mesurée par la sonde SBE56 fixée à 14 mètres de profondeur sur le tombant de Tubuai (en noir) superposée à celle issue du produit MUR L4 (en bleu) lors du passage du CT Oli. Le trait gris indique le passage de l’œil sur l’île de Tubuai (d’après Oruba *et al.*, 2017b).

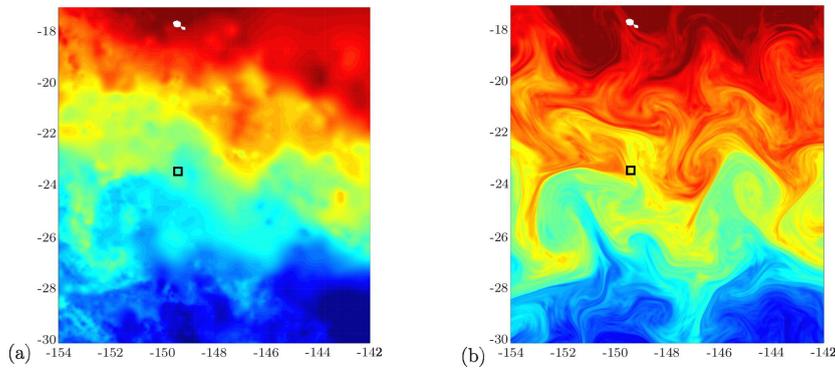


FIGURE 3.3 – (a) Carte de SST le 06 février 2010 (produit MUR L4). (b) Reconstruction de la SST à cette même date, en utilisant un modèle lagrangien et le champ de SST datant du 27 janvier 2010 (d’après Oruba *et al.*, 2017b).

conservation

$$\frac{DT}{Dt} = -\frac{Q_0}{\rho_w C_{pw} h} - \frac{w_e \delta T}{h}, \quad (3.1)$$

où T correspond à la température de la couche de mélange d’épaisseur h . Le terme de gauche correspond à l’advection lagrangienne de la température par l’écoulement horizontal. Le premier terme du membre de droite représente les variations associées aux flux de chaleur turbulents à la surface (Q_0), qui alimentent le cyclone ; les paramètres ρ_w et C_{pw} correspondent respectivement à la masse volumique et à capacité thermique massique de l’eau salée. Quant au second terme à droite de (3.1), il correspond au flux d’entraînement turbulent à la base de la couche de mélange ; il implique la différence de température δT entre la couche mélangée et la thermocline juste en dessous de la couche mélangée, ainsi que la vitesse d’entraînement w_e . On peut montrer que ces deux termes influencent le champ de température sur des temps caractéristiques beaucoup plus lents que la variation rapide de température enregistrée par la sonde. Ces effets correspondent en fait aux variations de température que l’on peut observer par satellite.

Qu’en est-il du terme d’advection lagrangienne ? L’estimation de ce terme nécessite

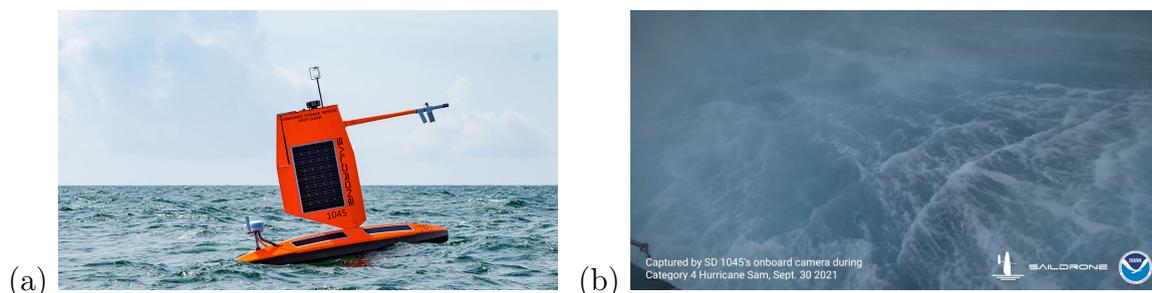


FIGURE 3.4 – (a) Saildrone 1045 (ici dans des conditions de mer calmes). (b) Extrait de la vidéo enregistrée par ce même saildrone, 1045, dans l’ouragan SAM le 30 septembre 2021, donnant une idée des conditions de mer.

la connaissance des courants de surface. Le produit OSCAR (Ocean Surface Current Analyses–Real Time), construit à partir de mesures satellites et *in situ*, fournit des données de courants de méso-échelle, évoluant sur une échelle lente, de l’ordre de la dizaine de jours. Les modifications des courants de surface associées au passage d’un CT ne sont donc pas visibles dans ce produit. En superposant à ces courants moyens les courants inertiels associés au cyclone, calculés analytiquement à partir d’un profil de vent idéalisé (de type vortex de Rankine), on obtient un champ de vitesse qui est ensuite utilisé pour reconstruire le champ de SST grâce à un modèle d’advection lagrangienne, à partir du champ de SST mesuré quelques jours avant le passage du cyclone. Le champ ainsi reconstitué révèle la formation de structures thermiques de très petite échelle (de l’ordre du km), ne pouvant être capturées par satellite à l’heure actuelle (figure 3.3b). La dépendance temporelle des courants induits par le CT renforce l’étirement des structures thermiques à la surface de l’océan et peut induire des variations très rapides de la température de l’eau (Oruba *et al.*, 2017b).

3.2 Vagues générées sous un cyclone

Un autre aspect de l’interaction CT-océan concerne la houle cyclonique générée lors du passage d’un cyclone. Dans les CT, des vagues de 10 à 20 mètres de hauteur significative peuvent être observées ; elles sont particulièrement dévastatrices lorsqu’elles touchent les côtes. Les mécanismes à l’origine de ces vagues extrêmes sont un sujet de recherche ouvert et actif (voir par exemple Young, 2017).

3.2.1 Observations *in situ* et par satellite

Les observations de vagues sous les CT sont essentielles pour améliorer notre compréhension de leurs mécanismes de génération. Malheureusement, ces données sont relativement rares et la fiabilité des données existantes est souvent remise en question en raison des conditions de vent et de pluie extrêmes dans les cyclones. Les vagues générées par le vent à la surface de l’océan peuvent être mesurées par des dispositifs *in situ* et par des radars embarqués à bord d’aéronefs ou de satellites (Hauser *et al.*, 2023).

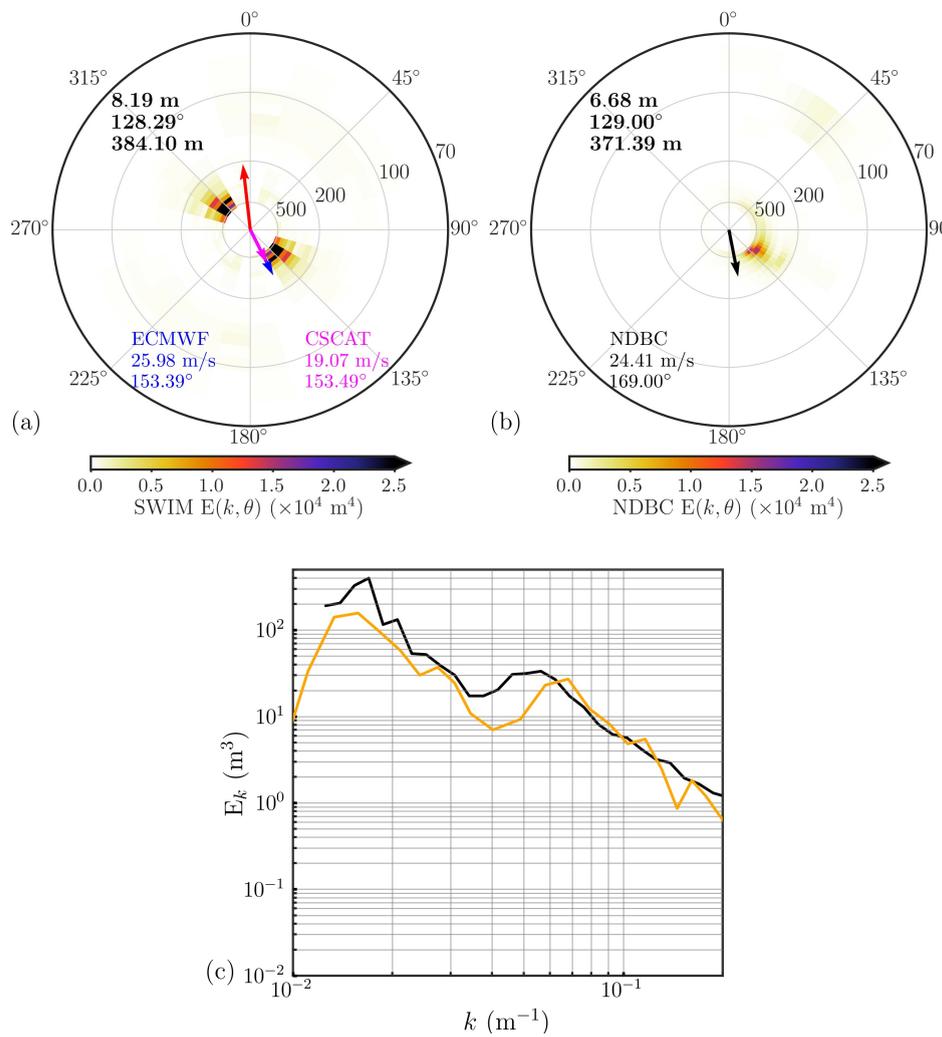


FIGURE 3.5 – Spectre d'énergie $E(k, \theta)$ mesuré par (a) l'instrument SWIM et par la bouée NDBC 41049 au coeur de l'ouragan SAM. Les spectres unidimensionnels sont rassemblés sur le panel c. Le spectre SWIM correspond à la boîte 78-0 indiquée sur la figure 3.10 (d'après Zhao *et al.*, 2024).

Depuis 2021, la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), en partenariat avec la société américaine Saildrone, a déployé plusieurs drones flottants, conçus pour effectuer des mesures de paramètres physiques, incluant les vagues, au sein des ouragans. Le 30 septembre 2021, l'un de ces saildrones (SD), le SD 1045, a traversé l'ouragan SAM, fournissant la première vidéo de l'état de la mer dans un ouragan majeur (figure 3.4). Les saildrones mesurent également la hauteur significative H_s des vagues⁴, la fréquence du pic d'énergie f_p des vagues, ainsi que le vent de surface. Malheureusement, aucune information sur la distribution spectrale ou la direction de propagation des vagues n'est fournie par les saildrones. Pour avoir ce type d'informa-

4. Cette quantité correspond à l'impression visuelle donnée par la mer. Elle est définie par $4\sqrt{E_{tot}}$, où E_{tot} est l'énergie totale des vagues (elle correspond à l'énergie surfacique des vagues normalisée par le produit $\rho_w g$).

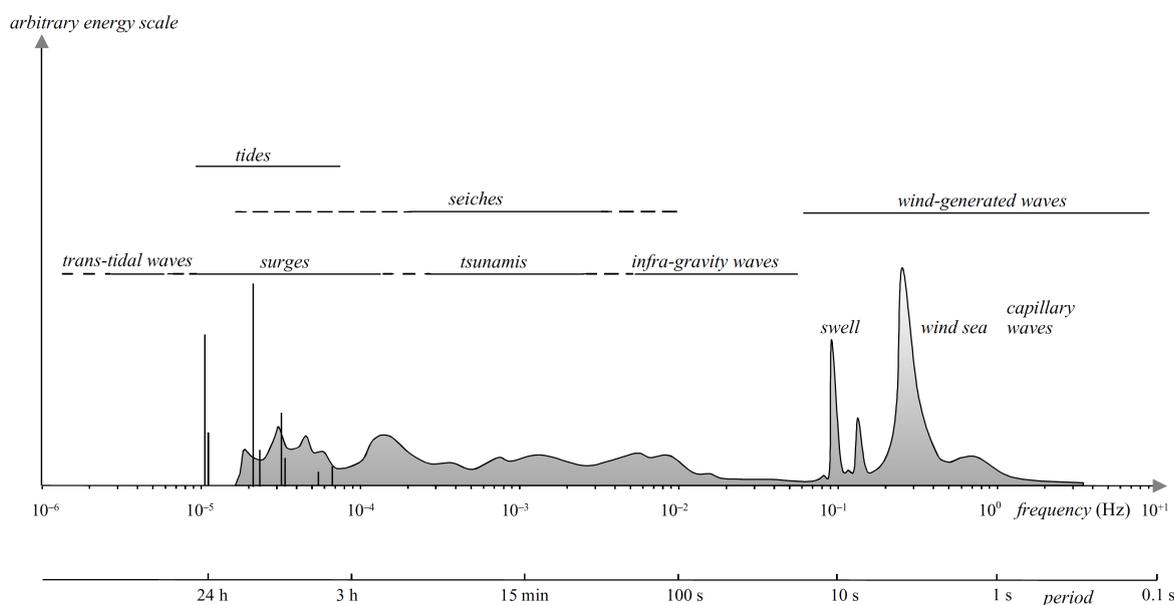


FIGURE 3.6 – Fréquences et périodes des mouvements verticaux à la surface de l’océan, d’après Holthuijsen (2007) (adapté de Munk, 1950).

tions, il faut se tourner vers les mesures de bouées. Le réseau de bouées américain du National Data Buoy Center (NDBC) fournit les valeurs de H_s , f_p et de la direction du pic d’énergie θ_p , mais aussi la distribution spectrale et angulaire (via 5 coefficients de Fourier) de l’énergie des vagues. Les données du réseau NDBC sont partie intégrante du système d’alerte aux ouragans aux États-Unis et sont également utilisées à des fins de recherches (elles sont libres d’accès). La figure 3.5b montre un spectre 2D de hauteur des vagues $E(k, \theta)$ reconstruit à partir des mesures de la bouée 41049 dans l’ouragan SAM : l’énergie est représentée en fonction du nombre d’onde k (proportionnel à la distance au centre) et de sa direction de provenance, indiquée par l’angle θ . Le spectre unidimensionnel associé, $E(k)$, résultant de l’intégration de $E(k, \theta)$ sur toutes les directions, correspond à la courbe orange sur la figure 3.5c.

Les propriétés des vagues à la surface de l’océan peuvent également être mesurées par des capteurs de pression immergés à profondeur fixée, qui enregistrent la pression au cours du temps. À partir de ces enregistrements, on peut reconstruire le spectre d’énergie des vagues à la surface de l’océan, après avoir corrigé le spectre d’énergie de l’atténuation des modes avec la profondeur. Les spectres ainsi obtenus sont unidimensionnels et ne contiennent aucune information sur la direction de propagation des vagues. La confrontation des données de plusieurs capteurs déployés dans une même région peut tout de même permettre d’avoir des indications sur l’aspect directionnel des vagues. Nous utilisons ce type de capteurs dans le cadre du projet Maeva⁵ dans le Pacifique Sud : les capteurs sont fixés sur les tombants externes des barrières récifales des îles volcaniques de la Polynésie-Française. Ces mesures de pression constituent une source d’informations *in situ* extrêmement riche pour l’étude des événements extrêmes.

5. Le projet Maeva (Modélisation de l’Amplification et de l’Erosion des Vagues) est financé par le TOSCA/CNES depuis 2018. Il fait partie de la Science-Team des satellites CFOSAT et SWOT.



FIGURE 3.7 – Vue d’artiste du satellite CFOSAT et de son instrument SWIM (à gauche sur la figure).

Elles permettent en effet de reconstruire les propriétés des vagues à la surface de l’océan, même en cas d’épisode cyclonique, les sondes étant protégées par les quelques dizaines de mètres d’eau qui les séparent de la surface.

Depuis 2019, le satellite franco-chinois CFOSAT (Chinese-French Oceanography SATellite) fournit des spectres directionnels de vagues à l’échelle du globe grâce à un radar multi-faisceaux rotatif appelé SWIM (Surface Waves Investigation and Monitoring) (figure 3.7). Ces spectres couvrent la plage de longueurs d’onde [70 – 500] mètres. Cette gamme inclut en partie la composante “mer du vent” ($\lambda \lesssim 150$ m), qui correspond aux vagues activement générées par le vent (vagues jeunes) et les houles ($150 \text{ m} \lesssim \lambda \lesssim 1500$ m), sur lesquelles le vent n’a presque pas d’effet (vagues âgées). De façon générale, le spectre de houle est plus localisé, en direction et en longueur d’onde, avec un pic d’énergie à une longueur d’onde supérieure à celui de la mer du vent (figure 3.6). Jusqu’en 2019, les mesures des vagues étaient effectuées par des radars altimètres à bord de satellites, comme Jason-3 ou Sentinel-3 par exemple, et par des radars à synthèse d’ouverture, les SAR (Synthetic Aperture Radar) embarqués à bord de satellites tels ENVISAT ou Sentinel-1 depuis 2014. Les altimètres mesurent la hauteur significative des vagues H_s à l’échelle du globe (Ribal & Young, 2019). Les SAR étaient, jusqu’en 2019, les seuls instruments à même de fournir des spectres bidimensionnels de vagues, à partir d’images radar de la surface de l’océan, également appelées imagerie, de dimensions 20 km par 20 km.

Les spectres du SAR sont limités par l’effet de “cutoff azimutal”. Lorsque les vagues se propagent dans la direction du satellite (on parle d’azimut), seules les vagues avec des longueurs d’onde plus grandes qu’une valeur seuil peuvent être détectées ; ce seuil, qui augmente avec la vitesse du vent et avec la hauteur des vagues, varie essentiellement entre 100 et 500 mètres. Cet effet, inhérent à la technologie SAR, empêche la mesure de la composante mer du vent et des houles courtes lorsqu’elles se propagent dans une direction proche de l’azimut. Cette limitation est particulièrement importante dans la région du Pacifique Sud où la majeure partie de l’énergie des vagues provient du sud et se propage dans des directions proches de la direction de l’azimut du SAR (Oruba *et al.*, 2022). La figure 3.8 compare les spectres mesurés par des capteurs de pression,

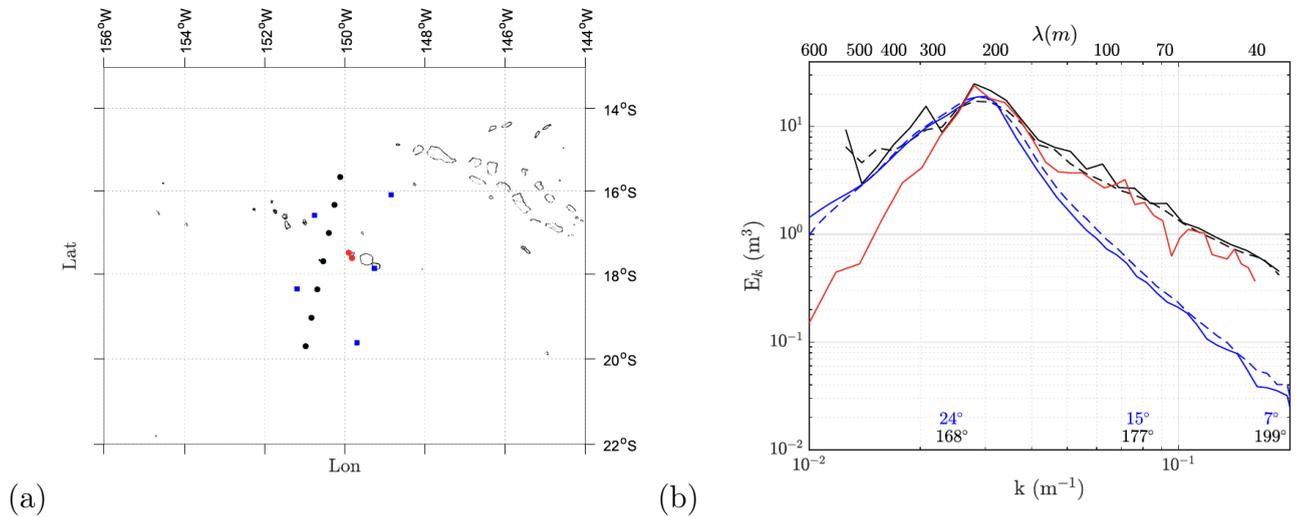


FIGURE 3.8 – Comparaison de spectres 1D reconstruits à partir des mesures de capteurs de pression (en rouge), d’imagerie SAR (en bleu) et de SWIM (en noir) autour de l’île de Moorea, le 5 juin 2020 (d’après Oruba *et al.*, 2022).

par le SAR de Sentinel-1 et par l’instrument SWIM de CFOSAT à proximité de l’île de Moorea, en condition de mer forte ($H_s = 3$ m), lors du passage des deux satellites le 5 juin 2020. Aux longueurs d’ondes supérieures à 200 m, les spectres du SAR (en bleu), décroissent beaucoup plus rapidement avec le nombre d’onde k que les spectres SWIM (en noir) et *in situ* (en rouge). Il s’agit de l’effet dit de “cutoff azimuthal”.

Une conséquence directe de l’effet de cutoff azimuthal du SAR est une sous-estimation des paramètres des vagues, parmi lesquels la hauteur significative des vagues H_s et la hauteur maximale des vagues H_{max} . Afin de quantifier cet effet, on peut utiliser des mesures *in situ*, par exemple, les mesures réalisées par un capteur de vagues déployé à une profondeur de 30 mètres sur le tombant de Tiahura, au nord-ouest de l’île de Moorea, pendant le passage du CT Oli (2010). La figure 3.9 montre la hauteur des vagues reconstruite à partir d’un enregistrement de pression d’une durée de 2 min (courbe noire). La hauteur significative atteint 8.0 m et la hauteur maximale des vagues (côte à côte) pendant la durée de l’enregistrement est de 9.8 m. Pour reproduire les limitations spectrales du SAR, la hauteur des vagues est reconstruite après avoir filtré les fréquences supérieures à la valeur de coupure du SAR, soit 0.1 Hz, ce qui correspond à une longueur d’onde de l’ordre de 150 m (courbe rouge). Cette valeur de coupure de 0.1 Hz est probablement sous-estimée dans le cas d’un cyclone, car elle correspond à des vents de surface de vitesse intermédiaire, bien inférieure à celle des vents soufflant dans un cyclone. On constate que la hauteur significative des vagues et la hauteur maximale des vagues sont toutes deux fortement affectées par le filtrage spectral : H_s est divisée par un facteur 2 et H_{max} par un facteur 2.5. Or l’expérience a montré que les vagues associées au CT Oli sont devenues dévastatrices pour l’écosystème ainsi que pour les infrastructures lorsque H_s a atteint environ 6 mètres. La plupart des dommages matériels et écologiques sont associés à ces vagues de grande amplitude qui sont très limitées dans le temps (quelques heures). La sous-estimation des mesures des vagues due aux limitations des instruments, telles que le cutoff azimuthal du SAR, peut donc avoir des

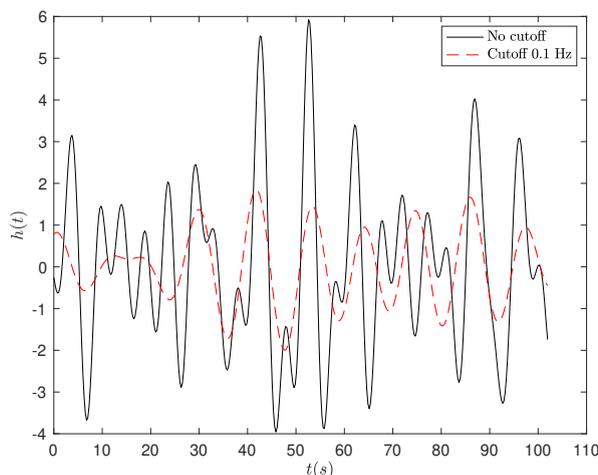


FIGURE 3.9 – Evolution temporelle de la hauteur des vagues $h(t)$ reconstruite à partir d’un enregistrement de pression pendant le CT Oli, en utilisant le spectre complet (en noir) et en tronquant le spectre à 0.1 Hz pour reproduire le cutoff du SAR (en rouge) (d’après Oruba *et al.*, 2022).

conséquences importantes sur les prévisions à court terme ainsi que sur l’analyse des dommages a posteriori des impacts des vagues sur les récifs coralliens et les infrastructures humaines.

L’instrument SWIM de CFOSAT permet une description sans précédent des vagues, en offrant la possibilité de mesurer les vagues de la mer de vent. Il convient cependant de noter que les spectres bidimensionnels de SWIM présentent une ambiguïté à 180° (visible sur la figure 3.5a) et que dans les états de mer faible à modérée ($H_s < 1.5$ m), le SAR semble fournir des mesures plus fiables que SWIM (Oruba *et al.*, 2022). Les deux technologies apparaissent donc comme complémentaires. Les spectres de vagues de SWIM sont disponibles depuis Avril 2019. Après la mise en orbite du satellite, en novembre 2018, les données ont d’abord du être calibrées et validées, durant une phase de plusieurs mois appelée phase de CAL-VAL : les observations disponibles et les modèles numériques ont alors été utilisés pour affiner la chaîne de post-traitement de l’instrument. Les capteurs de pression déployés à Moorea ont d’ailleurs été utilisés pendant cette phase de CAL-VAL (Hauser *et al.*, 2021).

Le radar de SWIM est composé d’un faisceau visant à la verticale du satellite (faisceau nadir) qui se comporte comme un altimètre et donne accès au paramètre H_s , et de faisceaux rotatifs inclinés à 6° , 8° et 10° fournissant des spectres de vagues bidimensionnels. La chaîne de post-traitement de l’instrument SWIM permettant de reconstruire les spectres de vagues est résumée ci-après. Cette reconstruction est possible parce que le signal radar rétrodiffusé par la surface de l’océan (écho radar) est modulé par l’inclinaison de la surface de l’océan associée aux vagues. Le signal résultant est quantifié par la “section efficace radar normalisée”, notée σ_0 dans la suite. Elle est calculée à l’intérieur d’une empreinte (“footprint” en anglais) d’environ 20 km de long dans la direction de visée. Comme SWIM est un radar à ouverture dite réelle, ces valeurs de σ_0 correspondent à des signaux intégrés sur la direction azimutale, sur une largeur d’envi-

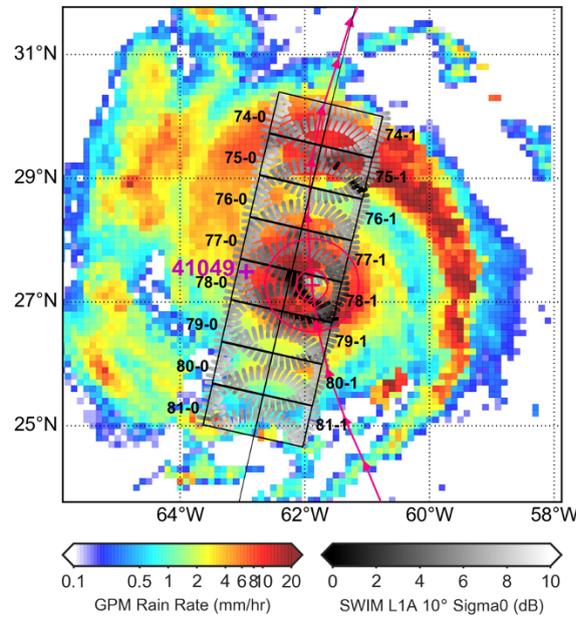


FIGURE 3.10 – Footprints (en gris) et boîtes associées aux spectres 2D de SWIM (en noir) superposé au champ de pluie (produit IMERG) dans l’ouragan SAM (d’après Zhao *et al.*, 2024).

ron 20 km. Les segments gris sur la figure 3.10 représentent les footprints successifs au cours du balayage azimutal de SWIM. Chaque segment gris représente la position de l’empreinte dans la direction de visée ; l’extension azimutale n’est pas représentée ici. Les signaux σ_0 contiennent des modulations dues à l’inclinaison des vagues lorsqu’elles se propagent le long de la direction de visée. Pour extraire les informations sur les vagues des mesures de σ_0 , un “detrending” (c’est-à-dire une élimination de la tendance) est appliqué sur les profils de σ_0 . Dans le post-traitement, pour éviter les conditions de faible rapport signal sur bruit, seules les valeurs de σ_0 supérieures à une valeur seuil sont conservées. On obtient les signaux de fluctuation, $\delta\sigma_0$. Les spectres de modulation, notés $P_m(k)$, sont ensuite déduits de $\delta\sigma_0$ par une transformée de Fourier, après avoir appliqué des corrections spécifiques aux mesures radar. Les spectres de modulation sont enfin transformés en spectres de pente de vagues, en appliquant une fonction de transfert de modulation (appelée MTF) ; cette fonction implique une renormalisation de l’énergie spectrale utilisant le H_s mesuré par le faisceau nadir.

Les spectres obtenus selon les différentes directions sont finalement combinés pour construire un spectre de vagues bidimensionnel à l’échelle d’une boîte d’environ 70 km par 90 km (rectangles noirs sur la figure 3.10), de chaque côté de la trace du satellite (on parle de la trace nadir). Les spectres ainsi obtenus sont discrétisés en 32 nombres d’onde dans la plage $[0.01 - 0.28] \text{ m}^{-1}$ et 12 directions de propagation, avec une ambiguïté de 180° (Hauser *et al.*, 2021). Ces spectres correspondent à des spectres de pente des vagues, notés $F(k, \theta)$. On tend à leur préférer les spectres de hauteur des vagues, calculés comme $E(k, \theta) = F(k, \theta)/k^2$; le spectre présenté en figure 3.5a correspond à un spectre de hauteur des vagues $E(k, \theta)$.

3.2.2 Fiabilité des mesures de vagues par satellite dans les cyclones

L'impact de la pluie sur les produits satellites de vagues est un problème majeur, en particulier quand il s'agit de les utiliser dans les CT, où les taux de pluie peuvent atteindre plusieurs dizaines de millimètres par heure⁶. De façon générale, les ondes électromagnétiques sont atténuées et dispersées par l'atmosphère, principalement en raison de la présence de vapeur d'eau et de gouttes d'eau liquide (nuages et pluie), les hautes fréquences (bandes X-Ku-Ka) étant plus impactées que les basses fréquences (bandes C-S-L). Les études poussées de l'impact de la pluie sur les mesures de vagues sont peu nombreuses dans la littérature. Évaluer cet impact nécessite en effet de disposer de valeurs de référence, correspondant à ce qui devrait être mesuré en l'absence de pluie, ce qui n'est pas chose facile.

Concernant les altimètres, Quilfen *et al.* (2006) ont montré que des estimations fiables de la hauteur significative des vagues (mais aussi de la vitesse du vent et du taux de pluie) pouvaient être obtenues dans les CT, grâce aux altimètres bi-fréquences, fonctionnant à la fois en fréquences micro-ondes C (5.3 GHz) et Ku (13.6 GHz). Quant aux SAR, Alpers *et al.* (2016) ont mis en évidence l'impact important et complexe de la pluie sur le signal rétrodiffusé, tandis que Zhao *et al.* (2021) ont analysé plus spécifiquement l'impact de la pluie sur les spectres de vagues dans les CT. Ils montrent un impact important de la pluie sur la précision des valeurs de H_s et sur la forme des spectres de vagues. Ceux-ci diffèrent significativement des spectres du modèle de vagues SWAN (Simulating WAVes Nearshore), choisi comme modèle de référence. Ce choix est critiquable, car les modèles numériques possèdent leur propres limitations.

Qu'en est-il des spectres de vagues de SWIM? Jusqu'à l'étude menée récemment avec Xiaolu Zhao (doctorante co-encadrée avec B. Zhang, U. de Nanjing), l'impact de la pluie sur les spectres de vagues de SWIM n'avait pas été étudié. Pourtant, ces données ont été utilisées dans plusieurs études portant sur les vagues dans les CT. Parmi celles-ci, Yurovskaya *et al.* (2022) ont analysé les vagues générées dans le CT Goni (2020) en utilisant les spectres de vagues SWIM. D'autres études sont basées sur une approche statistique et utilisent les données de SWIM sur une à plusieurs années à l'échelle du globe (Shi *et al.*, 2021; Xiang *et al.*, 2022; Le Merle *et al.*, 2022).

Nous avons montré que les spectres de vagues de SWIM sont peu affectés par les fortes pluies et restent de bonne qualité malgré les pluies diluviennes (Zhao *et al.*, 2024, en révision). Afin d'évaluer la fiabilité des spectres de SWIM dans les CT, nous avons comparé ces spectres à des observations *in situ* par des bouées du réseau NDBC. Ces dernières sont considérées comme les mesures les plus fiables dont on dispose et sont utilisées comme référence. La principale difficulté rencontrée lors d'une telle comparaison est due à la nature éparse de ces deux types de données, à la fois dans l'espace et dans le temps. D'une part, les observations *in situ* sont effectuées uniquement à l'emplacement du dispositif, qui est fixe dans le cas des bouées du NDBC. Ces dernières fournissent les paramètres moyens des vagues (H_s , f_p et θ_p) toutes les 10 min et les spectres toutes les heures. D'autre part, les passages de SWIM dans une région donnée

6. Pour donner une idée des ordres de grandeurs, Météo-France parle de pluies fortes lorsque le taux de pluie dépasse 8 mm/h et Paris reçoit en moyenne environ 700 mm de pluie par an.

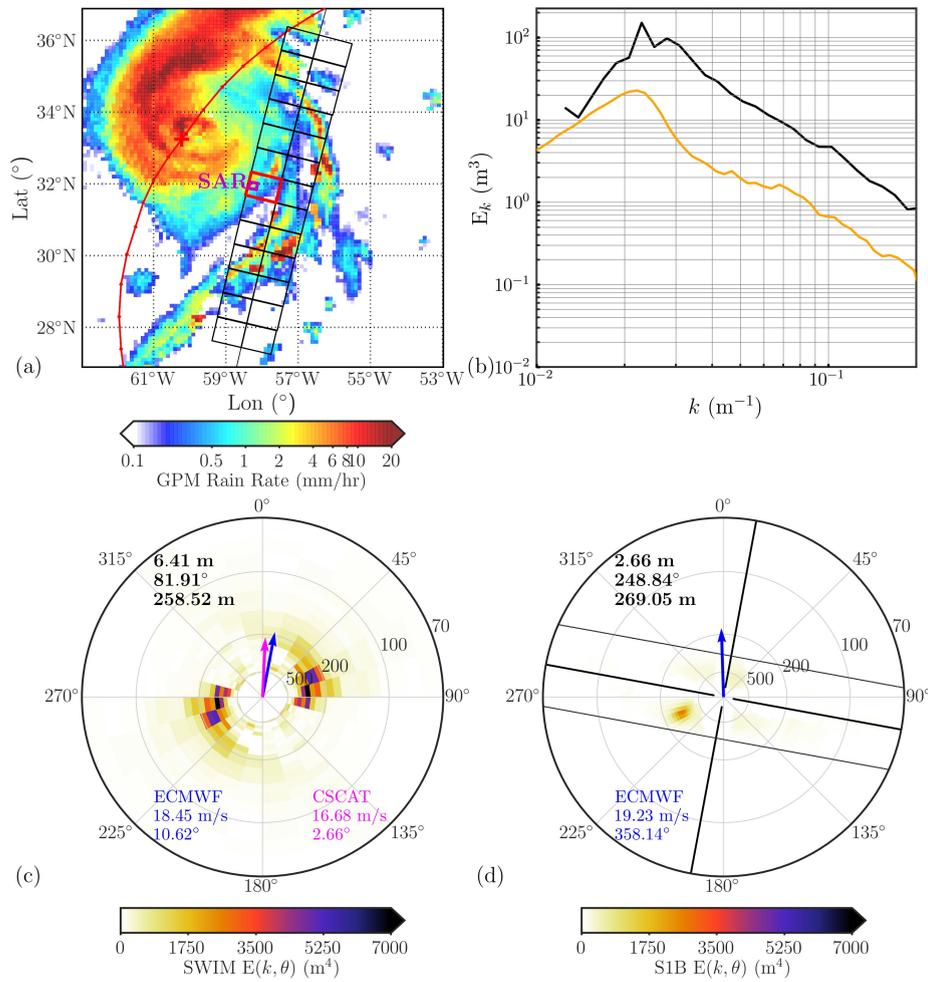


FIGURE 3.11 – Comparaison d’un spectre de SWIM (panel c) et d’un spectre du SAR de Sentinel-1 (panel d) dans l’ouragan SAM sous une pluie modérée (3 mm/h). Les spectres unidimensionnels de SWIM (en noir) et du SAR (en orange) sont tracés sur le panel b (d’après Zhao *et al.*, 2024).

du globe ont lieu une à deux fois par jour, et les mesures de vagues ne sont effectuées que le long de la trace nadir (pour H_s) et dans deux bandes d’environ 90 km de large de chaque côté de la trace (pour les spectres de vagues). Il existe donc inévitablement un écart temporel et spatial entre les mesures de SWIM et les mesures *in situ*. Or de tels écarts peuvent être critiques sous les cyclones, du fait de la distribution inhomogène des vagues et de leur variabilité temporelle, due aux variations du vent et au déplacement du cyclone. De telles comparaisons doivent donc être effectuées avec précaution, notamment quand il s’agit d’évaluer la qualité des mesures par satellite. Il s’agit donc de choisir des critères de colocalisation suffisamment restrictifs pour pouvoir attribuer les différences observées à la pluie (et non aux inhomogénéités des vagues), mais pas trop restrictifs non plus au risque de ne disposer d’aucune données colocalisées. Nous disposons dans le cas de l’ouragan SAM de spectres colocalisés distants de 33 km à 8 min d’intervalle, avec un taux de pluie dépassant les 20 mm/h dans la boîte asso-

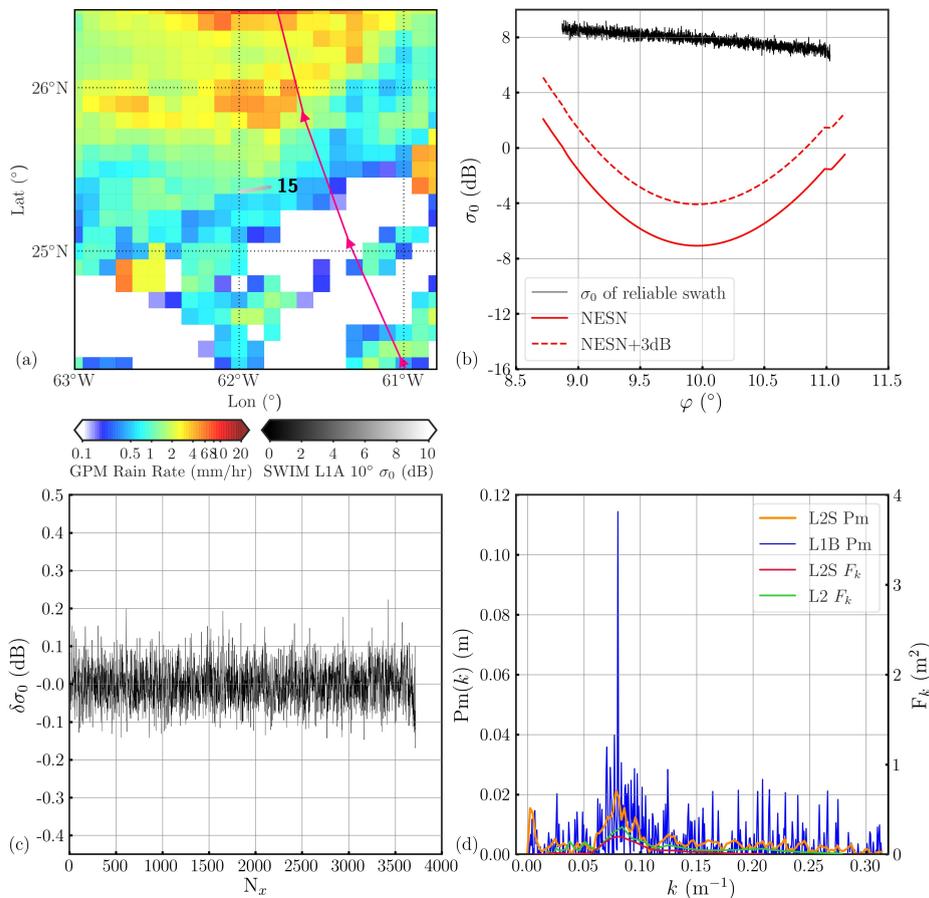


FIGURE 3.12 – Exemple de mesures le long d’une footprint sous faible pluie. Profils de (b) σ_0 (en noir) et de (c) $\delta\sigma_0$; (d) spectre de modulation $P_m(k)$ (en bleu) et spectre de pente $F(k)$ (en vert) (d’après Zhao *et al.*, 2024).

ciée au spectre. Ils sont représentés sur la figure 3.5 : les paramètres des vagues et les spectres sont très similaires. Des comparaisons similaires dans d’autres tempêtes et CT ont confirmé qu’il existe une bonne cohérence globale entre les spectres de vagues de SWIM et les spectres *in situ*, même en présence de fortes pluies.

Contrairement aux spectres de SWIM, les spectres des SAR sont fortement impactés par les précipitations. Nous avons pu le constater dans le cas de l’ouragan SAM, où nous avons identifié deux spectres de SWIM et du SAR de Sentinel-1, reconstruits à partir de mesures distantes de moins de 40 km à 90 min d’intervalle, dans des conditions de pluie modérée (3 mm/h). Ces deux spectres sont représentés sur la figure 3.11. La valeur de H_s mesurée par le SAR est plus petite d’un facteur 2.5 que celle mesurée par SWIM, et le spectre du SAR (en orange sur le panel b) est fortement atténué sur toute la plage de nombres d’onde. Il s’agit d’un cas où les vagues se propagent dans une direction suffisamment différente de la direction de l’azimut du SAR pour que l’effet de cutoff ne puisse expliquer une telle atténuation. Cette dernière est donc très probablement due à la pluie.

Pour comprendre pourquoi les spectres de vagues de SWIM semblent fiables, même

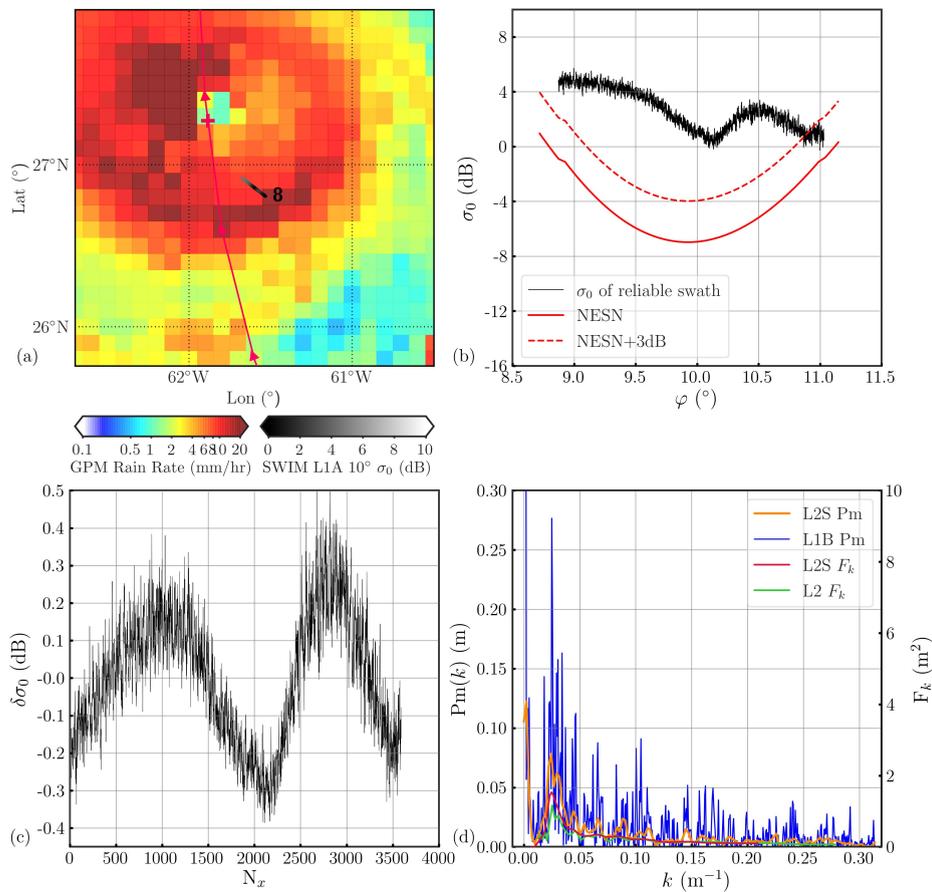


FIGURE 3.13 – Même représentation que sur la figure 3.12, mais pour une empreinte (footprint) sous pluie forte.

dans des conditions de pluie extrêmes, nous nous sommes focalisés sur les mesures le long des footprints représentés sur la figure 3.10. Sur cette figure, les footprints sont superposés au taux de pluie estimé à partir du produit IMERG, issu des mesures de pluie par la constellation de satellites GPM (Global Precipitation Measurement). La figure 3.12 correspond aux mesures le long d'une empreinte (footprint) sous une pluie légère (1 mm/h). Cette figure montre l'allure du profil de σ_0 (en noir sur le panel b), du signal de fluctuation $\delta\sigma_0$ (panel c), du spectre de modulation $P_m(k)$ (courbe bleue sur le panel d) et du spectre de pentes (courbe verte sur le panel d). La figure 3.13 montre comment ces profils sont modifiés dans le cas d'une empreinte sous une forte pluie (10 mm/h). On remarque que le profil de σ_0 est atténué et déformé en raison des inhomogénéités de pluie le long de l'empreinte. La distorsion produit des oscillations à grande échelle du $\delta\sigma_0$ et un pic d'énergie à petit nombre d'onde sur le spectre P_m . Ce pic n'est pas visible sur le spectre de pentes, car il est filtré lors du post-traitement. Ces effets ont été analysés quantitativement et statistiquement, plus de détails sont données dans Zhao *et al.* (2024). Il ressort de cette étude que si la pluie affecte bien le signal radar rétrodiffusé, les spectres de vagues restent de bonne qualité parce que la technologie innovante (géométrie rotative de balayage du faisceau) et les processus de post-traitement appliqués pour reconstruire les spectres de vagues garantissent une

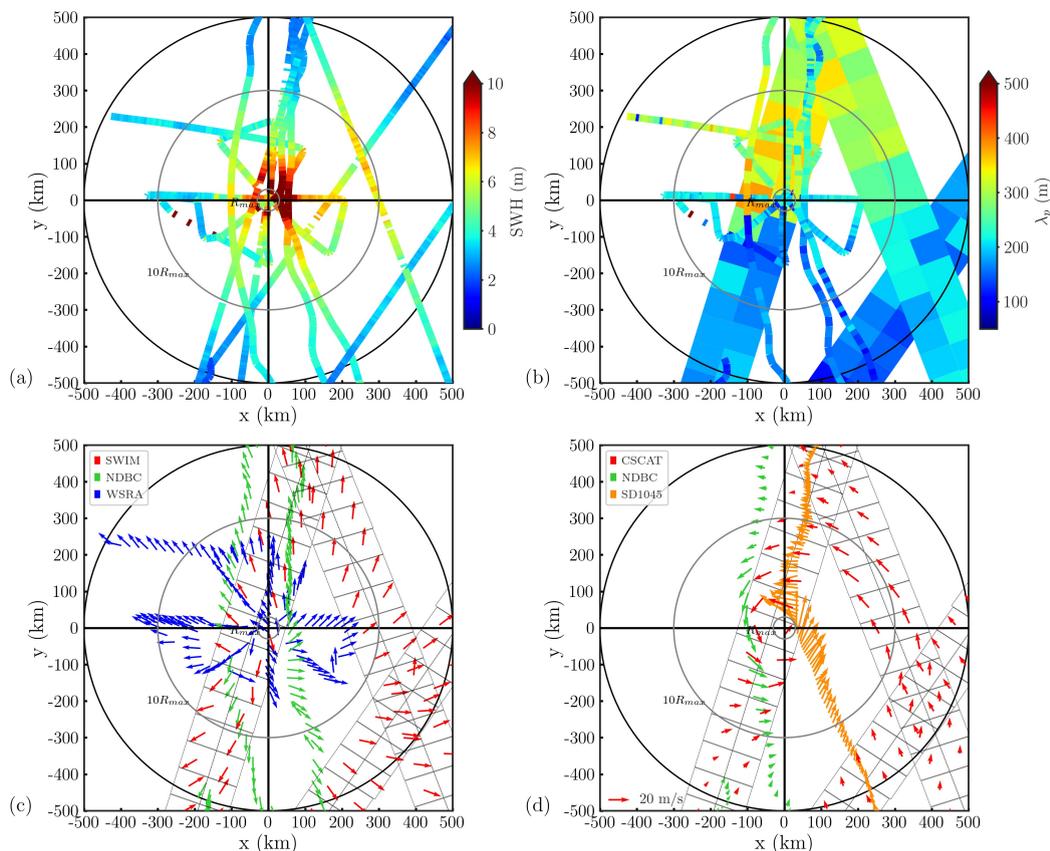


FIGURE 3.14 – Représentation composite des observations de vagues et de vents entre le 29 septembre et le 2 octobre, reportées dans un référentiel attaché à l’ouragan SAM : (a) H_s , (b) longueur d’onde λ_p et (c) direction de propagation du pic d’énergie, (d) vents de surface (d’après Zhao *et al.*, 2024).

bonne qualité des spectres, même en cas de fortes pluies, en éliminant les parties des signaux qui sont trop atténuées ainsi que le pic d’énergie dû aux inhomogénéités de la pluie.

3.2.3 Asymétrie du champ de vagues dans un cyclone

Bien que les observations de vagues sous les cyclones soient relativement rares, il y a dans le cas de l’ouragan SAM un nombre particulièrement important de données, tant par satellite et avions qu’*in situ*. La figure 3.14 a été construite en utilisant ces données, afin de caractériser la distribution des vagues dans l’ouragan SAM. Cette figure composite rassemble les données disponibles entre le 29 septembre et le 2 octobre ; cette période correspond à la deuxième phase intense de SAM, avec des vents soufflant à environ $60 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pendant ces 3 jours. Les données de H_s (panel a), de la longueur d’onde du pic d’énergie λ_p (panel b), de la direction de propagation du pic d’énergie (panel c) et des vents de surface (panel d) sont reportées dans un référentiel attaché au cyclone. Le haut de la figure correspond à la direction de propagation de l’ouragan. Ces données incluent les mesures *in situ* par 3 bouées du NDBC et par le saildrone

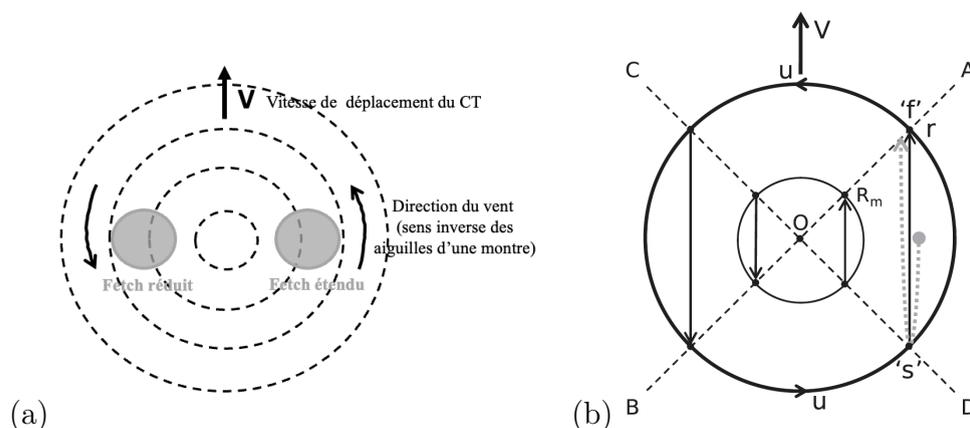


FIGURE 3.15 – (a) Schéma illustrant la théorie du fetch étendu, adapté de Young (1988). (b) Modèle simplifié de Kudryavtsev *et al.* (2015).

1045 ; elles correspondent aux trajectoires irrégulières sur la figure 3.14. Cette dernière contient aussi les données de SWIM et du scattéromètre SCAT (qui mesure la vitesse du vent) associées à 3 passages de CFOSAT, ainsi que les données altimétriques acquises lors de 2 passages de Sentinel-3 ; leurs trajectoires apparaissent rectilignes sur la figure 3.14. On dispose enfin des données collectées lors d’un vol de reconnaissance effectué par la NOAA ; l’avion a traversé plusieurs fois l’ouragan, échantillonnant les différents quadrants en l’espace de quelques heures. Les vagues les plus hautes sont observées dans les quadrants droit, près du centre de l’ouragan, à des distances inférieures à $3R_m$, R_m étant le rayon de vent maximal, environ égal à 30 km (figure 3.14a). Les longueurs d’onde les plus grandes sont elles observées dans les deux quadrants avant (figure 3.14b). Les vagues de ces deux quadrants émergent d’une région à droite du centre de l’ouragan (figure 3.14c), correspondant à une région de vents forts (figure 3.14d).

Le champ de vagues dans les cyclones, et en particulier son asymétrie, a été étudié dans de nombreuses travaux (Young, 2017). L’asymétrie du champ de H_s résulte en partie de l’asymétrie du champ de vent, qui souffle plus fort à droite de la trajectoire du cyclone. Cependant, il existe une autre source d’asymétrie, identifiée comme “théorie des vagues piégées” (en anglais : trapped-fetch wave model) ou encore “théorie du fetch étendu” (Young, 1988; Bowyer & MacAfee, 2005).

Le phénomène de “wave containment” (confinement des vagues en français) est discuté et reconnu depuis près d’un siècle, pour désigner le fait que les vagues se déplaçant avec le cyclone sont davantage amplifiées (voir par exemple Cline, 1920; Tannehill, 1936). King & Shemdin (1978) ont proposé le concept de “extended” ou “trapped” fetch dans les cyclones tropicaux. L’idée naïve est que si une vague d’une longueur d’onde donnée se déplace à la même vitesse et dans la même direction que le cyclone (“trapped fetch” ou “ondes piégées” dans un sens strict), elle continue à être amplifiée par les vents au cours de sa propagation. Il s’agit toutefois d’une vision idéalisée, car les vagues changent de longueur d’onde et donc de vitesse de propagation à mesure qu’elles sont amplifiées par le vent. Une vision plus réaliste (“extended fetch” ou “fetch étendu”, même si le terme d’ondes piégées reste parfois utilisé dans ce contexte) est alors que les vagues les plus dangereuses sont celles qui ont passé le plus de temps sous les vents

forts (voir figure 3.15a). Du fait du déplacement du cyclone, les vagues générées dans les quadrants droit, qui se propagent dans le même sens que le cyclone, sont soumises à des conditions de vent fort pendant des durées plus longues que si le cyclone était stationnaire. À l'inverse, les vagues générées dans les quadrants gauche subissent un fetch réduit, car elles se propagent vers l'arrière du cyclone, c'est-à-dire dans le sens opposé au déplacement du cyclone.

Dans cette théorie, le paquet d'onde excité par le vent dans le secteur droit est initialement nécessairement plus lent que le cyclone ($C_g < V$). Il se propage donc d'abord vers l'arrière du cyclone (dans le référentiel attaché à celui-ci). A mesure qu'il est amplifié par le vent, sa vitesse de groupe augmente. Lorsqu'elle atteint V , le paquet d'onde fait demi-tour (toujours dans le référentiel du cyclone). Il se propage alors vers l'avant du cyclone tout en continuant à croître et à accélérer ($C_g > V$). Le paquet d'onde le plus amplifié correspond, dans cette théorie, à celui ayant effectué le trajet le plus long possible sous les vents forts du cyclone avant de quitter celui-ci (au point 'f' sur la figure 3.15b). Pour celui-ci, le point de retournement 's' sur la figure 3.15b, correspondant à $C_g = V$, se situe donc vers l'arrière du cyclone. Ce modèle s'applique pour la région des vents forts sous le cyclone (entre le rayon de vent maximal R_m et à peu près $10 R_m$).

La théorie du fetch étendu a été formalisée par Kudryavtsev *et al.* (2015) dans un modèle analytique en une dimension (noté KGC15 dans la suite) basée sur le raisonnement lagrangien introduit ci-dessus. Ce modèle est une extension des lois de croissance de l'énergie et de la fréquence pic des vagues dans des conditions de fetch limité (Badulin *et al.*, 2007) à un référentiel en mouvement, à savoir le référentiel attaché au cyclone. Dans le modèle KGC15, le vent souffle le long de la direction parallèle à l'axe du cyclone avec une vitesse constante et génère des vagues se propageant dans la même direction. Les vagues sont donc décrites dans les secteurs droit et gauche, mais pas dans les secteurs avant et arrière (figure 3.15b). Cette approche a récemment été étendue par un modèle numérique lagrangien décrivant l'évolution des propriétés des vagues le long de leur trajectoire (appelée rayon) dans un champ de vent de CT variable en espace et en temps (Kudryavtsev *et al.*, 2021a). Les auteurs ont alors proposé des modèles paramétriques, utilisant des fonctions pré-définies et visant à reconstruire, à partir des paramètres du cyclone (R_m , vent maximal, vitesse de déplacement) les paramètres des vagues (Kudryavtsev *et al.*, 2021b; Yurovskaya *et al.*, 2023).

Afin de comprendre l'origine de l'asymétrie des vagues dans l'ouragan SAM, nous avons confronté les observations au modèle KGC15. La figure 3.16 compare les observations de H_s aux valeurs prédites par le modèle KGC15. On constate que malgré ses approximations, ce dernier fournit des valeurs globalement cohérentes avec les observations. C'est le cas dans les quadrants droit, suffisamment près du centre de l'ouragan, où la théorie est valable. Par contre, le modèle sous-estime H_s dans les quadrants gauche. Cette sous-estimation est une conséquence des hypothèses simplificatrices du modèle.

Les vagues dans le modèle KGC15 se déplacent dans une direction parallèle au déplacement du cyclone, aucune énergie des vagues n'est donc émise depuis le mur de l'oeil dans ce modèle, ce qui peut expliquer la sous-estimation de l'énergie dans les quadrants gauche. Le modèle KGC15 peut néanmoins être utilisé pour étudier l'existence possible d'un "fetch étendu" dans les quadrants droit de SAM. On utilise les données

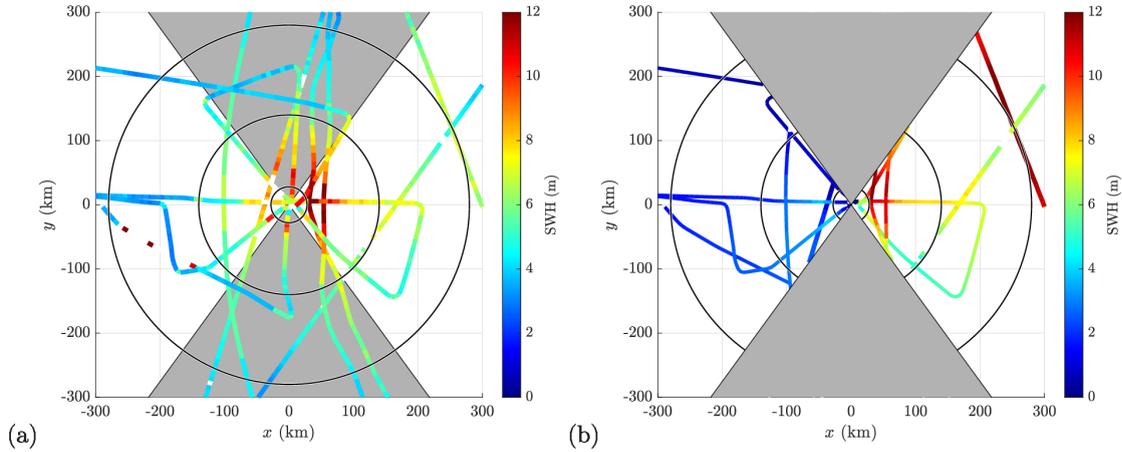


FIGURE 3.16 – Hauteur significative des vagues dans l’ouragan SAM, (a) d’après les observations et (b) calculée avec le modèle KGC15. Les cercles noirs indiquent les rayons R_m , $5R_m$ et $10R_m$. La zone grisée ne peut être décrite par le modèle (d’après Zhao *et al.*, 2024).

du saildrone dont la trajectoire décrit justement ces deux quadrants, en passant à environ 30 km de son centre, dans le mur de l’oeil, là où les vents sont les plus forts (voir vignette sur la figure 3.17a). Il échantillonne donc la région où le phénomène de “fetch étendu” est susceptible de se produire. La hauteur significative des vagues mesurées par le saildrone en fonction de la distance au centre de l’ouragan, r (de même signe que y), est représentée en bleu sur la figure 3.17a. La prédiction du modèle (en rouge), calculée en utilisant le vent de surface mesuré par le saildrone et la vitesse V de propagation du cyclone, est très proche des valeurs observées. Un calcul similaire en fixant $V = 0$ dans le modèle (c’est-à-dire en supposant le cyclone stationnaire) sous-estime fortement l’énergie (courbe noire). Les fortes valeurs de H_s observées dans les quadrants droit de SAM sont donc cohérentes avec la théorie du fetch étendu.

Pour aller plus loin, on a tracé sur la figure 3.17b (en bleu) le quotient de la vitesse de groupe C_g (calculée à partir de f_p) par la vitesse de propagation V du CT. Ce rapport croît avec r , ce qui traduit le fait que les vagues ne cessent de croître et donc d’accélérer au cours de leur propagation vers l’avant du cyclone. De plus, la région où $C_g \simeq V$ se situe aux environs de $r = -300$ km, en amont de la région de H_s maximal (qui se situe elle près de $r = 0$ d’après la figure 3.17a). Cette observation est cohérente avec la théorie du “fetch étendu”. En effet, dans cette théorie, la vague est décrite comme se propageant d’abord vers l’arrière du cyclone (dans le référentiel attaché à celui-ci), car elle est moins rapide que lui ($C_g < V$). Puis lorsque sa vitesse atteint V , la vague fait demi-tour (toujours dans le référentiel du cyclone) et se propage alors vers l’avant en continuant à croître et à accélérer. Le point de retournement, correspondant à $C_g = V$, se situe donc vers l’arrière du cyclone.

Les données du saildrone ont donc permis de mettre en évidence l’existence d’ondes “piégées”⁷ dans l’ouragan SAM. Ainsi, outre des vidéos impressionnantes au coeur des

7. On parle ici d’ondes “piégées” pour désigner le phénomène de fetch étendu, même si les vagues ne sont pas strictement en résonance avec le cyclone, car leur vitesse de groupe croît avec le temps.

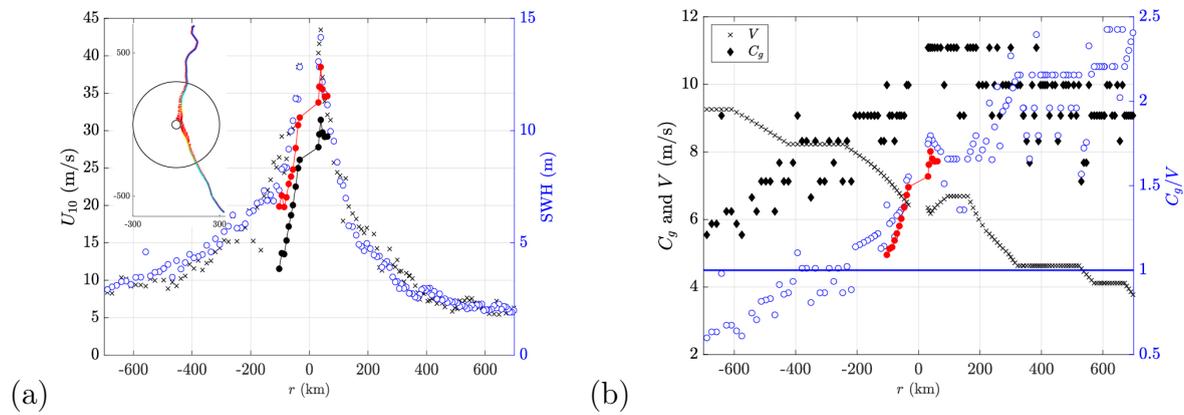


FIGURE 3.17 – (a) Hauteur significative (en bleu) et vent de surface (en noir) mesurés par le saildrone le long de sa trajectoire. La trajectoire du saildrone dans le référentiel de SAM est indiquée dans la vignette. (b) C_g/V (en bleu) où C_g est la vitesse du pic d'énergie et V la vitesse du cyclone. Les résultats du modèle de KGC15 sont indiqués en rouge (d'après Zhao *et al.*, 2024).

ouragans, les saildrones fournissent aussi des mesures de vagues et de vent qui viennent compléter les modèles et qui constituent un atout essentiel pour l'étude des mécanismes de génération des vagues dans les cyclones. Il en va de même pour les mesures de vagues par SWIM, dont la technologie innovante permet de produire des spectres de vagues restant fiables même dans les cyclones tropicaux.

Chapitre 4

Perspectives

Mon projet de recherche dans les années à venir s'inscrit dans la continuité de mes recherches actuelles. Mes thématiques de recherche se décomposent sur trois grands axes, détaillés ci-dessous.

4.1 Intensification des cyclones tropicaux

Comme expliqué dans le chapitre 2, la dynamique de l'oeil des CT est intimement liée à leur intensification. Le mécanisme de formation de l'oeil mis en évidence dans un cadre idéalisé par Oruba *et al.* (2017a) et qui semble robuste lorsque des conditions aux limites plus réalistes sont implémentées (Dormy *et al.*, 2024) doit maintenant être testé dans un modèle prenant en compte les changements de phase, afin de reproduire la stratification dans l'oeil qui joue un rôle important dans les équilibres locaux. Il s'agit d'ajouter une variable pour modéliser l'humidité et d'implémenter le changement de phase de l'eau se produisant lors de l'ascension de l'air humide dans le mur de l'oeil, à l'origine d'un dégagement de chaleur latente en altitude. Ce travail s'inspirera du modèle idéalisé de convection humide de Vallis *et al.* (2019).

Au delà de la dynamique interne, l'intensification des cyclones tropicaux est fortement conditionnée par leur environnement. En plus de leurs échanges d'énergie avec l'océan, ils interagissent également avec les vents de l'environnement dans lequel ils se développent. La structure de ces vents joue un rôle clé dans leur intensification. C'est le cas du cisaillement vertical du vent ambiant, défini comme la différence entre le vent de l'environnement du cyclone à 850 hPa et à 200 hPa, c'est-à-dire entre la tropopause (à environ 15 km d'altitude) et une altitude de 1500 m environ. Il est établi depuis longtemps que le cisaillement vertical a un effet inhibant sur l'intensité des CT (Wadler *et al.*, 2023). Le cisaillement a tendance à incliner le vortex verticalement (DeMaria, 1996; Boehm & Bell, 2021), à ventiler le coeur chaud du CT (Frank & Ritchie, 2001; Alland *et al.*, 2021) et à diminuer la symétrie et la couverture de la chaleur diabatique associée au dégagement de chaleur latente lors de la convection humide (Alland *et al.*, 2021). Tandis qu'il a été montré qu'un cisaillement modéré était bénéfique à la cyclogenèse (Paterson *et al.*, 2005), des cisaillements supérieurs à 8-12 m.s⁻¹ ont un effet inhibiteur sur le développement du CT (Gray, 1968; DeMaria, 1996; Tang & Emanuel, 2010). Un fort cisaillement vertical d'altitude affecte négativement l'intensification des

CT, mais n'est toutefois pas contradictoire avec leur existence, puisque certains CT coexistent avec un fort cisaillement (Reasor & Montgomery, 2004). De nombreuses incertitudes demeurent quant à l'interaction du cisaillement vertical avec les CT. C'est un aspect sur lequel j'ai commencé à travailler. Il nécessite la construction d'un modèle différent de celui que nous utilisons actuellement pour étudier la dynamique de l'oeil : ce dernier est en effet axisymétrique et ne permet donc pas d'implémenter le vent de l'environnement qui est, lui, non-axisymétrique.

4.2 Vagues générées par les cyclones

Dans le cadre du projet Maeva, nous développons actuellement un modèle numérique simplifié de vagues. Il s'agit d'un outil simplifié et flexible pour les études théoriques liées au projet. Ce modèle, écrit dans une formulation lagrangienne, résout, comme le modèle communautaire WAVEWATCH III, l'équation pour l'action N en quatre dimensions (x, y, k_x, k_y) . Cette équation repose sur l'idée de transformer une équation d'onde en une équation de transport pour l'énergie à la vitesse de groupe. On n'a alors plus besoin de suivre individuellement chaque vague, on suit seulement la propagation du paquet d'onde. Lors de leur propagation, les vagues interagissent avec le vent, les courants, le fond et interagissent non-linéairement entre elles. Pour cette raison, cette équation d'advection dans l'espace physique (en deux dimensions à la surface de l'océan) s'accompagne d'une équation rendant compte de l'évolution des caractéristiques des vagues au cours de ce transport. Ces caractéristiques sont exprimées dans un espace de Fourier en deux dimensions également, rendant compte des caractéristiques à l'échelle des vagues. Il en résulte une équation de transport à 4 dimensions : latitude et longitude pour la grande échelle spatiale, et k_x et k_y pour la petite échelle (celle des vagues) dans l'espace de Fourier.

Le terme de transport est complété par un terme source décrivant le forçage par le vent (dit \mathcal{S}_{in}), un terme de dissipation décrivant le déferlement (\mathcal{S}_{ds}) et un terme d'interactions non-linéaires (\mathcal{S}_{nl}). L'idée d'une équation de transport spectral a d'abord été suggérée par Gelci et al. (1957). Sa dérivation telle qu'elle est actuellement présentée dans la littérature s'appuie sur les travaux de Willebrand (1975). À cette époque, le membre de droite était purement empirique. Cela a changé après la publication des nouvelles théories sur la génération des vagues par Phillips (1957) et Miles (1957), et après que les interactions non-linéaires entre les vagues aient été décrites par K. Hasselmann, prix Nobel de physique 2021 (Hasselmann, 1962). Il a été conclu que le membre de droite se compose de trois termes représentant le forçage par le vent, la dissipation par déferlement et le transfert non-linéaire. Cette forme de l'équation d'action est celle utilisée aujourd'hui, notamment dans le cadre des modèles de prévision des vagues, elle s'écrit dans sa forme la plus simple

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \dot{\mathbf{X}} \cdot \nabla_{\mathbf{x}} N + \dot{\mathbf{K}} \cdot \nabla_{\mathbf{k}} N = \mathcal{S}, \text{ avec } \mathcal{S} = \mathcal{S}_{in} + \mathcal{S}_{ds} + \mathcal{S}_{nl}. \quad (4.1)$$

Les caractéristiques des vagues générées par les cyclones sont l'objet de recherches actives. La multiplication des moyens d'observations des vagues dans les CT (instrument SWIM-CFOSAT, bouées, drones flottants, parmi d'autres) est un atout majeur

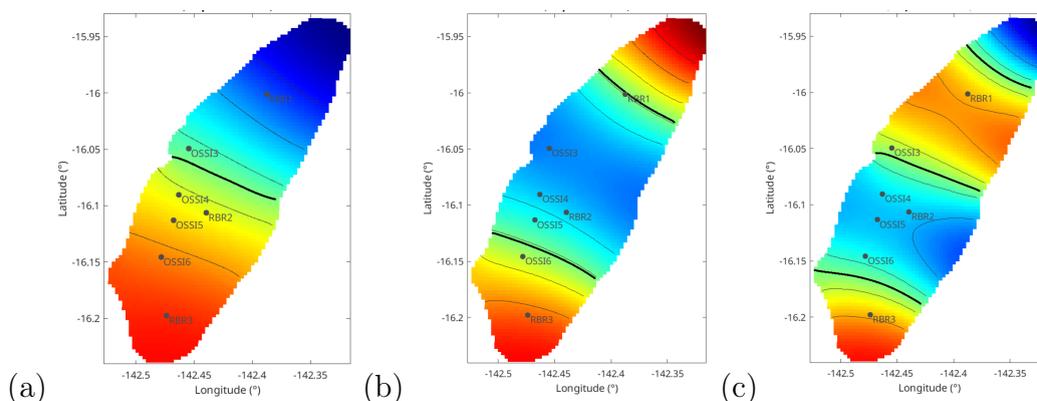


FIGURE 4.1 – Allure spatiale des 3 premiers modes propres, issus d’un calcul numérique sur un modèle en eau peu profonde, à partir de la bathymétrie de l’atoll de Raroia. La position des capteurs de pression est également indiquée (extrait du rapport de stage de E. Rebouillat).

pour les modélisateurs. Je souhaite m’appuyer sur notre modèle numérique lagrangien, qui est encore en cours de développement, pour étudier les vagues générées par un cyclone. C’est un problème complexe, notamment parce que les vents de surface d’un CT sont caractérisés par une forte inhomogénéité, en espace et en temps, et parce qu’ils sont associés au déplacement du cyclone lui-même (qui joue un rôle essentiel dans la théorie des “ondes piégées”). Mon objectif est de progresser sur la modélisation des vagues en régime extrême, tant en ce qui concerne leur génération, leurs interactions non-linéaires que leur dissipation par déferlement.

J’ai co-encadré deux étudiants de l’Ecole Polytechnique en stage de fin d’études, qui ont travaillé au développement du code en 2019 et 2020. Ce code est encore en cours de développement. Le stage de Master 2 de Louis Milhamont sous ma direction au printemps 2024 s’inscrit dans ce volet.

Le devenir des vagues générées par un cyclone ou une tempête, après qu’elles aient quitté la région de vents forts qui les a générées est aussi un aspect qui m’intéresse. Je compte en particulier étudier la configuration (en termes de distance à la côte, de trajectoire du cyclone et de vitesse de déplacement du cyclone) la plus à même d’impacter les îles ou terres environnantes. J’ai commencé à travailler sur cette question, en utilisant les mesures de pression par les capteurs déployés en Polynésie-Française dans le cadre du projet Maeva.

4.3 Impact des vagues sur les atolls

Le troisième axe de mon projet est davantage tourné vers l’impact des vagues sur les îles coralliennes, à travers l’excitation de modes propres d’oscillations dans certains lagons, par la houle incidente et le vent. L’étude des vagues transmises dans le lagon lors de fortes houles venant du large met en effet en évidence l’existence de modes de résonance à grande échelle, également appelés “seiches”. Leurs périodes typiques s’étalent

entre quelques minutes et plusieurs heures (figure 3.6). Cette période d'oscillation, plus grande que celle des vagues générées par le vent (ces dernières ont des périodes inférieures à 30 s), les situe dans la catégorie des ondes infragravitaires (30 s à 5 min) et dans celle des ondes longues (5 min à 12 h). Ces seiches ont fait l'objet d'études intensives dans les ports, mais jusqu'à présent, elles ont reçu relativement peu d'attention dans les atolls. Leur impact sur l'érosion et les submersions est pourtant bien établi. Le stage de Master 2 de Eve Rebouillat que je co-encadre depuis février 2024 porte sur ce volet. Il s'appuie sur les mesures de topographie des océans par l'instrument Karin du nouveau satellite SWOT (notre projet fait partie de la Science Team de SWOT) et des mesures de pression par des capteurs de pression déployés en 2023 dans le lagon de Raroia, en Polynésie-Française, spécifiquement pour cette étude (figure 4.1). En parallèle, un modèle numérique, s'appuyant sur les données bathymétriques de Raroia, est en construction. Un exemple des premiers modes calculés à partir de ce modèle en eau peu profonde est illustré sur la figure 4.1.

Mieux comprendre les mécanismes associés aux cyclones tropicaux, à leur interaction avec l'océan et à leur impact sur les îles coralliennes, représente un enjeu crucial dans un contexte de changement climatique. Grâce à l'augmentation de la puissance de calcul, les modèles numériques, construits dans une optique de prévision, sont de plus en plus performants. En outre, les progrès technologiques permettent aujourd'hui de disposer de données observationnelles à l'intérieur même des cyclones tropicaux, ce qui était inenvisageable il y a encore quelques années. Pourtant, les travaux plus théoriques, s'appuyant sur des modèles idéalisés, restent un complément essentiel aux modèles de prévision et aux observations, parce qu'ils permettent de mettre en évidence les mécanismes physiques sous-jacents. C'est ce qui motive mes recherches. J'espère avoir réussi à convaincre le lecteur de l'importance des modèles idéalisés dans l'étude de phénomènes atmosphériques et océaniques dont les interactions sont particulièrement complexes.

Bibliographie

- ALLAND, J. J., TANG, B. H., CORBOSIERO, K. L. & BRYAN, G. H. 2021 Combined effects of midlevel dry air and vertical wind shear on tropical cyclone development. part i : downdraft ventilation. *J. Atmos. Sci.* **78**, 763–782.
- ALPERS, W., ZHANG, B., MOUCHE, A., ZENG, K. & CHAN, P. W. 2016 Rain footprints on c-band synthetic aperture radar images of the ocean - revisited. *Remote Sensing of Environment* **187**, 169–185.
- BADULIN, S I, BABANIN, A V, ZAKHAROV, V E & RESIO, D 2007 Weakly turbulent laws of wind-wave growth. *J. Fluid. Mech.* **591**, 339–378.
- BALLOU, S. M. 1892 The eye of the storm. *American Meteorological Journal* **9** (2), 67–84, 121–127.
- BOEHM, A. M. & BELL, M. M. 2021 Retrieved thermodynamic structure of hurricane rita (2005) from airborne multi-doppler radar data. *J. Atmos. Sci.* **78**, 1583–1605.
- BOWYER, P. & MACAFEE, A. W. 2005 The theory of trapped-fetch waves with tropical cyclonesan operational perspective. *Weather forecast.* **20**, 229–244.
- BRYAN, G. H. & ROTUNNO, R. 2009 The Maximum Intensity of Tropical Cyclones in Axisymmetric Numerical Model Simulations. *Mon. Weather Rev.* **137**, 1770–1789.
- CHEN, S., LU, Y., LI, W. & WEN, Z. 2015 Identification and analysis of high-frequency oscillations in the eyewall of tropical cyclones. *Adv. Atmos. Sc.* **32**, 624–634.
- CHIANG, T. L., WU, C. R. & OEY, L. Y. 2011 Typhoon Kai-Tak : An ocean’s perfect storm. *J. Phys. Oceanogr.* **41**, 221–233.
- CHRISTENSEN, U.R. & AUBERT, J. 2006 Scaling properties of convection-driven dynamos in rotating spherical shells and application to planetary magnetic fields. *Geophys. J. Int.* **166**, 97–114.
- CLINE, I. M. 1920 Relation of changes in storm tides on the coast of the gulf of mexico to the center and movement of hurricanes. *Mon. Wea. Rev.* **48**, 127– 146.
- CRONIN, T. W. & CHAVAS, D. R. 2019 Dry and Semidry Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.* **76**, 2193–2212.

- D'ASARO, E. A. 2003 The ocean boundary layer below Hurricane Dennis. *J. Phys. Oceanogr.* **33**, 561–579.
- DEMARIA, M. 1996 The effect of vertical shear on tropical cyclone intensity change. *J. Atmos. Sci.* **53** (14), 2076–2087.
- DORMY, E. 2016 Strong-field spherical dynamos. *J. Fluid Mech.* **789**, 500–513.
- DORMY, E. & ORUBA, L. 2021 Des cyclones plus destructeurs? *Pour la Science hors-série* **110**, 69–77.
- DORMY, E., ORUBA, L. & EMANUEL, K. 2024 Eye formation and energetics in a dry model of hurricane-like vortices. *J. Atmos. Sci.*, *submitted* .
- DORMY, E., ORUBA, L. & PETITDEMANGE, L. 2018 Three branches of dynamo action. *Fluid Dyn. Res.* **50**, 011415.
- ELIASSEN, A. 1951 Slow thermally or frictionally controlled meridional circulation in a circular vortex. *Astrophys. Norv.* **5**, 19–59.
- EMANUEL, K. 2020 The relevance of theory for contemporary research in atmospheres, oceans, and climate. *GU Advances* **1**, e2019AV000129.
- FISCHER, M. S., ROGERS, R. F. & REASOR, P. D. 2020 The rapid intensification and eyewall replacement cycles of hurricane irma (2017). *Mon. Wea. Rev.* **148**, 981–1004.
- FOKEN, T. 2006 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory. *Boundary-Layer Meteorol.* **119**, 431–447.
- FRANK, W. M. & RITCHIE, E. A. 2001 Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes. *Mon. Wea. Rev.* **129**, 2249–2269.
- GARCIA, F., ORUBA, L. & DORMY, E. 2017 Equatorial symmetry breaking and the loss of dipolarity in rapidly rotating dynamos. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.* **111** (5), 380–393.
- GONI, G., DEMARIA, M. A., KNAFF, J., SAMPSON, C., GINIS, I., BRINGAS, F., MAVUME, A., LAUER, C., LIN, I.I. & ALI, M.M. 2009 Applications of satellite-derived ocean measurements to tropical cyclone intensity forecasting. *Oceanogr.* **22** (3), p190.
- GRAY, W. M. 1968 Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.* **96**, 669–700.
- GUERVILLY, C., HUGHES, D. W. & JONES, C. A. 2014 Large-scale vortices in rapidly rotating Rayleigh-Bénard convection. *Journal of Fluid Mechanics* **758**, 407–435.
- HASSELMANN, K. 1962 On the non-linear energy transfer in a gravity-wave spectrum. part 1 : general theory. *J. Fluid Mech.* **12**, 481.

-
- HAUSER, D, ABDALLA, S, ARDHUIN, F, BIDLOT, J-R, BOURASSA, M, COTTON, D, GOMMENGINGER, C, EVERS-KING, H, JOHNSEN, H, KNAFF, J, LAVENDER, S, MOUCHE, A, REUL, N, SAMPSON, C, STEELE, E & STOFFELEN, A 2023 Satellite remote sensing of surface winds, waves, and currents : Where are we now? *Surv. Geophys.* **44**, 1357–1446.
- HAUSER, D., TOURAIN, C., HERMOZO, L., ALRADDAWI, D., AOUF, L., CHAPRON, B., DALPHINET, A., DELAYE, L., DALILA, M., DORMY, E., GOUILLON, F., GRESANI, V., GROUAZEL, A., GUITTON, G., HUSSON, R., MIRONOV, A., MOUCHE, A., OLLIVIER, A., ORUBA, L., PIRAS, E., SUQUET, R., RODRIGUEZ, R., SCHIPPERS, P., TISON, C. & TRAN, N. 2021 New observations from the swim radar on board cfosat : Instrument validation and ocean wave measurement assessment. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **1**, 05–26.
- HOLTHUIJSEN, L. H. 2007 *Waves in oceanic and coastal waters*. Cambridge University Press.
- HOuze JR., R. A., CHEN, S. S., SMULL, B. F., LEE, W. C. & BELL, M. M. 2007 Hurricane intensity and eyewall replacement. *Science* **315** (5816), 1235–1239.
- HUANG, P., SANFORD, T. B. & IMBERGER, J. 2009 Heat and turbulent kinetic energy budgets for surface layer cooling induced by the passage of Hurricane Frances (2004). *J. Geophys. Res.* **114**, C12023.
- KING, D. B. & SHEMDIN, O. H. 1978 Radar observations of hurricane wave directions. *Proc., 16th International Confession on Coastal Engineering; Hamburg, West Germany* pp. 209–226.
- KUDRYAVTSEV, V., GOLUBKIN, P. & CHAPRON, B. 2015 A simplified wave enhancement criterion for moving extreme events. *J. Geophys. Res. Oceans* **120** (11), 7538–7558.
- KUDRYAVTSEV, V., YUROVSKAYA, M. & CHAPRON, B. 2021a 2d parametric model for surface wave development under varying wind field in space and time. *J. Geophys. Res. Oceans* **126**, e2020JC016915.
- KUDRYAVTSEV, V., YUROVSKAYA, M. & CHAPRON, B. 2021b Self-similarity of surface wave developments under tropical cyclones. *J. Geophys. Res. Oceans* **126**, e2020JC016916.
- KUO, H. L. 1959 *Dynamics of convective vortices and eye formation..* B. Bolin, Ed., Rockefeller Institute Press, New York.
- LE MERLE, E, HAUSER, D & YANG, C 2022 Wave field properties in tropical cyclones from the 2 spectral observation of the cfosat/swim. *Geophys. Res. Lett.* **128**, e2022JC019074.
- LEIPPER, D. F. 1967 Observed ocean conditions and Hurricane Hilda, 1964. *J. Atmos. Sci.* **24**, 182–196.

- LLOYD, I. D. & VECCHI, G. A. 2011 Observational evidence of oceanic controls on hurricane intensity. *J. Clim.* **24**, 1138–1153.
- MALKUS, J. S. 1958 On the structure and maintenance of the mature hurricane eye. *J. Meteor.* **15**, 337–349.
- MILES, J. W. 1957 On the generation of surface waves by shear flows. *J. Fluid Mech.* **3**, 185–204.
- MONIN, A. S. & OBUKHOV, A. M. 1954 Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Trudy Geofiz Inst AN SSSR* **24**, 163–187.
- MROWIEC, A. A., GARNER, S. T & PAULIUS, O. M. 2011 Axisymmetric Hurricane in a Dry Atmosphere : Theoretical Framework and Numerical Experiments. *J. Atmos. Sci.* **1**, 1607–1619.
- MULLER, C. J. & ROMPS, D. M. 2018 Acceleration of tropical cyclogenesis by self-aggregation feedbacks. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **115**, 2930–2935.
- MUNK, W. H. 1950 Origin and generation of waves. *Coastal Engineering Proceedings* **1** (1), 1.
- ORUBA, L. 2016 On the role of thermal boundary conditions in dynamo scaling laws. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.* **110**, 529–545.
- ORUBA, L., DAVIDSON, P. A. & E., DORMY 2017a Eye formation in rotating convection. *J. Fluid Mech.* **812**, 890–904.
- ORUBA, L., DAVIDSON, P. A. & E., DORMY 2018 Formation of eyes in large-scale cyclonic vortices. *Phys. Rev. Fluids* **3**, 013502.
- ORUBA, L. & DORMY, E. 2014a Predictive scaling laws for spherical rotating dynamos. *Geophys. J. Int.* **198**, 828–847.
- ORUBA, L. & DORMY, E. 2014b Transition between viscous dipolar and inertial multipolar dynamos. *Geophys. Res. Lett.* **41**, 7115–7120.
- ORUBA, L., HAUSER, D., PLANES, S. & DORMY, E. 2022 Ocean waves in the south pacific : Complementarity of swim and sar observations. *Earth Space Sci.* **9**, e2021EA002187.
- ORUBA, L., PLANES, S., SIU, G., CHANCERELLE, Y. & AND, E. DORMY 2017b Rapid oceanic response to tropical cyclone Oli (2010) in the South Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* **47**, 471–483.
- ORUBA, L., SOWARD, A. M. & DORMY, E. 2017c Spin-down in a rapidly rotating cylinder container with mixed rigid and stress-free boundary conditions. *J. Fluid Mech.* **818**, 205–240.

-
- ORUBA, L., SOWARD, A. M. & DORMY, E. 2020 On the inertial wave activity during spin-down in a rapidly rotating penny shaped cylinder : a reduced model. *J. Fluid Mech.* **888**, A9.
- ORUBA, L., SOWARD, A. M. & DORMY, E. 2021 Inertial wave activity during spin-down in a rapidly rotating penny shaped cylinder. *J. Fluid Mech.* **915**, A53.
- PATERSON, L. A., HANSTRUM, B., DAVIDSON, N. & WEBER, H. 2005 Influence of environmental vertical shear on the intensity of hurricane-strength tropical cyclones in the Australian region. *Mon. Wea. Rev.* **133**, 3644–3660.
- PEARCE, R. 2005 Comments on “Why must hurricanes have eyes?” revisited. *Weather* **60** (11), 329–330.
- PEARCE, R. 2005a Why must hurricanes have eyes? *Weather* **60** (1), 19–24.
- PEARCE, R. P. 1998 A study of hurricane dynamics using a two-fluid axisymmetric model. *Meteorol. Atmos. Phys.* **67**, 71–81.
- PHILLIPS, O. M. 1957 On the generation of waves by turbulent wind. *J. Fluid Mech.* **2**, 417–445.
- PRICE, J. 1981 Upper ocean response to a hurricane. *J. Phys. Oceanogr.* **11**, 153–175.
- QUILFEN, Y., TOURNADRE, J. & CHAPRON, B. 2006 Altimeter dual-frequency observations of surface winds, waves, and rain rate in tropical cyclone Isabel. *J. Geophys. Res. : Oceans* **111** (C01004).
- READ, P. L. 1986a Super-rotation and diffusion of axial angular momentum. i. ‘speed limits’ for axisymmetric flow in a rotating cylindrical fluid annulus. *Quart. J. R. Met. Soc.* **112**, 231–251.
- READ, P. L. 1986b Super-rotation and diffusion of axial angular momentum. ii. a review of quasi-axisymmetric models of planetary atmospheres. *Quart. J. R. Met. Soc.* **112**, 253–272.
- REASOR, P. D. & MONTGOMERY, M. T. 2004 A new look at the problem of tropical cyclones in vertical shear flow : Vortex resiliency. *J. Atmos. Sci.* **61** (1), 3–22.
- RIBAL, A. & YOUNG, I. R. 2019 33 years of globally calibrated wave height and wind speed data based on altimeter observations. *Sci. Data* **6** (1), 77.
- ROBERTS, P.H. & KING, E.M. 2013 On the genesis of the earth’s magnetism. *Rep. Prog. Phys.* **76**, 096801.
- ROTUNNO, R. & EMANUEL, K. A. 1987 An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part II : Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.* **44**, 542–561.

- SCHADE, L. R. & EMANUEL, K. A. 1999 The ocean's effect on the intensity of tropical cyclones : Results from a simple coupled atmosphere–ocean model. *J. Atmos. Sci.* **56**, 642–651.
- SHAPIRO, L. J. & WILLOUGHBY, H. E. 1982 The response of balanced hurricanes to local sources of heat and momentum. *J. Atmos. Sci.* **39**, 378–394.
- SHAY, L. K. 2010 Air-sea interactions in tropical cyclones. *Global Perspectives on Tropical Cyclones : from science to Mitigation.* **4**, 93–131.
- SHI, Y, DU, Y, CHU, X, TANG, S, SHI, P & JIANG, X 2021 Asymmetric wave distributions of tropical cyclones based on cfsat observations. *J. Geophys. Res. Oceans* **126**.
- SMITH, R. K. 1980 Tropical cyclone eye dynamics. *J. Atmos. Sci.* **37**, 1227–1232.
- SMITH, R. K. 2005 “Why must hurricanes have eyes?” revisited. *Weather* **60** (11), 326–328.
- SMITH, R. K. & MONTGOMERY, M. T. 2010 Hurricane boundary-layer theory. *Quart. J. R. Met. Soc.* **136**, 1665–1670.
- SOWARD, A. M., ORUBA, L. & DORMY, E. 2022 Bénard convection in a slowly rotating penny-shaped cylinder subject to constant heat flux boundary conditions. *J. Fluid Mech.* **951**, A5.
- TANG, B. & EMANUEL, K. 2010 Midlevel ventilation's constraint on tropical cyclone intensity. *J. Atmos. Sci.* **67**, 1817–1830.
- TANG, B. & EMANUEL, K. A. 2012 Sensitivity of Tropical Cyclone Intensity to Ventilation in an Axisymmetric Model. *J. Atmos. Sci.* **69**, 2394–2413.
- TANNEHILL, I. R. 1936 Sea swells in relation to movement and intensity of tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.* **64**, 231–236.
- THIAM, M., ORUBA, L., DE COETLOGON, G., WADE, M., DIOP, B. & FAROTA, A. K. 2023 Impact of the Sea Surface Temperature in the North-Eastern Tropical Atlantic on Precipitation Over Senegal. *J. Geophys. Res. : Atmos.* **129**, e2023JD040513.
- VALLIS, G. K., J., PARKER D. & M., TOBIAS S. 2019 A simple system for moist convection : the Rainy–Bénard model. *Journal of Fluid Mechanics* **862**, 162–199.
- VELEZ-PARDO, M. & CRONIN, T. W. 2023 Large-Scale Circulations and Dry Tropical Cyclones in Direct Numerical Simulations of Rotating Rayleigh–Bénard Convection. *J. Atmos. Sci.* **80**, 2221–2237.
- VIGH, JONATHAN L. 2010 Formation of the hurricane eye. PhD thesis, Colorado State University.

-
- VINCENT, E. M., LENGAINNE, M., MADEC, G., VIALARD, J., SAMSON, G., JOURDAINA, N., MENKES, C. E. & JULLIEN, S. 2012 Processes setting the characteristics of sea surface cooling induced by tropical cyclones. *J. Geophys. Res.* **117**, C02020.
- WADLER, J. B., RUDZIN, J. E., DE LA CRUZ, B. JAIMES, CHEN, J., FISCHER, M., F, G. CHEN, QIN, N., TANG, B. & LI, Q. 2023 A review of recent research progress on the effect of external influences on tropical cyclone intensity change. *Tropical Cyclone Research and Review* **12**, 200–215.
- WANG, D. & LIN, Y. 2020 Size and Structure of Dry and Moist Reversible Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.* **77**, 2091–2114.
- WILLEBRAND, J. 1975 Energy transport in a nonlinear and inhomogeneous random gravity wave field. *J. Fluid Mech.* **70**, 113–126.
- WILLIAMS, G. P. 1968 Thermal convection in a rotating fluid annulus : Part 3. suppression of the frictional constraint on lateral boundaries. *J. Atmos. Sci.* **25**, 1034–1045.
- WILLOUGHBY, H. E. 1979 Forced secondary circulations in hurricanes. *J. Geophys. Res.* **84**, 3173–3183.
- XIANG, K., YIN, X., XING, S., KONG, F., LI, Y., LANG, S. & GAO, Z. 2022 Preliminary estimate of cfosat satellite products in tropical cyclones. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **60**, 4203516.
- YOUNG, I. R. 1988 Parametric hurricane wave prediction model. *J. Waterw. Port, Coast. Ocean Eng.* **114** (5), 637–652.
- YOUNG, I. R. 2017 A review of parametric descriptions of tropical cyclone wind-wave generation. *Atmosphere* **8** (194), 1–20.
- YUROVSKAYA, M., KUDRYAVTSEV & CHAPRON, B. 2023 A self-similar description of the wave fields generated by tropical cyclones. *Ocean Modelling* **183** (102184).
- YUROVSKAYA, M., KUDRYAVTSEV, V, MIRONOV, A., MOUCHE, A., COLLARD, F. & CHAPRON, B. 2022 Surface wave developments under tropical cyclone goni (2020) : Multi-satellite observations and parametric model comparisons. *Remote Sens.* **14** (2032).
- ZHAO, X., ORUBA, L., HAUSER, D., ZHANG, B. & DORMY, E. 2024 What can hurricane sam (2021) tell us about ocean waves under tropical cyclones? *J. Geophys. Res. Oceans, submitted, Arxiv : 2404.13457* .
- ZHAO, X. B., SHAO, W. Z., ZHAO, L.B., GAO, Y., HUB, Y. Y. & YUAN, X. Z. 2021 Impact of rain on wave retrieval from sentinel-1 synthetic aperture radar images in tropical cyclones. *Adv. Space Res.* **67**, 3072–3086.

Annexe A

Curriculum Vitae

Coordonnées

Laboratoire Atmosphères, Observations Spatiales,
Sorbonne Université, Campus Pierre et Marie Curie,
Tour 45-46, 4ème étage (Bureau 402), 4 place Jussieu, 75005 Paris
Tel : 01 44 27 84 46

E-mail : ludivine.oruba@latmos.ipsl.fr – Page web : <https://oruba.page.latmos.ipsl.fr/>
Née le 15 août 1985 - Nationalité française

Formation

Sept. 2017– : Maître de Conférences à Sorbonne Université au Laboratoire Atmosphères, Observations Spatiales (LATMOS), laboratoire de l’Institut Pierre Simon Laplace (IPSL).

Dec 2016–Avril 2017 : Séjour post-doctoral de 5 mois à l’Université de Cambridge (UK) pour travailler avec le Prof. P. Davidson.

2012–2017 : Agrégée Préparatrice (AGPR) à l’Ecole Normale Supérieure (Département de Physique).

2009–2012 : Doctorat en Météorologie

Sujet : Etude du rôle de l’environnement grande échelle dans la canalisation et l’intensification des tempêtes

Direction : Guillaume Lapeyre et Gwendal Rivière.

Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Météorologie Dynamique, ENS Paris.

2008–2009 : Diplôme de Master 2 Recherche ‘Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales’

(mention Très Bien)

Université Paul Sabatier, Toulouse.

2007–2008 : Agrégation de Sciences-Physiques, option Physique (rang 20)

Préparée à l'Ecole Normale Supérieure de Lyon.

2006–2007 : Diplôme de Master 1 ‘Sciences de la Matière, spécialité Physique’ (mention Très Bien)

Ecole Normale Supérieure de Lyon.

2005–2006 : Entrée à l'Ecole Normale Supérieure de Lyon (élève normalienne)

Diplôme de Licence ‘Sciences et Technologies, mention Physique’ (mention Très Bien).

2003–2005 : Classes Préparatoires aux Grandes Ecoles, Lycée Louis-le-Grand, Paris.

Enseignement

Activités d'enseignement en tant que Maître de Conférences à Sorbonne Université (192h/an depuis 2017) :

- *Geophysical Fluid Dynamics*, Master 2 SOAC/MOCIS, cours et Travaux Dirigés (TD), 25h/an (2023)
- *Ondes et dynamique de l'atmosphère et de l'océan*, Master 1 SOAC/MOCIS - TD, 10h/an (2021, 2022) - cours et TD, 30h/an (2023)
- *Dynamique de l'atmosphère et de l'océan*, Master 1 Sciences Pour l'Environnement (Sorbonne U./Sciences Po), cours et TD, 25h/an (depuis 2017)
- Préparation à l'Agrégation de Physique - Travaux Pratiques (TP), 50h/an (depuis 2017) - Travaux Dirigés de Mécanique des Fluides, 12h/an (depuis 2021)
- Préparation au CAPES de Physique, TP, 40h/an (depuis 2018)
- *Géophysique, Océan, Atmosphère, Climat*, Licence 2, TP, 16h/an (2017, 2018)
- *Outils Mathématiques pour les Sciences de la Terre*, Licence 2, TD, 20h/an (2017, 2018, 2019)
- *Géosciences*, Licence 1, TP, 10h/an (2017, 2019)
- EIT Climate-KIC, 10h/an (2020, 2021, 2022)
- Orientation et Insertion Professionnelle OIP (Animation de séances) en Licence 1 (entre 20h et 60h/an de 2017 à 2022) et Licence 2 (20h/an en 2017 et 2018)

Publications

18 articles publiés dans des revues à comité de lecture, dont 12 en première auteure. 2 articles en cours de révision. Le symbole [*] indique des publications avec un étudiant.

[*] X. Zhao, **L. Oruba**, D. Hauser, B. Zhang, E. Dormy : What can Hurricane SAM (2021) tell us about ocean waves under tropical cyclones?, *submitted to J. Geophys. Res. : Ocean*.

E. Dormy, **L. Oruba**, K. Emanuel : Eye Formation and energetics in a dry model of Tropical Cyclones, *submitted to J. Atmos. Sci.*

[18] [*] 2024, M. Thiam, **L. Oruba**, G. de Coetlogon, M. Wade, B. Diop, A. K. Farota : Impact of the sea surface temperature in the north-eastern tropical Atlantic on

- precipitation over Senegal, *J. Geophys. Res. : Atmospheres*, **129**, e2023JD040513.
- [17] 2022, Soward, A. M., **L. Oruba**, E. Dormy : Bénard convection in a slowly rotating penny shaped cylinder subject to constant heat flux boundary conditions, *J. Fluid Mech.*, **951**, A5.
- [16] 2022, **Oruba, L.**, D. Hauser, S. Planes, E. Dormy : Ocean waves in the South Pacific : complementarity of SWIM and SAR observations, *Earth and Space Science*, **9**, e2021EA002187.
- [15] 2021, **Oruba, L.**, A. M. Soward, E. Dormy : Inertial wave activity during spin-down in a rapidly rotating penny shaped cylinder, *J. Fluid Mech.*, **915**, A53.
- [14] 2021, Hauser, Tourain, Hermozo, Alraddawi, Aouf, Chapron, Dalila, Dalphiné, Delaye, Dormy, Gouillon, Gressani, Grouazel, Guitton, Husson, Mironov, Mouche, Olivier, **Oruba**, Piras, Rodriguez-Suquet, Schippers, Tison, Tran : New observations from the SWIM radar on board CFOSAT : instrument validation and ocean wave measurement assessment, *IEEE TGARS*, **1**, 05-26.
- [13] 2020, **Oruba, L.**, A. M. Soward, E. Dormy : On the inertial wave activity during spin-down in a rapidly rotating penny shaped cylinder : a reduced model, *J. Fluid Mech.*, **888**, A9.
- [12] 2018, **Oruba, L.**, P. A. Davidson & E. Dormy : Formation of eyes in large-scale cyclonic vortices, *Phys. Rev. Fluids*, **3**, 013502.
- [11] 2018, Dormy, E., **L. Oruba** & L. Petitdemange : Three Branches of Dynamo Action, *Fluid Dyn. Res.*, **50**, 01 1415.
- [10] 2017, Garcia, F., **L. Oruba** & E. Dormy : Equatorial Symmetry Breaking and the Loss of Dipolarity in Rapidly Rotating Dynamos, *Geophys. & Astrophys. Fluid Dyn.*, **111**, 380-393.
- [9] 2017, **Oruba, L.**, A. M. Soward & E. Dormy : Spin-down in a rapidly rotating cylinder container with mixed rigid and stress-free boundary conditions, *Journal of Fluid Mechanics*, **818**, 205-240.
- [8] 2017, **Oruba, L.**, S. Planes, G. Siu, Y. Chancerelle & E. Dormy : Rapid oceanic response to tropical cyclone Oli (2010) in the South Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, **47**, 471-483.
- [7] 2017, **Oruba, L.**, P. Davidson & E. Dormy : Eye formation in rotating convection, *J. Fluid Mech.*, **812**, 890-904.
- [6] 2016, **Oruba, L.** : On the role of thermal boundary conditions in dynamo scaling laws, *Geophys. & Astrophys. Fluid Dyn.*, **110(6)**, 529-545.
- [5] 2014, **Oruba, L.** et E. Dormy : Transition between viscous dipolar and inertial multipolar dynamos, *Geophys. Res. Lett.*, vol. **41**, 7115–7120.
- [4] 2014, **Oruba, L.** et E. Dormy : Predictive scaling laws for spherical rotating dynamos, *Geophys. J. Int.*, vol. **198**, 828–847.
- [3] 2013, **Oruba, L.**, G. Lapeyre et G. Rivière : On the poleward motion of midlatitude cyclones in a baroclinic meandering jet, *J. Atmos. Sci.*, vol. **70**, 2629–2649.
- [2] 2013, Rivière G., J.-B. Gilet et **L. Oruba** : Understanding the regeneration stage undergone by surface cyclones crossing a mid-latitude jet in a two-layer model, *J. Atmos. Sci.*, vol. **70**, 2832–2853.
- [1] 2012, **Oruba, L.**, G. Lapeyre et G. Rivière : On the northward motion of midlatitude cyclones in a barotropic meandering jet, *J. Atmos. Sci.*, vol. **69**, 1793–1810.

Conférences internationales (présentations orales)

- 2024, *WISE (Wind waves in the Earth System) Meeting*, Cargèse, France.
- 2023 [**Invitée**], *MSRI Program on Mathematical problems in fluid dynamics (part 2)*, Berkeley, USA.
- 2023 [**Invitée**], *Advanced Summer School on Mathematical Fluids Dynamics II*, Cargèse, France.
- 2021 [**Invitée**], *ICERM Hamiltonian Methods and Asymptotic Dynamics Workshop*, Brown University, USA.
- 2021 [**Invitée**], *32ème IUPAP Conference on Computational Physics*, Royaume-Uni/en distanciel.
- 2019, *1st CFOSAT International Science Team Meeting*, Chine.
- 2019, *WITGAF (Waves, Instabilities and Turbulence in Geophysical and Astrophysical Flows)*, Cargèse.
- 2018, *16èmes Journées de l'Hydrodynamique*, Marseille.
- 2016, *AOGS (Asia Oceania Geosciences Society) Meeting*, Chine.
- 2016, *European GdR Dynamo*, Espagne.
- 2016, *IUTAM Symposium*, Italie.
- 2015, *International GDR Dynamo*, Inde.
- 2014, *IUTAM (International Union of Theoretical and Applied Mechanics) Symposium*, Inde.
- 2014, *European GDR Dynamo*, Cambridge, UK.
- 2013, *AGU (American Geophysical Union) Fall Meeting*, USA.
- 2011, *15th Cyclone Workshop*, USA.
- 2020, *EGU (European Geosciences Union) General Assembly*, Autriche.

Financements

- **Co-PI** du projet MAEVA (TOSCA/CNES) : Modélisation de l'Amplification et de l'Erosion des Vagues (2018-...).
- **Porteuse** du projet SWAG, financé par l'Alliance Sorbonne Université (2019-2021).
- Soutien du programme Tellus INSU-INSMI (**co-porteuse** du projet, 2018).
- Soutien du programme LEFE/INSU (**porteuse** du projet, 2017 et 2018).
- Soutien de la Mission Interdisciplinaire du CNRS. Programme InPhyNiTi : Interfaces des Physiques Numérique et Théorique (**porteuse** du projet CycloNum, 2015 et 2016).

Encadrement d'étudiants (12 étudiants au total)

- Participation à l'encadrement de la thèse de Mamadou Thiam (Sorbonne Université / Université Gaston Berger, Sénégal, 2021-2024) - [1 article publié](#)
- Co-encadrement de la thèse de Xiaolu Zhao (2022-2025) - [1 article en révision](#)
- Encadrement du stagiaire de M2 Louis Milhamont (stage de 4 mois, 2024).
- Co-encadrement de la stagiaire de M2 Eve Rebouillat (stage de 4 mois, 2024).
- Participation à l'encadrement du stagiaire de M2 Mauro D'Hannibale (stage de 3

mois, 2022).

- Participation à l'encadrement de la stagiaire de M1 Yongli Wang (stage de 3 mois, 2022).
- Encadrement de la stagiaire de M1 Niagara Poulain (stage de 3 mois, 2022).
- Participation à l'encadrement du stagiaire de M2 Alan Riquier (stage de 4 mois, 2021).
- Co-encadrement du stagiaire en fin de 3ème année de l'Ecole Polytechnique Nicolaos Petropoulos (stage de 4 mois, 2020).
- Co-encadrement du stagiaire en fin de 3ème année de l'Ecole Polytechnique Jean-Baptiste Gay (stage de 4 mois, 2019).
- Encadrement de la stagiaire de M1 Léa Launay (stage de 2 mois, 2019).
- Co-encadrement du stagiaire de L3 Meng Wu (stage de 1 mois, 2018).

Fonctionnement de l'enseignement et de la recherche

- 2026 : Co-organisatrice d'un trimestre thématique à l'Institut Henri Poincaré (IHP) qui aura lieu en 2026 : *Mathematical developments in Geophysical Fluid Dynamics*.
- 2024 : Co-organisatrice de la conférence *Mathematical Aspects of Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics* à l'Université de Newcastle (UK) qui a eu lieu en Janvier 2024.
- Depuis Septembre 2023 : membre du conseil scientifique TOSCA-OCEAN.
- Depuis 2023 : Membre du comité de suivi de thèse de Tanguy Jonville (LATMOS).
- Depuis Septembre 2023 : responsable de l'UE *Ondes et dynamique de l'atmosphère et de l'océan*, Master SOAC/MOCIS, Sorbonne U.
- 2023 : Membre du jury pour le poste de MCF en Géophysique 0269 à l'Ecole Normale Supérieure de Lyon.
- 2021 : Co-animatrice du thème *Cycle de l'Eau* de l'EUR IPSL-CGS.
- 2020 et 2021 : Membre de la commission du groupe VIII pour l'avancement des MCF et PR à Sorbonne U.
- 2021 : Membre de la commission ATER (sections 35-36-37) à Sorbonne U.
- 2021, 2022 et 2023 : Membre du jury pour le concours d'entrée à l'Ecole Normale Supérieure.
- Depuis 2020 : Membre du conseil de laboratoire du LATMOS.
- Depuis 2020 : Responsable de l'UE *Physique, Chimie et Ecologie de l'Environnement*, Master Sciences et Politique de l'Environnement (Sorbonne-U./Sciences Po Paris).
- De 2019 à 2021 : Membre du comité de suivi de thèse de L. Vinour (UBO).
- 2019 et 2021 : Membre de la commission pour la Prime d'Investissement Unique (PIU).
- Depuis 2019 : Membre du comité formations de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) Climate graduate School (Ecole Universitaire de Recherche EUR IPSL-CGS).
- 2018 : Membre du jury du Tournoi des Physiciens (5th French Physicists' Tournament).
- 2018 : Examinatrice dans le jury de thèse de J. Bonnici (Directeur de thèse : P. Billant, LadHyX, Ecole Polytechnique).
- Rapporteur pour *Geophysical Journal International*, *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, *Journal of Fluid Mechanics* et *Physical Review Letters*.

- 2016 et 2017 : Responsable administrative du concours d'entrée à l'Ecole Normale Supérieure, filière MP.

Communications scientifiques

- Interview pour l'émission de Radio 'RTL Bonsoir' (RTL) : *Cyclone Belal (La Réunion)* (Janvier 2024).
- Article dans la série Images de Sciences, 'The Conversation' : *Un cyclone dans la nuit* (Octobre 2021).
- Interview pour l'émission de Radio 'La Terre au Carré' (France Inter) *Les évènements climatiques extrêmes*, 08 Février 2021.
- Interview pour un documentaire sur les Cyclones Tropicaux, RMC production (interview : Février 2021).
- Article dans le magazine 'Pour la Science', *Des cyclones plus destructeurs ?*, co-écrit avec E. Dormy (Décembre 2020).
- Brève de Science (CNRS), *Equations et cyclones tropicaux* (Août 2020).
- Interview pour France Info TV, Ouragan Dorian (Septembre 2019).
- Participation à l'émission 'Le Grand Atelier' (France Inter) avec Jean-Louis Etienne (14 Avril 2019).
- Interview pour Radio France Internationale, *Cyclone Idai* (Mars 2019).
- Interview pour un documentaire sur les Cyclones Tropicaux pour la chaîne de TV RMC (interview : février 2018, diffusion : 13 Aout 2019).
- Experte scientifique auprès de l'Assemblée Nationale, dans le cadre de la Mission d'information sur la gestion des événements climatiques majeurs dans les zones littorales de l'hexagone et des outre-mer, Interview à l'Assemblée Nationale le 25 janvier 2018.
- Interview pour l'émission de Radio 'La Méthode scientifique' (France Culture), *Dans l'oeil du cyclone* (17 octobre 2017).

Annexe B

Liste détaillée des étudiants encadrés et co-encadrés

Etudiants en thèse

- Xiaolu Zhao

Je co-encadre la thèse de X. Zhao, inscrite à l'Université de Nanjing en Chine (co-encadrant : B. Zhang, basé à Nanjing). X. Zhao est au LATMOS depuis avril 2022. Je suis sa seule encadrante en France, et de fait son encadrante depuis avril 2022. Sa thèse porte sur les mesures satellite des vagues à la surface de l'océan dans des conditions météorologiques extrêmes. Nous avons utilisé le nombre exceptionnellement élevé d'observations des vagues dans l'ouragan SAM en 2021 (dont des observations par un drone flottant à la surface de l'océan) pour étudier la physique des vagues générées par un ouragan. Nous avons montré que l'instrument innovant CFOSAT-SWIM fournit des spectres de vagues 2D fiables malgré les conditions de fortes pluies dans les ouragans. Nous avons également mis en évidence l'existence d'ondes dites piégées à l'intérieur de l'ouragan, à l'origine des vagues extrêmes observées par les satellites et par les capteurs *in situ*.

Ce travail a été soumis à *J. Geophys. Res. : Oceans* :

[*] X. Zhao, L.Oruba, D. Hauser, B. Zhang, E. Dormy : What can Hurricane SAM (2021) tell us about ocean waves under tropical cyclones?, *submitted to J. Geophys. Res. : Oceans*.

- Mamadou Thiam

J'ai participé à l'encadrement de la thèse de Mamadou Thiam, inscrit à Sorbonne Université et à l'Université Gaston Berger (Sénégal) depuis 2021 et qui a soutenu en mars 2024 (encadrants : G. de Coetlogon et A. K. Farota). Ce travail porte sur le couplage Océan-Atmosphère en Atlantique Tropical Nord-Est (NETA) et son impact sur les précipitations au Sénégal. Nous avons montré que les étés humides au Sénégal sont notamment précédés par un réchauffement du NETA. La convergence du transport d'humidité au sein d'un jet d'ouest-africain plus fort explique cette augmentation des précipitations. Une rétroaction entre la température de surface de la mer dans le NETA, la pression atmosphérique et le vent de surface est proposée pour expliquer

cette accélération du jet d'ouest-africain.

Ce travail a été publié dans *J. Geophys. Res. : Atmospheres* :

[*] M. Thiam, L. Oruba, G. de Coetlogon, M. Wade, B. Diop, A. K. Farota, 2024 : Impact of the sea surface temperature in the north-eastern tropical Atlantic on precipitation over Senegal, *J. Geophys. Res. : Atmospheres*, **129**, e2023JD040513.

Etudiants en stage de M2

- Louis Milhamont (M2 MOCIS)

J'encadre depuis début mars 2024 ce stage de 4 mois. Il porte sur la modélisation des vagues générées par un cyclone et s'appuie sur le modèle numérique simplifié de vagues que nous développons dans le cadre du projet Maeva. Il s'agit d'implémenter le terme source de forçage par le vent, associé à la croissance des vagues.

- Eve Rebouillat (M2 STPE, ENS-PSL)

Je co-encadre depuis février 2024 ce stage de 4 mois avec S. Planes (CRIOBE). Il porte sur l'étude des seiches dans les atolls, en lien avec le volet SWOT du projet Maeva. Il s'agit d'écrire un modèle numérique, qui sera confronté aux mesures satellites par l'instrument KaRIn-SWOT et à des mesures *in situ* par des capteurs de pression.

- Mauro D'Hannibale (M2 MATH, Dauphine-PSL)

J'ai participé à l'encadrement de ce stage de 3 mois, en 2022 (encadrant : E. Dormy, DMA-ENS). Il portait sur la modélisation de la croissance corallienne. Cette problématique, qui intéresse tout particulièrement les biologistes du CRIOBE, avec qui nous collaborons, s'appuie sur des modèles de croissance de forme qu'on rencontre en mécanique des fluides dans certains types d'instabilités (type Saffman-Taylor).

- Alan Riquier (M2 MATH, Dauphine-PSL)

J'ai participé à l'encadrement de ce stage de 4 mois en 2021 (encadrant : E. Dormy, DMA-ENS). Il portait sur la modélisation du déferlement des vagues. Ce mécanisme très non-linéaire joue un rôle important dans la modélisation des vagues générées dans des conditions extrêmes.

Etudiants en fin de 3ème année de l'Ecole Polytechnique

Remarque : il s'agit de stages de 4 mois, d'un niveau comparable au niveau M2.

- Nicolaos Petropoulos (Ecole Polytechnique, stage de 3A)

J'ai co-encadré ce stage de fin de 3ème année de l'Ecole Polytechnique pendant 4 mois en 2020, avec E. Dormy. Il s'inscrit dans la continuité du stage de J.B. Gay. Après avoir validé la partie advective du code, N. Petropoulos a travaillé à l'implémentation du terme d'interactions non-linéaires des vagues.

- Jean-Baptiste Gay (Ecole Polytechnique, stage de 3A)

J'ai co-encadré ce stage de fin de 3ème année de l'Ecole Polytechnique pendant 4 mois en 2019, avec E. Dormy. Il portait sur le développement d'un modèle numérique

de vagues. Ce stage a permis d'écrire le volet advectif du code en utilisant une approche lagrangienne.

Etudiants en stage de M1

- Niagara Poulain (M1 SPE)

J'ai encadré ce stage de 3 mois en 2022. N. Poulain effectuait alors un M1 commun à Sciences-Po et Sorbonne Université (M1 Sciences et politiques de l'environnement). Le stage portait sur le lien entre le changement climatique et les cyclones tropicaux (nombre, intensité, localisation, taille). Il s'agit d'une question importante au sujet de laquelle de nombreuses informations erronées circulent, notamment dans les médias. Le mémoire de stage de N. Poulain résume les tendances passées et futures quant à l'évolution des cyclones.

- Yongli Wang (M1 MOCIS)

J'ai participé à l'encadrement de ce stage de 3 mois en 2022 avec D. Hauser (LAT-MOS). Il portait sur l'analyse comparée de spectres de vagues fournis par le satellite CFOSAT et de spectres de vagues mesurés lors de la campagne océanographique SUMOS qui s'est déroulée début 2021.

- Léa Launay (M1 MOCIS)

J'ai encadré ce stage de 2 mois en 2019. Il portait sur l'évolution de la SST (Sea Surface Temperature) dans le Pacifique Sud prédite par les simulations climatiques CMIP5. Ce stage s'inscrivait dans le cadre du projet Maeva.

Etudiants en stage de L3

- Meng Wu (L3 Geosciences, ENS)

J'ai co-encadré ce stage d'1 mois en 2018, avec E. Dormy. L'objectif du stage était d'utiliser les données du modèle américain de réanalyse NAM pour confronter le mécanisme de formation de l'oeil mis en évidence par Oruba *et al.* (2017a) dans le cas de l'ouragan Matthew (2016).

Etudiants post-doctorants

- Quriaky Gomez

Dans le cadre du projet SWAG, nous avons recruté cette chercheuse post-doctorante de février 2020 à février 2021, afin de mettre en oeuvre le modèle couplé WRF-Chem-NEMO.¹ Son travail a permis d'effectuer des simulations numériques en utilisant le modèle couplé (jusqu'à présent sans aérosols). M. Thiam a notamment utilisé ces simulations dans le cadre de sa thèse.

1. Bien que nécessitant un encadrement moindre par rapport aux étudiants de licence, master ou thèse pré-cités, cette étudiante post-doctorante a tout de même du être guidée, d'où mon choix de l'évoquer ici.

Annexe C

Écoulements magnétohydrodynamiques

Cette annexe porte sur mes recherches sur les écoulements magnétohydrodynamiques, menées pendant mon post-doctorat entre 2013 et 2017, au Département de Physique de l'ENS. Ce post-doctorat m'a permis de faire une ouverture thématique en Physique, en approfondissant mes connaissances sur les fluides géophysiques et les processus physiques sous-jacents, notamment la convection, dans un contexte différent de celui de la dynamique de l'atmosphère. Mon travail a plus particulièrement porté sur la connexion entre les modèles numériques des écoulements fluides en rotation rapide avec les écoulements géophysiques qui les motivent. J'ai étudié cette question dans le cadre des écoulements magnétohydrodynamiques. Il s'agit d'écoulements conducteurs générateurs de champ magnétique via des effets inductifs, également appelés écoulements "dynamo". Ils ont notamment pour motivation la Géodynamo (ou champ magnétique terrestre), générée dans le noyau externe, liquide et conducteur de la Terre (figure C.1).

L'influence de la rotation rapide de la Terre ($\Omega = 7 \times 10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$) sur l'écoulement des fluides géophysiques faiblement visqueux, aussi bien l'atmosphère que le fer liquide du noyau externe ($\nu \sim 10^{-6} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$), est caractérisée par un nombre d'Ekman très faible ($E \sim 10^{-15}$ pour $L \approx 10^6 \text{ m}$). Les simulations numériques de ces écoulements ne permettent pas d'atteindre de telles valeurs de paramètres, du fait de la limitation de la puissance de calcul. Des équipes en géophysique interne développent donc des lois d'échelles, afin de pouvoir établir une connexion entre les modèles numériques et leur motivation géophysique (voir par exemple Christensen & Aubert, 2006). Je me suis intéressée au champ magnétique ainsi qu'aux quantités hydrodynamiques, telles que l'amplitude de la vitesse (mesurée par le nombre de Rossby) et l'efficacité du transport de chaleur par convection (mesurée par le nombre de Nusselt), et à leur dépendance avec les autres paramètres du problème. Pour cela, j'ai combiné deux approches : une approche purement numérique, consistant à chercher des dépendances entre les quantités sous forme de lois de puissance compatibles avec les données numériques, et une approche reposant sur l'écriture de bilans énergétiques et d'équilibres de forces et permettant d'interpréter les lois empiriques.

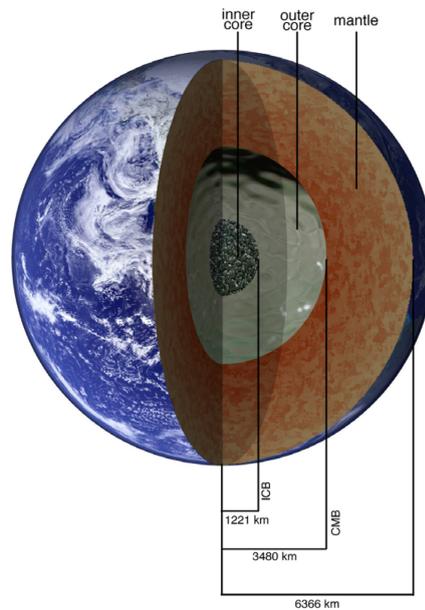


FIGURE C.1 – Schéma de l’intérieur de la terre. Le noyau liquide générateur de champ magnétique, d’une épaisseur de 2259 km, est indiqué en gris. D’après Roberts & King (2013).

Dans une première étude, j’ai montré que les lois d’échelle pour l’amplitude du champ magnétique dérivées des simulations numériques et la reliant à la puissance injectée étaient en fait trop générales, car elles ne fournissent pas d’informations sur le mécanisme de génération de la dynamo (Oruba & Dormy, 2014a) ; elles reflètent essentiellement l’équilibre entre la production et la dissipation d’énergie à l’équilibre. J’ai également mis en évidence le caractère non prédictif de ces lois d’échelles, dans le sens où elles relient des quantités mesurées entre elles. J’ai également introduit la première loi prédictive (i.e. ne faisant intervenir que des paramètres contrôlés) pour l’amplitude du champ magnétique des dynamos numériques existantes, basée sur des arguments physiques. Cela m’a permis de mettre en avant le rôle non négligeable des forces visqueuses dans les dynamos numériques, et de montrer que les modèles numériques actuels n’opèrent pas dans le même régime dynamique que le noyau terrestre.

J’ai également travaillé sur la question des quantités “contrôlées” (par opposition à “mesurées”) dans les modèles numériques du noyau liquide terrestre, en fonction du choix des conditions aux limites thermiques. J’ai montré que dans les modèles numériques de géodynamo avec des conditions aux limites de flux de chaleur imposée, la puissance injectée, mesurée par le nombre de Rayleigh à flux constant, Ra_Q^* , ne pouvait être considérée comme “contrôlée” que dans un régime très limité de paramètres, contrairement à ce qui était jusque là indiqué dans la littérature (Oruba, 2016). Il s’agit d’une question importante parce que le paramètre Ra_Q^* est utilisé pour quantifier l’énergie injectée par la poussée d’Archimède dans les lois d’échelle permettant de connecter les modèles numériques et la dynamo terrestre.

J’ai par ailleurs approfondi le rôle joué par le terme inertiel de l’équation de Navier-Stokes dans les bilans de forces de ces écoulements. Les modèles numériques de dynamo

sont le siège d'une transition entre un régime où le champ magnétique est dipolaire stable, et un régime où le champ est multipolaire et tend à s'inverser [Kutzner & Christensen, 2002]. L'un des scénarii proposé pour expliquer les renversements géomagnétiques s'appuie sur le fait que la Terre se situerait près de cette transition, ce qui motive son étude.

J'ai répondu à une controverse existant dans la littérature concernant l'équilibre de deux forces pertinent à la transition, en montrant que cette transition correspond en fait à un équilibre à trois forces, dans lequel la partie non-divergente du terme inertiel devient comparable à celle des forces visqueuses et de la force de Coriolis (ces deux forces étant en équilibre dans les dynamos dipolaires). Cet équilibre à trois forces permet d'introduire un paramètre ($\text{RoE}^{-1/3}$) qui, à la différence des paramètres utilisés jusque là, ne nécessite aucune mesure d'échelle de longueur a posteriori, et permet de décrire la transition dipole-multipole dans les dynamos numériques (Oruba & Dormy, 2014b).

Motivés par la bonne description de la transition dipole-multipole en termes de paramètres purement hydrodynamiques, nous avons également pu montrer que la perte de dipolarité dans les modèles numériques était associée à une transition purement hydrodynamique, caractérisée par une rupture de la symétrie équatoriale de l'écoulement. L'étude de l'influence du nombre de Prandtl (mesurant le rapport de la viscosité dynamique sur la diffusivité thermique) sur la transition nous a permis par ailleurs permis de montrer que, contrairement à ce qui était proposé, la transition vers le régime multipolaire n'était pas associée à une perte d'hélicité (Garcia *et al.*, 2017).

Je me suis également intéressée à un troisième régime dynamo (en plus des deux régimes dipolaire et multipolaire), correspondant au régime dit "de champ fort". Ce régime, mis en évidence numériquement par Dormy (2016), est caractérisé par un équilibre magnétostrophique, où les effets visqueux et inertiels deviennent négligeables devant la force de Lorentz et la force de Coriolis. Il coïncide avec l'équilibre de forces anticipé pour le noyau terrestre, ce qui le place au coeur des préoccupations géophysiques actuelles sur le noyau terrestre Dormy *et al.* (2018).

Annexe D

Sélection de 5 articles

La liste complète de mes publications est donnée dans mon CV (Annexe A). Je joins à ce manuscrit l'échantillon des 5 articles listés ci-dessous.

2022, **Oruba**, L., D. Hauser, S. Planes, E. Dormy : Ocean waves in the South Pacific : complementarity of SWIM and SAR observations, *Earth and Space Science*, **9**, e2021EA002187.

Nous montrons, grâce à des observations *in situ* que la nouvelle technologie de l'instrument SWIM du satellite CFOSAT, dédié à l'observation des vagues à la surface de l'océan, permet une meilleure reconstruction des vagues de grande amplitude.

2022, Soward, A. M., **L. Oruba**, E. Dormy : Bénard convection in a slowly rotating penny shaped cylinder subject to constant heat flux boundary conditions, *J. Fluid Mech.*, **951**, A5.

Il s'agit d'une étude combinant les approches numérique et asymptotique, s'appuyant sur le petit rapport de forme du domaine du modèle de Oruba *et al.* (2017a), dans un régime faiblement non-linéaire.

2018, **Oruba**, L., P. A. Davidson & E. Dormy : Formation of eyes in large-scale cyclonic vortices, *Phys. Rev. Fluids*, **3**, 013502.

Dans cet article qui est une extension de notre article dans *J. Fluid Mech.* 2017, nous identifions les régimes de paramètres permettant de former une structure de type oeil dans un vortex cyclonique.

2017, **Oruba** L., P. Davidson & E. Dormy : Eye formation in rotating convection, *J. Fluid Mech.*, **812**, 890-904.

Dans cet article, j'introduis un nouveau mécanisme de formation d'oeil grâce à un modèle idéalisé de cyclone.

2017, **Oruba** L., S. Planes, G. Siu, Y. Chancerelle & E. Dormy : Rapid oceanic response to tropical cyclone Oli (2010) in the South Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, **47**, 471-483.

Grâce à des simulations numériques d'advection lagrangienne et à des observations, nous montrons que la variabilité temporelle des courants de surface associés à un CT peut induire des variations très rapides de la température de surface de l'océan.