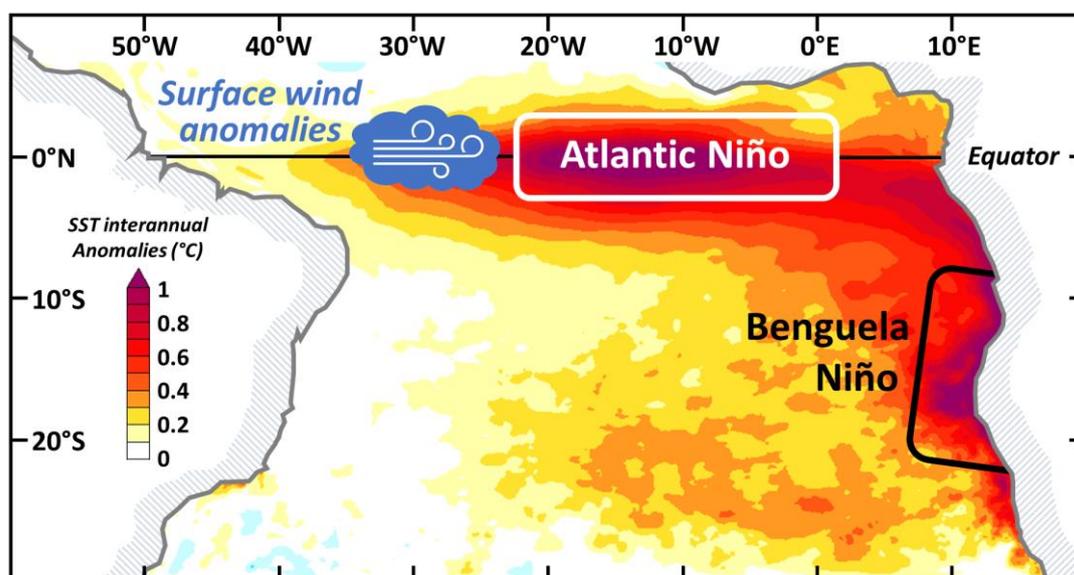


# TÉLÉCONNEXION OCÉANIQUE ET COUPLAGE OCÉAN-ATMOSPHÈRE EN ATLANTIQUE TROPICAL SUD-EST



Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches présenté par

Serena ILLIG

Chargé de Recherche IRD - [serena.illig@ird.fr](mailto:serena.illig@ird.fr)



## RESUME

Ce mémoire retrace mon parcours scientifique après mon doctorat au LEGOS (2005), que j'ai mené notamment au JPL en Californie, puis au sein de l'IRD (depuis 2008) au LEGOS et dans plusieurs laboratoires des pays du Sud, à l'IMARPE et à l'IGP au Pérou, puis à UCT en Afrique du Sud. Mes activités de recherche sont centrées sur l'étude de la **dynamique océanique** et des **interactions océan-atmosphère** dans le **bassin tropical Atlantique**, en complément d'**études inter-comparatives avec le bassin Pacifique**.

Mon travail de recherche vise à mieux comprendre **la dynamique océanique dans la bande équatoriale** (Pacifique et Atlantique) pour une riche gamme de fréquences (sub-saisonniers à décennales), afin de mieux connaître ce forçage qui va se propager le long des côtes Angola/Namibie et Pérou/Chili et moduler la variabilité dans ces deux **systèmes d'upwelling**, impactant les écosystèmes marins (habitats et disponibilités des ressources halieutiques) et la circulation atmosphérique (climat régional, précipitations). Mes travaux montrent comment ces ondes équatoriales et côtières **se décomposent en modes** aux caractéristiques spécifiques (amplitude, vitesse), contrôlant le timing de cette connexion équatoriale et la latitude maximale à laquelle elle peut être détectée. J'évalue également l'importance relative de ce **forçage à distance par rapport au forçage local** (vent côtier et flux de chaleur) sur la variabilité océanique et biogéochimique côtière. Je mène aussi des études pour mieux comprendre la **phénologie et les forçages des événements interannuels extrêmes** en Atlantique Tropical. Mes résultats ont démontré que les événements équatoriaux, les **Atlantique Niños**, et les événements côtiers, les **Benguela Niños**, sont inextricablement liés, et présentent une dynamique complexe mêlant processus non-linéaires et interactions entre connexions océaniques et atmosphériques à l'échelle régionale et à l'échelle du bassin.

Pour répondre à ces problématiques, j'utilise une méthodologie basée sur l'analyse inter-comparative d'**observations**, et sur **l'utilisation combinée de modèles simples et plus complexes**. Je développe des approches numériques basées sur le développement de modèles linéaires océaniques et l'utilisation des modèles communautaires (CROCO pour l'océan, BioEBUS pour la bio-géochimie, WRF pour l'atmosphère), déployés dans des contextes régionaux, que je fais évoluer en fonction des contraintes spécifiques à une région ou à une question scientifique.

Mes perspectives de recherche visent à améliorer la prévisibilité des événements extrêmes en Atlantique Équatorial et dans les systèmes d'upwelling de l'hémisphère Sud. Cela inclut l'intégration de **modèles couplés océan-atmosphère** et d'**algorithmes d'intelligence artificielle** pour des prévisions plus fiables. En parallèle, mes travaux futurs exploreront la **variabilité côtière dans le Nord du Golfe de Guinée**, le long des côtes du Cameroun, Togo, Bénin, Ghana, Côte d'Ivoire, Liberia, **en lien avec la variabilité équatoriale distante** et l'impact sur les **précipitations et la mousson africaine**. Ces recherches visent à soutenir une gestion durable des écosystèmes marins dans un contexte de changement climatique global.

Une grande partie de mes activités est également dédiée à **l'enseignement académique** en France et dans les pays du Sud (Bénin, Afrique du Sud, Vietnam). Je contribue activement au **transfert de compétences en modélisation numérique**, au travers de formations (école d'été), d'encadrements et de collaborations avec le Sud (Pérou, Chili, Vietnam, Afrique du Sud, Benin, Côte d'Ivoire).

HDR soutenue le **7 mai 2025** devant le jury composé de :

---

Pierrick Penven .....	Rapporteur
Gaëlle De Coëtlogon .....	Rapporteuse
Juliette Mignot .....	Rapporteuse
Hervé Giordani .....	Examineur
Nadia Ayoub .....	Examinatrice
Fabien Durand .....	Parrain

---



## REMERCIEMENTS

Ce document reflète le chemin parcouru dans ma carrière, rendu possible grâce à de **nombreuses rencontres, collaborations et amitiés**. Je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers tous les chercheurs, ingénieurs, étudiants et secrétaires que j'ai eu la chance de croiser. Leur soutien et leurs contributions ont été essentiels à mon travail au LEGOS en France, au JPL en Californie, à l'IMARPE et à l'IGP au Pérou, à l'USTH au Vietnam, à la CIPMA au Bénin, ainsi qu'au département d'océanographie de UCT en Afrique du Sud.

Je tiens également à remercier **ma famille** pour leur appui inébranlable et leur présence constante durant les hauts et les bas de ce parcours.

Je suis reconnaissante envers mon parrain et les **membres du jury** qui ont généreusement accepté de consacrer leur temps à l'évaluation de ce manuscrit.

Enfin, j'adresse un remerciement particulier aux éventuels lecteurs qui découvriront ce document, peut-être par hasard. Consciente que la lecture d'un tel texte peut parfois être fastidieuse, j'ai pris soin de **cacher au fil des pages une série d'Easter Eggs** pour rendre l'expérience plus ludique.



*Bonne lecture !*



# TABLE DES MATIERES

<b>I. Introduction</b>	<b>7</b>
1.1. Parcours scientifique et collaborations	7
1.2. Région d'étude, enjeux et objectifs	9
1.3. Questions scientifiques et méthodologies	12
1.4. Production scientifique	13
1.5. Structure du mémoire	15
<b>II. Ondes équatoriales et leur devenir le long des bords Est des Océans Pacifique et Atlantique</b>	<b>17</b>
2.1. Dynamique linéaire et caractéristiques des ondes longues	18
2.2. Observer et modéliser les propagations d'ondes équatoriales et côtières	27
2.3. Mes travaux de recherche sur la variabilité équatoriale et côtière linéaire	35
<b>III. Télé-connexion océanique versus forçage local aux échelles de temps sub-saisonniers</b>	<b>37</b>
3.1. Activité des ondes de Kelvin équatoriales intra-saisonniers	37
3.2. Co-variabilité entre les vents côtiers et la température de surface océanique	40
3.3. Latitude maximale de la connexion océanique avec la variabilité équatoriale	44
<b>IV. Variabilité et Événements interannuels extrêmes en Atlantique Tropical Sud-Est</b>	<b>49</b>
4.1. Variabilité interannuelle le long de la côte Sud-Ouest Africaine	50
4.2. Événements extrêmes : <i>Benguela Niños – Benguela Niñas</i>	53
4.3. Connexion équatoriale et propriétés des modes linéaires	58
<b>V. Interactions océan-atmosphère aux échelles de temps interannuelles</b>	<b>63</b>
5.1. Interactions océan-atmosphère dans la ceinture équatoriale	64
5.2. Interactions air-mer : influences sur l'état moyen et rectifications	67
5.3. Couplage océan-atmosphère et télé-connexions en Atlantique Tropical Sud-Est	72
<b>VI. Projets de recherche et Perspectives</b>	<b>79</b>
6.1. Phénologie et prévision des événements extrêmes <i>Atlantique</i> et <i>Benguela Niño</i>	79
6.2. Modulation décennale le long de la côte Sud-Ouest Africaine	83
6.3. Connexion équatoriale dans le Nord du Golfe de Guinée et mousson Africaine	85
6.4. Formations et enseignements	89
<b>VII. Enseignements et Encadrements</b>	<b>91</b>
<b>VIII. CV et Publications</b>	<b>95</b>
<b>IX. Références</b>	<b>103</b>
<b>X. Appendices</b>	<b>111</b>



# Chapitre 1

## INTRODUCTION

Dans ce premier chapitre, je décris mon **parcours scientifique** ainsi que les thèmes de recherche que j'ai abordés, mettant en lumière les collaborations qui ont enrichi mon travail, ainsi que les 4 thèses que j'ai co-dirigées. Ensuite, je présente les méthodologies que j'emploie pour mener à bien mes activités de recherche, qui ont abouti à des résultats scientifiques publiés dans des revues de rang A à comité de lecture.

### I.1. Parcours scientifique et collaborations

Mon activité de recherche s'intéresse à la circulation océanique dans les 3 **océans tropicaux**, en portant une attention particulière aux propagations des ondes longues et aux interactions océan-atmosphère. De par sa dynamique particulière, l'océan tropical exerce une influence majeure sur les caractéristiques de la variabilité climatique. En outre, sa **modélisation** permet d'appréhender la question de la prévisibilité aux échelles de temps allant du saisonnier à l'interannuel. Cette problématique a motivé ma recherche dans ce domaine et a guidé mon parcours professionnel.



J'ai obtenu deux **diplômes en Sciences Marines** (diplôme d'ingénieur et Master) à l'*Institut des Sciences de l'Ingénieur de Toulon et du Var* (ISITV-SeaTech, Toulon) en 2001, après avoir développé des projets de premier cycle à l'*Institut de Mécanique des Fluides de Strasbourg* (IMFS, Strasbourg, France) et au *Laboratoire en Géophysique et Océanographie Spatiale* (LEGOS, Toulouse, France). En parallèle, j'ai obtenu un **second Master** en sciences de l'environnement marin au *Centre d'Océanologie de Marseille* (COM, Marseille).

J'ai mené mon projet de **Master** puis mon **Doctorat** à l'*Université Paul Sabatier Toulouse III* (UT3) de 2001 à 2005, au sein de l'équipe *Océans tropicaux et variabilité climatique* du LEGOS. Mes travaux se sont tout d'abord concentrés sur l'étude des processus physiques océaniques aux échelles de temps interannuelles associés aux **propagations d'ondes longues équatoriales** dans les bassins tropicaux Pacifique et Atlantique. Ce travail m'a permis par la suite, d'explorer les mécanismes d'**interactions océan-atmosphère** associés au mode de variabilité Atlantique Équatorial, puis aux télé-connexions avec la variabilité basse fréquence du Pacifique Tropical et le phénomène *El Niño* en particulier. J'ai développé parallèlement une collaboration avec l'*Université du Cap* (UCT, Afrique du Sud) sur le thème de la **télé-connexion océanique** entre la variabilité équatoriale et la variabilité côtière le long de la côte Ouest Africaine en lien avec le développement d'événements extrêmes le long des côtes de l'Angola et de la Namibie.



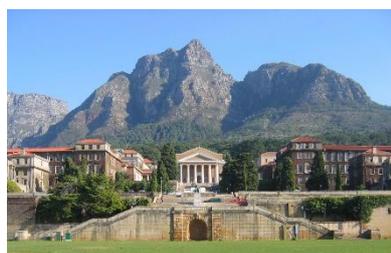
De 2005 à 2007, j'ai été **chercheur post-doctoral** au *Jet Propulsion Laboratory* (JPL/NASA) et au *California Institute of Technology* (CALTECH) à Pasadena (Californie, États-Unis), où j'ai étendu mon expertise à l'Océan Indien Tropical. Dans le contexte du mariage de la recherche en climat avec la météorologie, j'ai étudié l'impact des changements rapides de

pluie et de vent observés par satellites sur les évolutions intra-saisonnières à interannuelles de la température et de la salinité de cet océan.

Fin 2007, j'ai *intégré l'Institut de Recherche pour le Développement* (IRD) et rejoint le LEGOS. Mon projet de recherche portait sur l'étude des *systèmes d'upwelling* de Humboldt (le long des côtes Pérou/Chili) et du Benguela Nord (le long des côtes Angola/Namibie), des chantiers importants pour le LEGOS que j'ai intégrés et pour lesquels mon expertise sur la variabilité équatoriale a permis des avancées importantes dans la compréhension de leurs liens avec ce forçage à distance. Du fait de leur configuration géographique comparable, il s'agissait de comprendre comment ces deux systèmes sont contrôlés et modulés par la variabilité équatoriale et le forçage local qui agissent sur la circulation régionale et les interactions océan-atmosphère. L'objectif *in fine* était de mieux comprendre et modéliser les processus physiques à l'origine des variations des écosystèmes marins qu'abritent les systèmes d'upwelling de bords Est de l'hémisphère Sud, dans un contexte de changement climatique.



Je me suis tout d'abord concentrée sur l'étude du *chantier Humboldt* dans le cadre du LMI « *Dynamiques du Système de Courant de Humboldt* » (DISCOH). J'ai encadré le travail de Kobi Mosquera (2010-2015, cf. [Section VII.2a](#)) à l'*Instituto Geofísico del Perú* (IGP, La Molina, Pérou), première thèse péruvienne en océanographie physique. Mon investissement sur le chantier Pérou a été concrétisé par une affectation de deux ans au laboratoire de modélisation de l'*Instituto del Mar del Perú* (IMARPE, Callao, Pérou), *El Centro de Investigaciones en Modelado Oceanográfico y Biológico Pesquero* (CIMOBP, 2010-2012), où j'ai participé activement au développement de la modélisation océanique haute résolution chez les partenaires locaux et à la formation. Dans ce contexte, j'ai été la coordinatrice du volet physique du LMI DISCOH (2010-2012) et j'ai contribué à associer mes partenaires aux activités de modélisation développées dans le cadre des projets ANR PEPS (2009-2012) et AMOP (2010-2014).



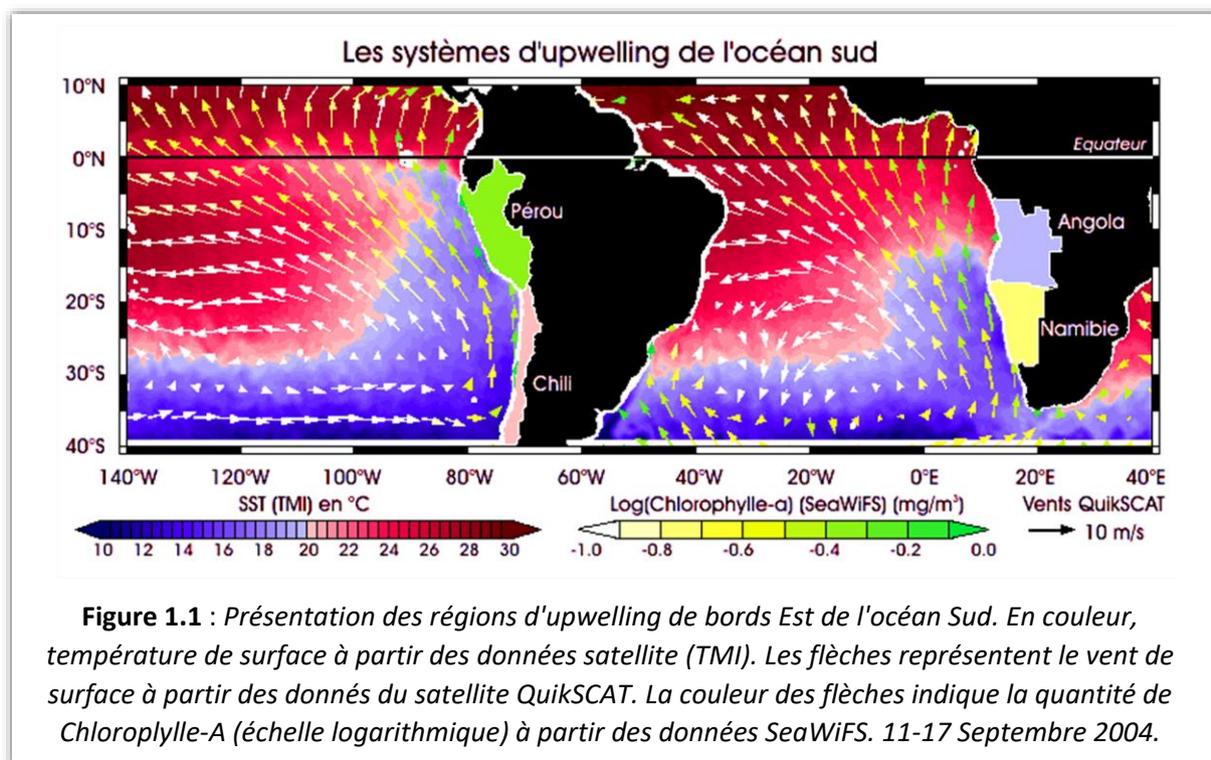
Dans un deuxième temps, je me suis focalisée sur l'étude du *système du Benguela* dans le cadre du renouvellement du LMI « *International Center for Education, Marine and Atmospheric Sciences, over Africa* » (ICEMASA). J'ai transposé les questions scientifiques et les outils développés dans le cadre des études menées sur l'écosystème Péruvien pour l'étude de la phénologie des événements côtiers interannuels *Benguela Niño*, en lien avec la variabilité équatoriale. J'ai effectué une expatriation de 4 ans dans le *département d'océanographie de l'université du Cap* (2015-2019) où j'ai organisé des stages en modélisation océanique régionale et également pris la responsabilité de la formation en statistiques du cursus *Honors* de UCT. Dans le cadre des projets Européens PREFACE et TRIATLAS, j'ai co-dirigé les thèses de Marie-Lou Bachèlery (UCT, 2013-2016, cf. [Section VII.2a](#)) et Rodrigue Imbol-Koungue (UCT, 2015-2018, cf. [Section VII.2a](#)).

Depuis 2019, j'ai rejoint le LEGOS où je poursuis mes recherches sur la phénologie et la prévision des *événements extrêmes interannuels* dans le bassin Atlantique Tropical, les télé-connexions océaniques et les interactions air-mer en jeu, en collaboration avec mes

partenaires Sud-Africains. À travers ces projets, j'ai encadré le travail de thèse d'un étudiant Togolais, Serge Tomety (UCT, 2017-2022, cf. [Section VII.2a](#)), sur les variations décennales de la température de surface océanique le long des côtes Angolaises et Namibiennes. Je dispense chaque année à UCT les **cours de statistiques** et participe aux **écoles d'été en modélisation** numérique organisées par le GDRi CROCO en Afrique du Sud. Parallèlement, je me suis beaucoup investie dans **l'enseignement** de la dynamique des ondes océaniques et de la dynamique des fluides géophysiques dans le cadre du master en *Sciences de l'Océan Atmosphère et Climat* (SOAC) à Toulouse et à Cotonou (Bénin). Dans le cadre de la JEAI IVOARE-UP, en collaboration avec des chercheurs de Côte d'Ivoire, j'ai initié une **nouvelle thématique** de recherche portant sur le devenir des ondes équatoriales le long des côtes Africaines dans le Nord du Golfe de Guinée aux fréquences interannuelles.

## I.2. Régions d'étude, enjeux et objectifs

Mes activités de recherche portent sur l'étude de la variabilité océanique dans toute la bande tropicale, avec un accent particulier sur la dynamique de ***l'Océan Atlantique Tropical***. Je m'intéresse tout particulièrement à la dynamique océanique dans la **bande équatoriale** et dans les **régions d'upwelling de bords Est de l'Hémisphère Sud** (cf. [Fig.1.1](#)), du Pacifique Sud-Est (Système de Humboldt) et de l'Atlantique Sud-Est (Système du Benguela) afin de comprendre les mécanismes qui contrôlent la variabilité observée dans ces écosystèmes sur une large gamme de fréquences, allant des échelles sub-saisonniers à décennales.



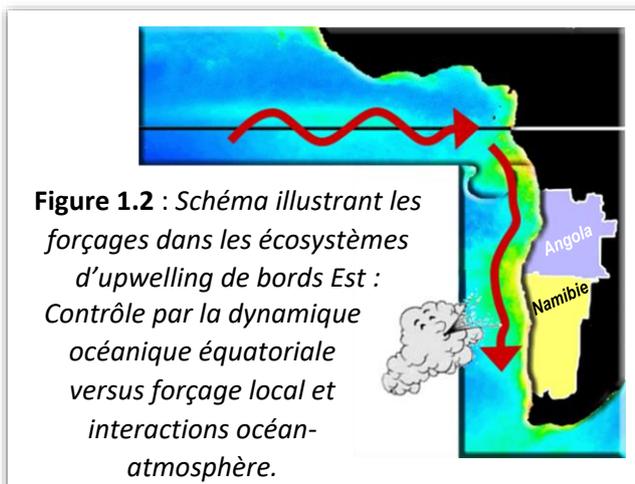
Mes recherches ont montré que les fluctuations observées des courants côtiers, de la température et des traceurs biogéochimiques dans ces systèmes d'upwelling de bords Est sont en grande partie contrôlées par le **forçage océanique à distance**, d'origine équatoriale, à travers la propagation d'ondes océaniques le long du guide d'ondes équatorial, puis le long des côtes Ouest de l'Amérique du Sud et de l'Afrique (cf. [Fig.1.2](#)). Le **forçage atmosphérique local côtier**, tel que le vent et les flux de chaleur et d'eau douce, ainsi que les interactions

océan-atmosphère, jouent également un rôle crucial. Pour cette raison, mes activités de recherche se déclinent en **trois grands axes** :

1) **Dynamique équatoriale** : Étude des propagations des ondes longues et de la phénologie des événements extrêmes équatoriaux (*Atlantique Niños/Niñas*).

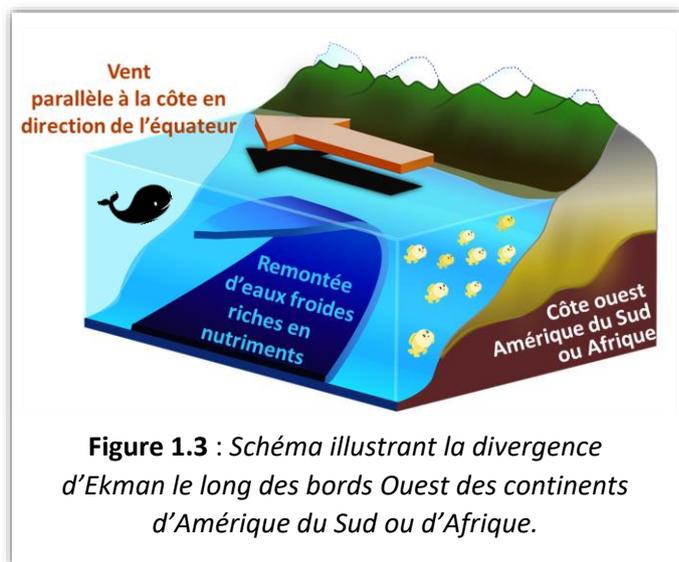
2) Variabilité dans les **écosystèmes côtiers de bords Est** : Analyse de la circulation océanique, des processus thermodynamiques et biogéochimiques.

3) **Télé-connexions atmosphériques** et **interactions océan-atmosphère** à l'échelle régionale et à l'échelle du bassin océanique.



**Figure 1.2** : Schéma illustrant les forçages dans les écosystèmes d'upwelling de bords Est : Contrôle par la dynamique océanique équatoriale versus forçage local et interactions océan-atmosphère.

Les régions d'upwelling, qui sont situées le long des bords Est des océans tropicaux et subtropicaux, présentent une **dynamique océanique et biogéochimique particulière**. Sous l'influence de vents parallèles à la côte dirigés vers l'équateur, les eaux côtières de surface sont entraînées vers le large (dérive d'Ekman) et continuellement renouvelées par des eaux profondes, froides, **riches en nutriments** et en gaz carbonique (cf. [Fig.1.1](#) et [Fig.1.3](#)). Le fort contraste thermique entre les eaux côtières et celles du large engendre une forte activité turbulente à méso-échelle (filaments, méandres, tourbillons...), résultant principalement des instabilités baroclines générées par le cisaillement vertical des courants côtiers. Ces structures participent fortement aux échanges de propriétés entre la zone côtière et le large, et influencent considérablement le couplage entre processus physiques et biologiques. La présence d'eaux riches en sels nutritifs dans la couche euphotique génère une activité



**Figure 1.3** : Schéma illustrant la divergence d'Ekman le long des bords Ouest des continents d'Amérique du Sud ou d'Afrique.

biogéochimique intense près des côtes, où se trouvent les **zones de minimum d'oxygène**. Diverses espèces planctoniques y prolifèrent, favorisant un transfert trophique vers les **ressources halieutiques côtières** : ainsi, les systèmes d'upwelling font partie des zones les plus productives de l'océan mondial. Bien qu'ils couvrent moins de 1% de la surface des océans, ils représentent environ 11% de la production primaire nouvelle et assurent ~20% des captures mondiales de poissons marins.

Cette production est particulièrement variable dans le temps, illustrant une forte dépendance de ces systèmes aux **forçages climatiques**, à l'échelle des bassins océaniques et des régions côtières. En particulier, l'influence de la **variabilité équatoriale** est particulièrement marquée, contrôlant une part importante de cette production, mais aussi catalysant des émissions de sulfures, toxiques pour les ressources halieutiques. Les vents équatoriaux génèrent des **ondes équatoriales de Kelvin** qui traversent le bassin équatorial d'Ouest en Est et forcent sur le talus continental des ondes piégées à la côte se propageant

vers le Sud (cf. [Fig.1.2](#)). Mes travaux de recherche ont montré qu'aux fréquences intra-saisonniers (cf. [Chapitre 3](#)), ces ondes modulent la circulation, les profondeurs de la thermocline et de la nutricline, ainsi que les équilibres thermodynamiques et biogéochimiques le long de la côte. Aux échelles de temps interannuelles (cf. [Chapitre 4](#)), la **connexion avec la variabilité équatoriale** est accompagnée du développement d'événements côtiers extrêmes chauds et froids qui perturbent fortement l'état moyen de l'océan le long des côtes du Pacifique Sud-Est et de l'Atlantique Sud-Est, avec des conséquences drastiques pour les ressources halieutiques, allant possiblement jusqu'à l'effondrement de populations de poissons. Aussi, les anomalies de la température de la surface de la mer engendrent des **rétroactions océan-atmosphère** à l'échelle régionale, mais perturbent également la circulation atmosphérique à l'échelle du bassin (cf. [Chapitre 5](#)). L'analyse des variations décennales à inter-décennales suggèrent aussi une influence des conditions océaniques le long des côtes du Pérou/Chili et Angola/Namibie (paramètres physiques et biologiques) par les conditions climatiques dans la bande équatoriale.

De nombreuses études se basent sur une estimation de l'**onde de Kelvin équatoriale** à partir d'observations de surface, et de ce fait ignorent la variabilité spatio-temporelle de la thermocline équatoriale. Or, autant dans le Pacifique qu'en Atlantique, du fait de la remontée de la thermocline équatoriale dans l'Est du bassin, il est nécessaire de prendre en compte cette spécificité de la **structure verticale équatoriale**, qui se traduit par une contribution relative de modes baroclines associés à des vitesses de phase distinctes (cf. [Chapitre 2](#)). Et lorsqu'il s'agit de préciser les temps de transmission des signaux de l'équateur jusqu'aux latitudes moyennes le long des côtes Pérou/Chili ou Angola/Namibie (de 10°S à 30°S), la question de la structure verticale des ondes de Kelvin équatoriales et des ondes côtières devient alors cruciale. C'est pourquoi, **une des spécificités de mon travail de recherche** consiste en l'étude de la structure verticale de la variabilité équatoriale et côtière dans les bassins tropicaux Pacifique et Atlantique et la quantification des contributions des différents modes baroclines aux fréquences sub-saisonniers à interannuelles. Un de mes objectifs est aussi de mettre en évidence le rôle de la dynamique linéaire à basse fréquence, associée aux propagations/réflexions d'ondes longues équatoriales, sur la variabilité équatoriale observée. Déterminer les caractéristiques de ces ondes est essentiel, car d'une part elles influencent la variabilité dans les systèmes de bords Est ( **télé-connexion océanique** ), et d'autre part, elles participent aussi aux variations de la température de surface de l'océan tropical et donc aux **interactions océan-atmosphère** et **télé-connexions atmosphériques** à grande échelle.

Actuellement, la dynamique dans les systèmes d'upwelling de bords Est n'est pas correctement représentée dans les modèles océaniques globaux ou de climat. Ainsi, des **biais thermiques importants** en surface (+1-3°C) sont rapportés dans ces zones, attribuables en partie à la résolution trop basse de ces modèles. De même, les **prévisions saisonnières** ne sont pas fiables et les modèles globaux (CMIP5) ne simulent pas correctement les zones de minimum d'oxygène, les transferts de carbone et azote, ainsi que les émissions de gaz à effet de serre et les processus associés dans ces régions clés que constituent les systèmes de bords Est. **Pour les pays du Sud**, développer la connaissance et les outils pour une **gestion rationnelle et durable de ces écosystèmes** et de leurs ressources est un objectif prioritaire. Dans le contexte du changement climatique global, comprendre et modéliser les processus physiques à l'origine des variations dans les écosystèmes d'upwelling, véritables gisements de ressources halieutiques, sont des étapes indispensables pour la mise en place de systèmes de prévision et gestion des risques climatiques et environnementaux.

### I.3. Questions scientifiques et méthodologies

Comme détaillé dans la [Section 1.2](#), mon travail de recherche vise tout d'abord à déterminer les caractéristiques de la **variabilité équatoriale** le long des guides d'ondes Pacifique et Atlantique, en particulier les propriétés des **contributions modales**, afin de mieux connaître ce forçage qui se propage le long des côtes du Pérou/Chili, de l'Angola/Namibie et des pays du Nord du Golfe de Guinée sous la forme d'ondes piégées à la côte. Celles-ci vont moduler la variabilité dans ces **systèmes d'upwelling côtiers**, impactant les écosystèmes marins (habitats et disponibilités des ressources halieutiques) ainsi que la **circulation atmosphérique** (climat régional, précipitations et circulation grande échelle). Mon intérêt se porte aussi sur les mécanismes de **couplage physique-biogéochimie** et les **interactions océan-atmosphère** associées d'une part aux modes de variabilité équatoriaux et d'autre part à la variabilité climatique régionale dans les systèmes d'upwelling de l'hémisphère Sud.

Une des lignes directrices de ma recherche consiste à analyser et **comparer la dynamique dans ces deux bassins**, afin de mettre en évidence les **similarités et les différences**, afin de comprendre la variabilité observée dans chaque système. Dans les deux bassins équatoriaux, la **dynamique linéaire** associée à la propagation d'ondes longues planétaires, forcées par des fluctuations des Alizés dans l'Ouest du bassin, explique une grande partie de la variabilité observée à différentes échelles de temps. Néanmoins, les différences entre les structures verticales océaniques, les dimensions des bassins et les caractéristiques du forçage/couplage atmosphérique sont à l'origine de différences fondamentales. En particulier, les **échelles de temps dominantes** de la variabilité sont distinctes d'un bassin à l'autre : la variabilité en Atlantique Équatorial est principalement contrôlée par le cycle saisonnier (fréquences annuelles et semi-annuelles), tandis que dans le Pacifique, la variabilité interannuelle associée à l'oscillation *El Niño* est prédominante. Ceci a des implications importantes sur la latitude de radiation des ondes de Rossby extra-équatoriales et le piégeage de l'énergie à la côte. Aussi, la **stratification moyenne** diffère entre les deux bassins équatoriaux : la thermocline en Atlantique Équatorial est moins profonde, favorisant la **contribution de modes baroclines** élevés, plus lents et plus dissipatifs. Les systèmes côtiers de bords Est adjacents présentent aussi des configurations similaires. Les **vents dominants**, favorables à la génération de l'upwelling côtier et la forte activité tourbillonnaire à méso-échelle, correspondent tous deux à la branche subtropicale Sud qui alimente les Alizés (cf. [Fig.1.1](#)). L'intensité de l'upwelling est influencée par divers facteurs tels que le vent, la bathymétrie côtière et du plateau, ainsi que par les caractéristiques océaniques environnantes. En particulier, ils présentent tous deux une inclinaison de la côte qui favorise **l'influence de la variabilité océanique équatoriale** par extension du guide d'ondes équatorial. Toutefois, ces systèmes présentent aussi des différences marquées. Par exemple, les frontières Nord et Sud du Benguela sont sujettes à des **intrusions d'eaux chaudes** : au Nord par le front Angola-Benguela et au Sud, par la rétroflexion du Courant des Aiguilles. Le **forçage atmosphérique** présente aussi des différences notables. La présence de la Cordillère des Andes accélère le flux d'air vers l'équateur, contrairement à la côte de l'Angola, qui est en retrait par rapport à l'Anticyclone. De plus, en comparaison avec la région du Pacifique Tropical Sud-Est, le plateau continental le long de la côte Ouest de l'Afrique Australe est plus large et dépourvu de relief côtier notable. Ainsi, **la structure verticale** des ondes piégées à la côte et leur **vitesse de propagation** s'en trouve modifiées.

Cette **approche inter-comparative** me permet non seulement de transposer les questions scientifiques, les méthodes d'étude et les outils d'une région à l'autre, mais elle me permet aussi de mieux comprendre les spécificités de chaque système en relation avec un forçage équatorial distinct.

Les **questions scientifiques spécifiques** qui ont orienté la direction de mes recherches sont :

- Quels **rôles respectifs** jouent le forçage à distance d'origine équatoriale par rapport aux forçages locaux (modulation du vent côtier, flux de chaleur, ...), sur la variabilité côtière le long des côtes Pérou/Chili et Angola/Namibie ?
- Jusqu'à **quelle latitude** pouvons-nous observer la signature des ondes côtières forcées à l'équateur ?
- Quels sont les **impacts** du passage des ondes côtières sur les équilibres biogéochimiques et la circulation atmosphérique régionale ?
- Est-il possible de **prévoir** à l'avance les extrêmes chaud et froids équatoriaux et côtiers, ainsi que leurs conséquences sur les écosystèmes, afin de mettre en place des systèmes d'alerte pour les pays concernés ?

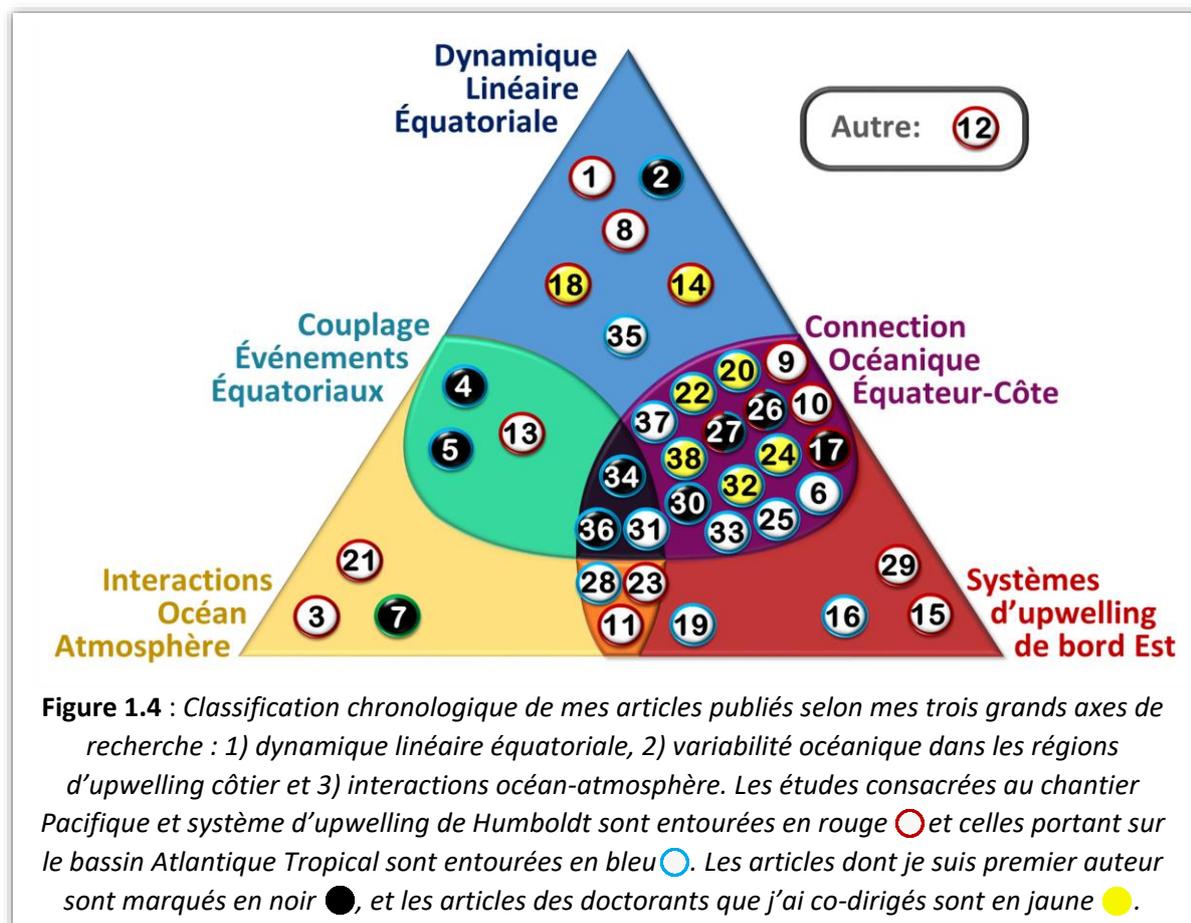
Pour mener à bien mes travaux de recherche, mon outil privilégié est la **modélisation**. J'utilise une méthode basée sur une **analyse inter-comparative** d'observations *in situ* et satellites multi-capteurs, et d'une combinaison de **modèles simples et plus complexes**. Je mène des **études inter-comparatives** entre les systèmes d'upwelling, dans une vision à la fois spécialisée sur les questions physiques et les applications multidisciplinaires. Je développe des **approches numériques** basées sur le développement de modèles conceptuels, de modèles linéaires de propagation d'ondes équatoriales et côtières et l'utilisation des modèles de circulation générale communautaires (ROMS/CROCO pour l'océan, BioEBUS pour la biogéochimie, WRF pour l'atmosphère) déployés dans des contextes régionaux, que je fais évoluer en fonction des contraintes spécifiques à une région ou à une question scientifique.

Je contribue également au **développement des modèles** CROCO et BioEBUS, et participe à l'évaluation et amélioration de leurs performances. Je participe au **transfert de compétences en modélisation numérique** au travers d'enseignements, formations (cf. [Section VII.1](#)), encadrements (cf. [Section VII.2](#)) et collaborations avec le Sud (Pérou, Chili, Vietnam, Afrique du Sud, Namibie, Madagascar, Nouvelle Calédonie).

#### I.4. Production scientifique

Les **38 publications scientifiques publiées** dans des revues à comité de lecture auxquelles j'ai contribué se situent aux **confluences des trois grands axes de recherche** que je poursuis ([Figure 1.4](#)) : 1) sur la dynamique linéaire équatoriale, 2) sur la variabilité océanique dans les régions d'upwelling côtier et 3) sur les interactions océan-atmosphère. Mes travaux ont significativement contribué à l'avancement de la compréhension et de la modélisation de la dynamique océanique tropicale, ses interactions avec l'atmosphère et les écosystèmes marins. Ils ont permis d'explorer la **connexion entre la variabilité équatoriale et la variabilité côtière** à différentes échelles temporelles, sub-saisonniers à décennales. Elles sont répertoriées dans l'ordre chronologique dans le [Tableau 1](#).

Mon indice de citation s'élève à **1850**, avec **35** de mes publications ayant été citées au moins 10 fois et un **indice h de 25** (Source : *Google Scholar*). Chaque année, je suis également auteur ou co-auteur de présentations lors de conférences nationales ou internationales, détaillant les avancées de mes recherches ou celles auxquelles je contribue activement.



N°	Publication	Thème(s) et Chantier	Méthodologie/Matériel
1	Dewitte et al. (2003) JGR	Dyn. Linéaire <b>PAC</b>	Decomp OGCM + Mod. Lin
2	Illig et al. (2004) JGR	Dyn. Linéaire <b>ATL</b>	Decomp OGCM + Mod. Lin
3	Gushchina et al. (2006) AdGeo	Dyn. Atmosphérique <b>PAC</b>	Modèle atmos. intermédiaire
4	Illig et Dewitte (2006) Jclim	Dyn. Linéaire, couplage OA <b>ATL</b>	Modèle couplé intermédiaire
5	Illig et al. (2006) GRL	Dyn. Linéaire, couplage OA <b>ATL</b>	Modèle couplé intermédiaire
6	Rouault et al. (2007) J.Mar.Sys	Dyn. Linéaire EBUS <b>ATL</b>	Observations + Mod. Lin
7	Illig et Perigaud (2007) GRL	Salinité dans l'Océan Indien	Modèle Oc. intermédiaire
8	Dewitte et al. (2008) Jclim	Dyn. Linéaire <b>PAC</b>	Décomp OGCM + Mod. Lin
9	Dewitte et al. (2011) JGR	Dyn. Océanique EBUS <b>PAC</b>	Observation, Décomp OGCM
10	Dewitte et al. (2012) DSR	Dyn. Océanique EBUS <b>PAC</b>	CROCO+ Décomp OGCM
11	Renault et al. (2012) JGR	Interactions air-mer <b>PAC</b>	CROCO / WRF
12	Alory et al. (2012) JGR	Salinité dans la fresh pool <b>PAC</b>	Observations
13	Thual et al. (2013) Jclim	Dyn. Linéaire, couplage OA <b>PAC</b>	Modèle conceptuel
14	Mosquera et al. (2013) JGR	Dyn. Linéaire <b>PAC</b>	Décomp OGCM
15	Cambon et al. (2013) Oc.Mod	Dyn. Océanique EBUS <b>PAC</b>	CROCO
16	Goubanova et al. (2013) JGR	Dyn. Océanique EBUS <b>ATL</b>	Observations
17	Illig et al. (2014) JGR	Dyn. Océanique EBUS <b>PAC</b>	CROCO+ Décomp OGCM
18	Mosquera et al. (2014) JGR	Dyn. Linéaire <b>PAC</b>	Décomp OGCM + Mod. Lin
19	Hernández et al. (2015) Bio.Diss	Interactions air-mer EBUS <b>ATL</b>	Observations
20	Bachèlery et al. (2016a) JGR	Dyn. Linéaire EBUS <b>ATL</b>	CROCO

21	Renault et al. (2016) JPO	Interactions air-mer PAC	CROCO
22	Bachèlery et al. (2016b) GRL	Dyn. Linéaire + Biogeo EBUS ATL	CROCO+BioEBUS
23	Astudillo et al. (2017) J.RSE	Dyn. Atmosphérique EBUS PAC	Observations
24	Imbol Koungue et al. (2017) JGR	Dyn. Linéaire EBUS ATL	Observations + Mod. Lin
25	Rouault et al. (2018) J.Mar.Sys	Dyn. Linéaire EBUS ATL	Observations + Mod. Lin
26	Illig et al. (2018a) JGR	Dyn. Linéaire EBUS ATL PAC	Décomp CROCO
27	Illig et al. (2018b) JGR	Dyn. Linéaire EBUS ATL PAC	Décomp CROCO
28	Desbiolles et al. (2018) Int.Jclim	Inter OA dans le Benguela ATL	WRF
29	Bretagnon et al. (2018) Bio.Diss	Dyn Biogéo Humboldt PAC	Observations
30	Illig et Bachèlery (2019) NSR	Dyn. Linéaire EBUS ATL	Décomp CROCO
31	Foltz et al. (2019) Front.MS	Dyn. Océanique ATL	Observations
32	Imbol Koungue et al. (2019) JGR	Dyn. Linéaire EBUS ATL	Observations+ Mod. linéaire
33	Bachèlery et al. (2020) J.Mar.Sys	Dyn. Linéaire EBUS ATL	Décomp CROCO
34	Illig et al. (2020) JGR	Dyn. Linéaire EBUS ATL	CROCO
35	Chenillat et al. (2021) GRL	Chlorophylle ATL	Observations
36	Illig et Bachèlery (2023) ClimDyn	Dyn. Linéaire + couplage OA ATL	Modèle couplé régional
37	Körner et al. (2024) Sci.Adv	Dyn. Linéaire EBUS ATL	Observations + CROCO
38	Tomety et al. (2024) ClimDyn	Dyn. Océanique EBUS ATL	CROCO+Observations

**Tableau 1** : Liste chronologique des articles publiés dans des revues de rang A dont je suis auteur ou co-auteur (cf. <http://sillig.free.fr/Publications.html>), thème et chantier auxquels ils se rattachent et principales méthodologies/données utilisées. Les articles dont je suis premier auteur sont marqués en noir, et les articles des doctorants que j'ai co-dirigés sont indiqués en jaune.

## I.5. Structure du mémoire

### Mots clefs :

Dynamique et processus océaniques  
 Variabilité équatoriale  
 Systèmes d'upwelling  
 Dynamique linéaire – ondes longues  
 Rétroaction océan-atmosphère  
 Télé-connexions  
 Couplage physique-biogéochimie  
 Événements extrêmes  
 Potentiel de prévisibilité

Modélisation  
 Inter-comparaison  
 Observations

Ce mémoire présente une synthèse de mes travaux de recherche depuis l'obtention de mon doctorat en 2005. Ces travaux s'articulent principalement autour la question de la **transmission du signal équatorial le long des côtes** Ouest de l'Amérique du Sud et de l'Afrique, l'impact sur les écosystèmes marins qu'ils abritent et les interactions océan atmosphère associées.

Afin de saisir pleinement la dynamique linéaire équatoriale et côtière\*, je propose dans le **Chapitre 2** un formalisme mathématique unifié modélisant la propagation des ondes longues planétaires le long du guide d'ondes équatorial et le long de la côte. Je mets en lumière comment cette variabilité se décompose

en une multitude de modes orthogonaux propagatifs, chacun présentant des caractéristiques distinctes telles que leur structure spatiale, leur vitesse de phase et leur dissipation. Dans la continuité, j'expose les différents outils que j'ai développés et/ou utilisés afin d'extraire la contribution de ces ondes à la variabilité équatoriale et côtière.

Le **Chapitre 3** synthétise des résultats que j'ai obtenus sur la **télé-connexion océanique** entre la région équatoriale et les régions d'upwelling de bords Est de l'hémisphère Sud aux **échelles de temps sub-saisonniers** (< 3 mois).

\* Aussi car j'ai dispensé des cours sur les ondes océaniques et la dynamique des fluides géophysiques (cf. **Section VII.1**)

Dans le [Chapitre 4](#), l'attention se porte sur les **échelles de temps interannuelles** et sur les événements extrêmes chauds et froids en Atlantique Tropical Sud-Est, les *Benguela Niños* et *Benguela Niñas*. J'y analyse les contributions relatives du forçage à distance d'origine équatoriale et du forçage atmosphérique local.

Le [Chapitre 5](#) présente les études que j'ai menées sur les **interactions océan-atmosphère**. En particulier, j'y propose une analyse des **télé-connexions océaniques et atmosphériques** qui se développent lors de l'émergence des événements extrêmes chauds *Atlantique Niño* et *Benguela Niño* en Atlantique Tropical.

Dans le dernier chapitre (cf. [Chapitre 6](#)), je détaille mon projet de recherche et mes **perspectives scientifiques** qui s'intéresse d'une part à l'évaluation du potentiel de prévisibilité des événements extrêmes en Atlantique Équatorial et le long des côtes de l'Angola et la Namibie dans les systèmes de prévision saisonniers dynamiques (modèle couplé océan-atmosphère, Copernicus) et dans un modèle basé sur des algorithmes d'intelligence artificielle. D'autre part, je transpose mes activités de recherche sur la connexion équatoriale à l'étude de la variabilité le long des côtes des pays bordant le Nord du Golfe de Guinée, en particulier en examinant les fluctuations dans l'upwelling saisonnier de la Côte d'Ivoire et du Ghana. L'objectif est d'analyser la robustesse de la connexion avec la variabilité équatoriale et son impact sur les précipitations régionales, ainsi que sur le déclenchement de la mousson Africaine.

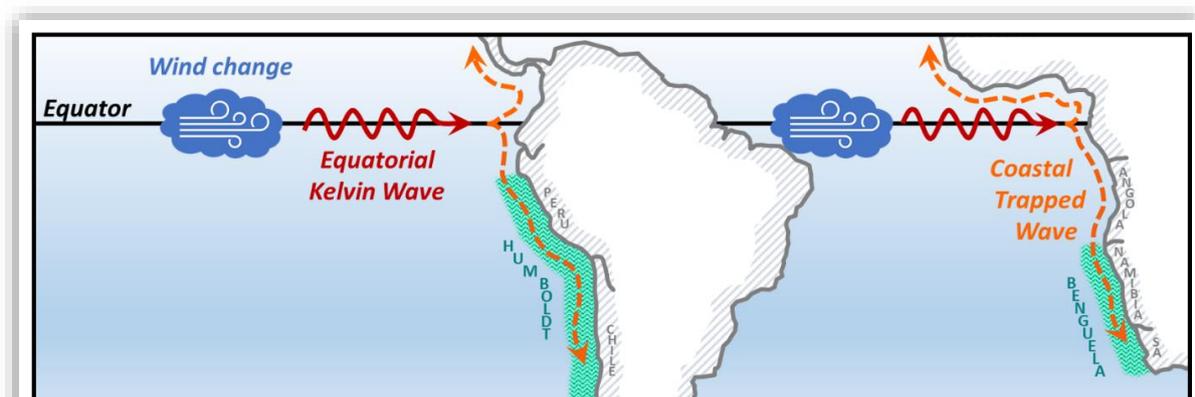
Dans la suite, je détaille mes activités **d'enseignement et d'encadrement** (cf. [Chapitre 7](#)), mon **curriculum vitae**, et la liste de **mes publications** (cf. [Chapitre 8](#)).

## Chapitre 2

# ONDES ÉQUATORIALES ET LEUR DEVENIR LE LONG DES BORDS EST DES OCÉANS PACIFIQUE ET ATLANTIQUE

Comme un caillou lancé dans l'eau y provoque des rides à la surface, les perturbations océaniques se propagent sous forme d'ondes qui sont essentielles pour l'ajustement de l'océan aux variations de la tension du vent. En particulier, l'annulation de la force de Coriolis fait de la région équatoriale un **guide d'ondes** et permet aux ondes planétaires de Kelvin de traverser rapidement les bassins équatoriaux d'Ouest en Est. À la frontière Ouest, ces ondes non-dispersives se réfléchissent en ondes de Rossby équatoriales, mais une partie significative de leur énergie reste piégée le long des côtes Ouest des continents adjacents et se propage vers les pôles sous forme d'ondes piégées à la côte (cf. [Fig. 2.1](#)). Ces ondes planétaires sont visibles par altimétrie, car elles se traduisent par de légères variations de la hauteur de la mer. Elles transportent chaleur et énergie sur de grandes distances. Sur leur passage, elles modulent non seulement la structure verticale et les courants océaniques, mais aussi le contenu thermique et biogéochimique des couches éclairées et ainsi la productivité des écosystèmes.

Dans ce chapitre, je présente tout d'abord une version unifiée du **formalisme mathématique des ondes longues** se propageant dans la région équatoriale et la bande côtière. J'expose les similitudes et différences entre ces deux systèmes afin de déterminer les **caractéristiques des ondes** dans chacun d'entre eux. Je détaille la manière dont elles se décomposent en **une infinité de modes**, et comment leurs signatures individuelles s'entremêlent en surface. J'expose ensuite les différents **outils et méthodologies** pour étudier la propagation des ondes équatoriales et côtières, qui guident ma démarche scientifique, basée sur une analyse inter-comparative d'**observations**, et d'une combinaison de **modèles linéaires et plus complexes**. Je présente en particulier une technique novatrice que j'ai développée afin d'extraire les contributions modales des ondes côtières dans des modèles océaniques de circulation générale.



**Figure 2.1** : Schéma illustrant l'extension du guide d'ondes équatorial dans les Océans Pacifique et Atlantique, où les ondes piégées à la côte se propagent le long des côtes des bords Ouest des continents Sud-Américain et Africain et modifient l'équilibre des écosystèmes marins de Humboldt et du Benguela.

## II.1. Dynamique linéaire et caractéristiques des ondes longues

Les années 1960, 1970 et 1980 ont connu un développement remarquable dans la compréhension et la conceptualisation théorique des ondes équatoriales et des ondes piégées à la côte avec les nombreux travaux de A.E. Gill, M.A. Cane, D.W. Moore, S.G.H. Philander, E.S. Sarachick, S.E. Zebiak et de D.P. Wang, J.M. Hutnance, J.S. Allen, K.H. Brink, A.J. Clarke, L.A. Mysak et D.C. Chapman, respectivement. Le formalisme mathématique obtenu a permis de développer et perfectionner des modèles océaniques linéaires de propagation d'ondes longues donnant des accords quantitatifs raisonnables avec les observations *in situ*. Même avec l'avènement des satellites altimétriques et des modèles océaniques non-linéaires de circulation générale plus complexes, le **formalisme linéaire** reste un outil privilégié pour interpréter la dynamique océanique équatoriale et côtière.



Je rappelle ici les **principes théoriques** des **propagations linéaires équatoriales et côtières**, ainsi que les approximations fondamentales des ondes longues. Pour insister sur les similarités entre les deux théories et afin de mieux faire apparaître les spécificités de chacune, je propose ici un **formalisme mathématique unifié**, basé sur la résolution d'un système d'équations identique, dans un repère orienté selon la direction de propagation des ondes.

### a) Un formalisme mathématique unifié

Les ondes équatoriales et les ondes côtières sont les solutions d'un **même système d'équations**, avec un système de coordonnées spatiales  $(x, y, z)$  élégamment choisi en fonction de leur direction de propagation (**Fig.2.2**). Les équations linéarisées pour les ondes se propageant dans un océan stratifié en rotation, incompressible et Boussinesq, en l'absence de flux moyen, sont :

$$\begin{aligned} u_t - fv &= -p_x + X_z & (1a) \\ v_t + fu &= -p_y + Y_z & (1b) \\ p_z &= -g\rho'/\rho_0 & (1c) \\ u_x + v_y + w_z &= 0 & (1d) \\ \rho'_t - wN^2\rho_0/g &= 0 & (1e) \end{aligned}$$

▪  $(u, v, w)$  sont les perturbations de courants dans les directions  $(x, y, z)$  et de pression associées aux ondes et  $p$  est la perturbation de pression divisée par  $\rho_0$ .  $t$  est le temps.

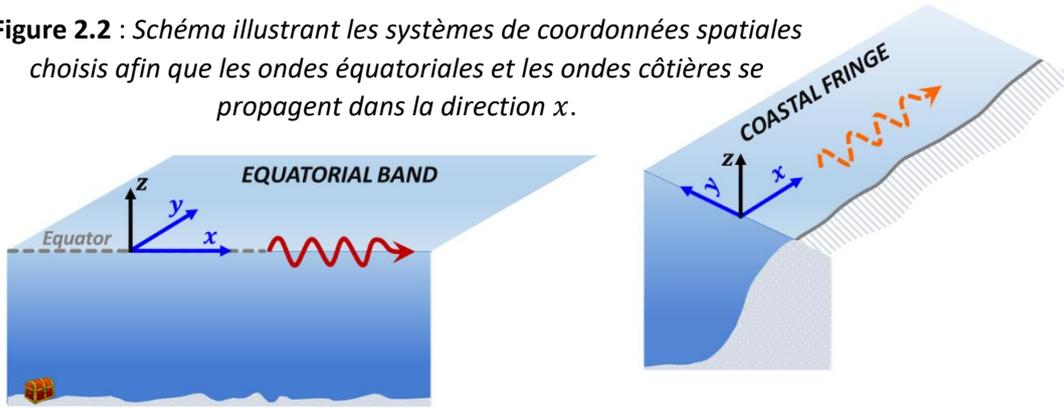
▪ La densité  $\rho$  est décomposée en une valeur constante  $\rho_0$  ( $=1025 \text{ kg.m}^3$ ), une composante moyenne barocline  $\bar{\rho}(z)$ , et une perturbation  $\rho'$ , telle que  $\rho' \ll \bar{\rho} \ll \rho_0$ .

▪  $f$  est le paramètre de Coriolis, tel que  $f = 2\Omega\sin\phi$ , avec  $\Omega$  la rotation de la Terre et  $\phi$  la latitude.  $g$  est l'accélération due à la gravité ( $g = 9.81 \text{ m.s}^{-2}$ ) et  $N^2(z)$  est la fréquence de Brunt-Väisälä ( $N^2 = -(g/\rho_0)\bar{\rho}_z$ ) qui est imposée.

▪  $X_z$  et  $Y_z$  sont les tensions turbulentes horizontales qui seront nécessaires pour représenter le forçage par le vent, le frottement sur le fond, et forces de viscosité (cf. **Section II.2**).

↳ (1a) et (1b) sont les équations du mouvement horizontal dans lesquelles les termes non-linéaires d'advection ont été négligés. (1e) est l'équation de conservation de la masse linéarisée dans laquelle les variations de densité associées aux ondes ( $\rho'$ ) sont contrôlées uniquement par l'advection verticale des gradients moyens de densité ( $\bar{\rho}_z$ ) par les anomalies de courant vertical ( $w$ ). Classiquement, (1c) et (1d) sont les équations de l'hydrostatique et de continuité.

**Figure 2.2** : Schéma illustrant les systèmes de coordonnées spatiales choisis afin que les ondes équatoriales et les ondes côtières se propagent dans la direction  $x$ .



La combinaison des équations de l'hydrostatique (1c) et de la conservation de la masse (linéarisée) (1e) permet d'obtenir une formulation pour la vitesse verticale :

$$w = -p_{zt}/N^2 \quad (2)$$

Celle-ci peut être directement utilisée dans l'équation de continuité (1d) et, sans aucune approximation supplémentaire. Cela permet de réduire le système à 3 équations et 3 inconnues ( $u$ ,  $v$  et  $p$ ). Pour simplifier les notations, on définit l'opérateur vertical  $\mathcal{Z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{N^2} \frac{\partial}{\partial z} \right)$  tel que (1d) s'écrit  $u_x + v_y = \mathcal{Z}(p_t)$ .

Pour déterminer la **structure** des **ondes libres** piégées à l'équateur ou à la côte :

↪ On se place en l'**absence de flux turbulent** ( $X_z = Y_z = 0$ ).

↪ À une position  $x$  donnée de long du guide d'ondes, on fait l'**approximation du plan  $\beta$**  pour le paramètre de Coriolis (Philander 1978; Chapman 1987), telle que  $f = f(y) = f_0 + \beta y$ , où  $f_0$  et  $\beta$  sont des constantes imposées.

↪ On cherche des **solutions ondulatoires planes** se propageant dans la direction  $x$  tel que  $(u, v, p) \sim (\tilde{u}(y, z), \tilde{v}(y, z), \tilde{p}(y, z)) \times e^{i(kx - \omega t)}$ .  $\tilde{u}(y, z)$ ,  $\tilde{v}(y, z)$  et  $\tilde{p}(y, z)$  sont les structures spatiales des ondes, et  $k$  et  $\omega$  sont les caractéristiques de propagation (nombre d'onde et fréquence temporelle) telles que la vitesse de phase  $c$  est  $c = \omega/k$ .

Pour les ondes équatoriales et côtières, le système d'équations à résoudre se réduit à :

$$u_t - fv = -p_x \quad (3a)$$

$$\epsilon v_t + fu = -p_y \quad (3b)$$

$$u_x + v_y = \mathcal{Z}(p_t) \quad (3c)$$

ou

$$-i\omega \tilde{u} - f\tilde{v} = -ik\tilde{p} \quad (3a')$$

$$-i\omega \epsilon \tilde{v} + f\tilde{u} = -\tilde{p}_y \quad (3b')$$

$$ik\tilde{u} + \tilde{v}_y = -i\omega \mathcal{Z}(\tilde{p}) \quad (3c')$$

On restera dans la limite des **ondes longues à basse fréquence** où l'échelle spatiale dans le sens de la propagation est bien plus large que l'échelle de piégeage des ondes ( $\partial/\partial x \ll \partial/\partial y$ ) et la fréquence temporelle est très inférieure à la fréquence d'inertie ( $\partial/\partial t \ll f$  ou  $\omega \ll f$ ). Dans l'approximation ondes longues,  $\epsilon = 0$  (Gill et Clarke 1974).

Dans le plan  $\beta$ , (après un long travail sur les équations) le système d'équations linéaires (3) peut être réduit à une unique équation différentielle qui peut être s'exprimer :

→ soit en termes de courant méridien  $v$  ou  $\tilde{v}$  (cf. **Appendice A1**) :

$$v_{tyy} + \beta v_x + f^2 \mathcal{Z}(v_t) = 0 \quad (4a)$$

ou

$$\tilde{v}_{yy} - \frac{\beta k}{\omega} \tilde{v} + f^2 \mathcal{Z}(\tilde{v}) = 0 \quad (4a')$$

→ soit en termes de perturbations de pression  $p$  ou  $\tilde{p}$  (cf. **Appendice A2**) :

$$p_{tyy} - \frac{2\beta}{f} p_{ty} + \beta p_x + f^2 \mathcal{Z}(p_t) = 0 \quad (4b)$$

ou

$$\tilde{p}_{yy} - \frac{2\beta}{f} \tilde{p}_y - \frac{\beta k}{\omega} \tilde{p} + f^2 \mathcal{Z}(\tilde{p}) = 0 \quad (4b')$$

Il est facile d'observer dans le système d'équations (3), que hormis les caractéristiques de propagation des ondes ( $k$  et  $\omega$ ), les coefficients devant les inconnues sont  $N^2$  et  $f$ .  $f(y)$  n'est présent seulement dans les équations du mouvement horizontal et  $N^2(z)$  est contenu dans l'unique terme ayant une dérivée verticale ( $Z$ ). Et ces termes sont combinés via l'équation de continuité. De ce fait, les équations différentielles aux dérivées partielles (4) ont une forme algébrique **séparable sur la verticale** (i.e. on peut réécrire les équations afin que les variables  $(x, y, t)$  d'une part et la variable  $z$  d'autre part apparaissent dans un membre distinct de l'équation, cf. [Appendice A3](#)). Néanmoins, on ne pourra chercher des solutions séparables sur la verticale uniquement si les **conditions aux limites** sont elles aussi séparables.

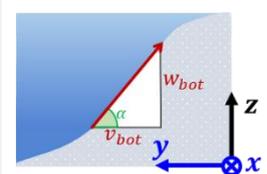
- **Sur l'horizontale** : pour les deux systèmes, on cherche des solutions qui sont piégées le long du guide d'ondes, i.e.  $u, v, p \rightarrow 0$  pour  $y \rightarrow \pm\infty$ . La présence d'une côte implique une condition de non-pénétration, i.e.  $v = 0$ . C'est le cas évidemment pour les ondes piégées à la côte ( $v = 0$  à  $y = 0$ ), mais cette condition s'applique aussi aux ondes équatoriales en présence de frontières méridiennes proches de l'équateur (Cane et Sarachik 1979), comme dans le Golfe de Guinée par exemple (Illig et al. 2004). Ces conditions aux limites sont compatibles avec une séparation des variables sur la verticale.

- **Sur la verticale** : les conditions aux limites pour l'équation (2) à la surface et au fond de l'Océan traduisent le fait qu'il n'y a pas d'écoulement à travers ces frontières.

- La condition de surface est identique pour les deux systèmes, soit toit rigide ( $w = p_z = 0$  en  $z = 0$ ) ou surface libre ( $w = -p_{zt}/N^2 = p_t/g$  en  $z = 0$ ) et n'influence pas une possible séparation des variables sur la verticale.

- Dans la région équatoriale, l'Océan est profond et l'on considère que le fond est plat. La condition de fond triviale et homogène s'écrit  $w = p_z = 0$  en  $z = -H$ .

- En revanche, à la côte, la condition de fond est plus complexe. Elle dépend de la pente  $\alpha$  que fait la bathymétrie ( $h(y)$ ) dans la direction perpendiculaire à la côte  $y$  (cf. schéma ci-contre) :  $w_{bot} = -\tan(\alpha) v_{bot}$ . En fonction de  $h$ , la condition de fond s'écrit :  $w - h_y v = 0$  en  $z = -h$ .



⇒ C'est cette différence entre les deux systèmes, à savoir la contrainte du profil bathymétrique sur les propagations côtières, qui est à l'origine de la différence entre les caractéristiques des ondes équatoriales et côtières, ainsi que des méthodes utilisées pour résoudre les équations (4). Ainsi, pour la région équatoriale, on détermine d'abord la structure verticale des ondes, les modes baroclines, puis leur structure méridienne (cf. [Section II.1b](#)), tandis que dans la bande côtière les variations verticales et *cross-shore* sont indissociables (cf. [Section II.1c](#)).

## b) Caractéristiques des ondes longues équatoriales

Pour déterminer les caractéristiques des ondes longues équatoriales libres, on se place dans le plan équatorial  $\beta$  où  $f = \beta y$  (avec  $\beta = 2\Omega/r$ ,  $r$  étant le rayon de la Terre).

La forme algébrique des équations (4a') ou (4b') avec leurs conditions aux limites permet de chercher des solutions séparables sur la verticale telles que  $(\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{p}) \sim (\tilde{u}(y), \tilde{v}(y), \tilde{p}(y)) \times \hat{\psi}(z)$ . On résout donc ce système en deux temps : on détermine d'abord la structure verticale des ondes équatoriales (cf. [Appendice A3](#)), puis leurs structures méridiennes (cf. [Appendice A4](#)).

▪ En posant  $c^{-2}$  comme constante de séparation, on déduit l'équation sur la verticale qui donne la structure des modes verticaux (cf. [Appendice A3](#)) :

$$\mathcal{Z}(\hat{\psi}(z)) + \frac{\hat{\psi}(z)}{c^2} = 0 \quad (5)$$

Pour toute stratification stable ( $N^2(z) > 0$ ), cette équation avec les conditions aux limites au fond ( $\hat{\psi}_{n_z} = 0$  en  $z = -H$ ) et à la surface ( $g\hat{\psi}_{n_z} + N^2\hat{\psi}_n = 0$  en  $z = 0$ ) forment un **problème mathématique aux valeurs propres** régulier de *Sturm-Liouville* (Liouville 1836) qui admet une infinité de solutions – **modes verticaux** – dénotées par des couples fonctions propres/valeurs propres  $(\hat{\psi}_n, c_n)_{n=0,1,2,\dots,\infty}$ . Ils dépendent de la profondeur de l'océan ( $H$ ) et du profil vertical de stratification verticale ( $N^2(z)$ ), et sont déterminés numériquement.

↔ Les fonctions propres sont les **structures verticales**  $\hat{\psi}_n(z)$  **barotropes** ( $n = 0$ ) ou **baroclines** ( $n > 0$ ) des ondes équatoriales. Elles sont oscillantes et plus l'ordre du mode est élevé plus elles sont ondulées : le mode vertical d'ordre  $n$  croise  $n$  fois le zéro (cf. [Fig.A3](#) et [Fig.2.3](#)). Elles forment **une base orthogonale complète** au sens du produit scalaire :  $\forall n, m \in \mathbb{N} : \int_{-H}^0 \hat{\psi}_n \hat{\psi}_m dz = \delta_{n,m} \int_{-H}^0 \hat{\psi}_n^2 dz$  (avec  $\delta_{n,m}$  le symbole de Kronecker).

↔ Par analogie avec un écoulement en eau peu profonde de profondeur équivalente  $H_n$ ,  $c_n$  est la vitesse des ondes de gravité ( $c_n = \sqrt{gH_n}$ ) associée à chaque mode vertical  $\hat{\psi}_n(z)$ . Ces valeurs propres forment une séquence ordonnée, telle que plus l'ordre du mode barocline est élevé, plus les ondes de gravité sont lentes.

↔ La variabilité océanique peut donc être **décomposée en modes verticaux**, telle que  $(u, v, p) = \sum_{n=0}^{\infty} (u_n, v_n, p_n) \times \hat{\psi}_n(z)$ . La norme  $\hat{\psi}_n(z=0) = 1$  est choisie afin que la contribution de chaque mode représente une fraction de la variabilité des courants de surface et du niveau de la mer.

▪ Pour chaque mode vertical, on résout ensuite la composante horizontale du système d'équations (3) ou (3') avec les conditions aux limites au Sud ( $Y_S$ ) et au Nord ( $Y_N$ ) (cf. [Appendice A4](#)). On définit le **rayon équatorial du mode vertical**  $n$ ,  $R_{eq-n} = \sqrt{c_n/\beta}$  qui définit l'échelle de piégeage de l'énergie par le guide d'ondes.

Dans l'approximation ondes longues basse fréquence, il existe **2 classes de solutions** :

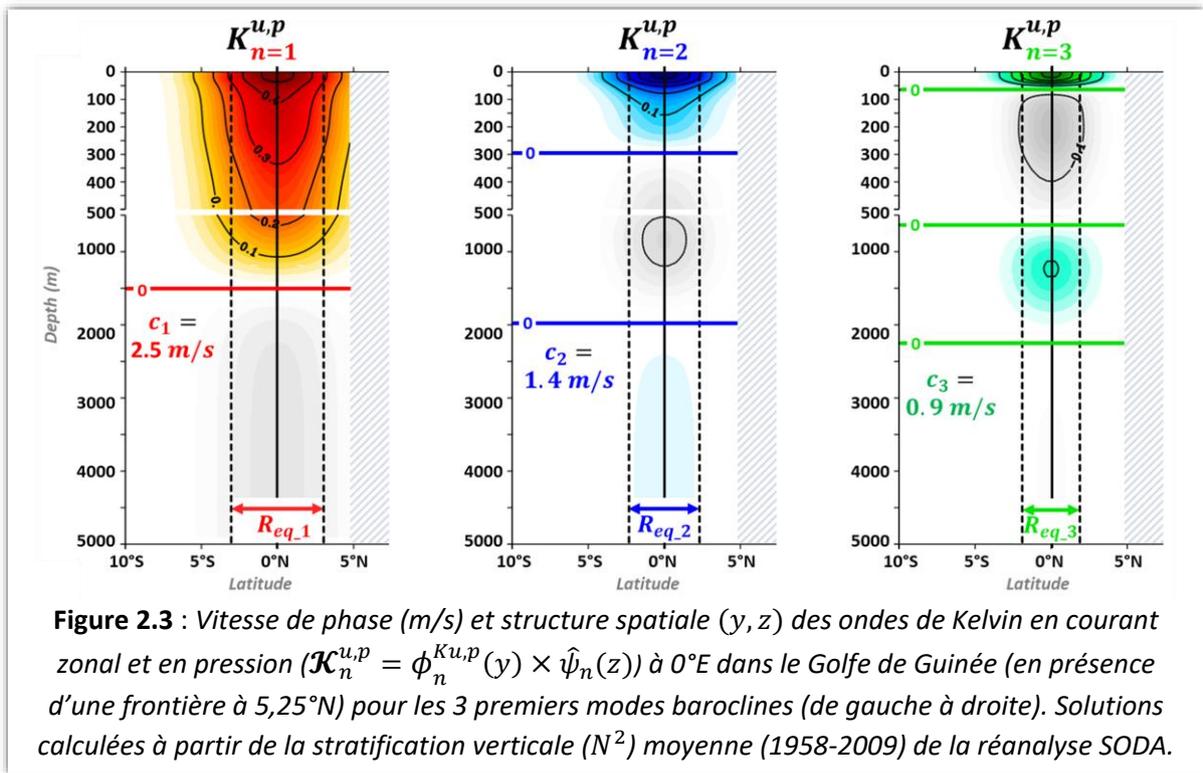
↔ L'**onde de Kelvin équatoriale** pour laquelle  $\tilde{v}_n \equiv 0$  (cf. [Appendice A4a](#)). Cette onde est non-dispersive et se **propage d'Ouest en Est** à la **vitesse de phase**  $\omega/k = c_n$ . Elle présente une structure méridienne en courant zonal et pression identique, symétrique et maximale à l'équateur (cf. [Fig.2.3](#)) :

$$\Phi_n^{Ku}(y) = \Phi_n^{Kp}(y) = A e^{-\frac{y^2}{2R_{eq-n}^2}} \quad (6)$$

• Elle est normée, telle que :  $\int_{Y_S}^{Y_N} (\Phi_n^{Ku} \Phi_n^{Ku} + \Phi_n^{Kp} \Phi_n^{Kp}) dy = 1$

• Plus l'ordre du mode barocline ( $n$ ) est élevé, plus la vitesse de phase et le rayon équatorial sont faibles et plus l'onde de Kelvin équatoriale est confinée à l'équateur (cf. [Illustration.A4a](#) et [Fig.2.3](#)).

↪ Pour chaque mode barocline  $n$ , la structure spatiale  $(y, z)$  des **ondes de Kelvin équatoriales** en courant zonal et pression s'écrit :  $\mathcal{K}_n^{u,p}(y, z) = \Phi_n^{Ku,p}(y) \times \hat{\psi}_n(z)$ . Plus l'ordre du mode barocline est élevé, plus l'énergie est confinée à l'équateur. La structure spatiale des ondes de Kelvin des 3 premiers modes baroclines est représentée sur la [Figure 2.3](#).



↗ Les **ondes longues de Rossby** à basse fréquence pour lesquelles  $\tilde{v}_n \neq 0$  sont les solutions de la composante horizontale de l'équation (4a') (cf. [Appendice A4b](#), équation D) :

$$\hat{v}_{n,yy} - \left( \frac{1}{R_{eq-n}^2} + \frac{y^2}{R_{eq-n}^4} \right) \hat{v}_n = 0 \quad (7)$$

↪ Cette équation avec les conditions aux limites au Sud ( $Y_S$ ) et au Nord ( $Y_N$ ) (cas infini où  $\hat{v}_n(y) \xrightarrow{y \rightarrow \pm\infty} 0$  ou cas borné où  $\hat{v}_n(y = Y_S) = 0$  et  $\hat{v}_n(y = Y_N) = 0$ ) forment aussi un **problème aux valeurs propres** régulier de *Sturm-Liouville* qui admet une suite de solutions non-nulles (Cane et Sarachik 1979), des **modes méridiens** (cf. [Appendice A4b](#)).

- Les valeurs propres ( $\mu_{n,m}$ ) forment une suite croissante, telle que pour chaque mode méridien  $m$  ( $m = 1, 2, \dots, \infty$ ) ces ondes se **propagent vers l'Ouest** à la vitesse de phase  $\omega/k = -c_n / (2\mu_{n,m} + 1)$ . Plus l'ordre du mode méridien  $m$  est élevé, plus les ondes de Rossby sont lentes.

- Les structures méridiennes des ondes de Rossby en **courant méridien** ( $\hat{v}_{n,m}$ ) sont oscillantes et plus l'ordre du mode méridien  $m$  est élevé, plus elles sont ondulées (cf. [Illustration.A4b](#)). Elles forment une **base orthonormale et complète**.

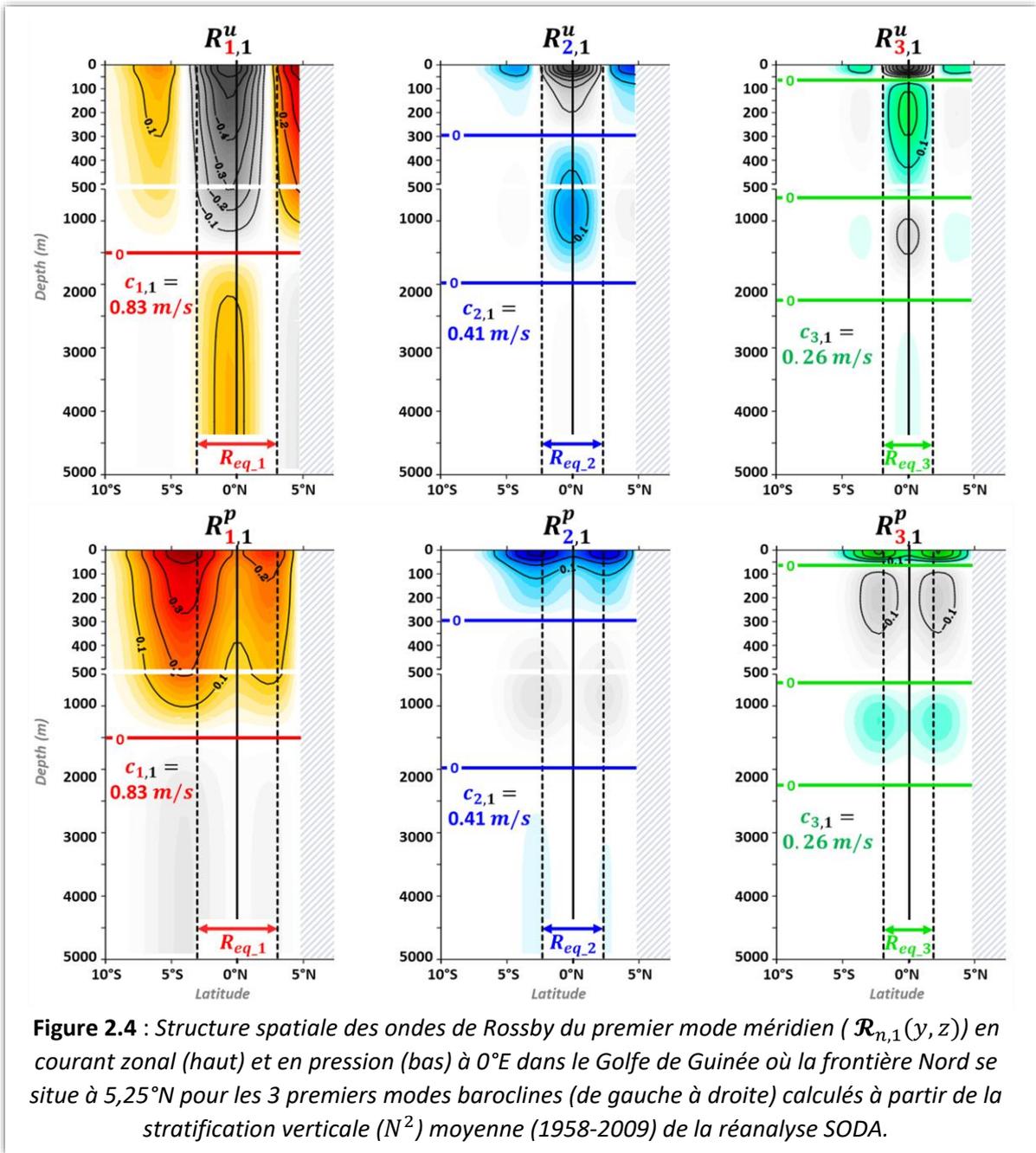
↪ Les structures des ondes longues de Rossby à basse fréquence en **courant zonal** ( $\phi_{n,m}^{Ru}(y)$ ) et **pression** ( $\phi_{n,m}^{Rp}(y)$ ) s'expriment en fonction des structures en courant méridiens (cf. [Appendice A4b](#)). Pour chaque mode barocline  $n$ , elles constituent, avec les structures méridiennes des ondes de Kelvin, une **base orthonormale complète** :

$$\forall i, j \in \mathbb{N} : \int_{Y_S}^{Y_N} (\Phi_{n,i}^{Ru} \Phi_{n,j}^{Ru} + \Phi_{n,i}^{Rp} \Phi_{n,j}^{Rp}) dy = \delta_{i,j} \quad \text{et} \quad \forall i \in \mathbb{N} : \int_{Y_S}^{Y_N} (\Phi_{n,i}^{Ru} \Phi_n^{Ku} + \Phi_{n,i}^{Rp} \Phi_n^{Kp}) dy = 0$$

↪ Pour chaque mode barocline  $n$ , la structure spatiale ( $y, z$ ) des ondes équatoriales de Rossby longues à basse fréquence en termes de courant zonal et de pression s'écrit :

$$\mathcal{R}_{n,m}^u(y, z) = \Phi_{n,m}^{Ru}(y) \times \hat{\psi}_n(z) \quad \text{et} \quad \mathcal{R}_{n,m}^p(y, z) = \Phi_{n,m}^{Rp}(y) \times \hat{\psi}_n(z)$$

↪ Les structures spatiales de l'onde de Rossby du premier mode méridien ( $m = 1$ ) sont représentées sur la [Figure 2.4](#) pour les 3 premiers modes baroclines.



⇒ Les structures spatiales ( $y, z$ ) en termes de courant zonal et de pression des ondes longues équatoriales de Kelvin se propageant vers l'Est ( $\mathcal{K}_n^{u,p}(y, z)$ , cf. [Fig.2.3](#)) et l'ensemble des ondes longues de Rossby à basse fréquence se propageant vers l'Ouest ( $\mathcal{R}_{n,m}^u(y, z)$  et  $\mathcal{R}_{n,m}^p(y, z)$ , cf. [Fig.2.4](#)) constituent une **base orthogonale complète** (cf. [Appendice A4c](#)) sur laquelle peut se décomposer le mouvement équatorial\* :

$$(u, v, p) = \sum_{n=0}^{\infty} \left[ \phi_n^K \begin{pmatrix} \mathcal{K}_n^u \\ \mathcal{K}_n^p \end{pmatrix} + \sum_{m=1}^{\infty} \phi_n^m \begin{pmatrix} \mathcal{R}_{n,m}^u \\ \mathcal{R}_{n,m}^p \end{pmatrix} \right] \quad (8)$$

→ où  $\phi_n^K(x, t)$  est l'amplitude des **ondes de Kelvin** du mode barocline  $n$ , se propageant vers l'Est à la vitesse  $c_n$ ,

→ et  $\phi_n^m(x, t)$  est l'amplitude des **ondes de Rossby longues** du mode barocline  $n$  et du mode méridien  $m$ , se propageant vers l'Ouest à la vitesse  $c_n / (2\mu_{n,m} + 1)$ .

\* Dans mes études, je ne tiens pas compte des ondes dites Anti-Kelvin ( $K^+$ ) et Rossby-Kelvin ( $m = 0$ ) guidées par les côtes méridiennes proches de l'équateur (cf. [Appendice A4](#)).

Mes études ont confirmé que pour une riche gamme de fréquences (sub-saisonniers à interannuelles), les ondes équatoriales de Kelvin et de Rossby sont principalement forcées dans l'Ouest et le centre des bassins équatoriaux Pacifique et Atlantique par des fluctuations de la tension de vent de surface. À la frontière Est, une partie de l'énergie des ondes de Kelvin équatoriales repart vers le centre du bassin sous forme d'ondes de Rossby équatoriales qui se propagent  $\sim 3$  fois plus lentement ( $m = 1$ ). À la frontière Ouest, les ondes de Rossby incidentes sont à leur tour *réfléchies* en ondes de Kelvin équatoriales. Ces réflexions créent un **mode résonnant de bassin** dont la fréquence dépend de l'extension longitudinale du bassin et du mode vertical considéré.

Dans mes travaux de recherche sur la connexion entre la variabilité équatoriale et la variabilité côtière le long des bords Ouest des continents Sud-Américain et Africain, je m'intéresse principalement à la phénologie des **ondes de Kelvin** et à la distribution de l'énergie sur chacun des modes associés (cf. [Fig.2.3](#)). Les ondes de Kelvin des modes d'ordre inférieurs traversent rapidement les bassins tropicaux et propagent la réponse de l'océan sur de grandes distances. En effet, à la frontière Est, une partie significative de leur énergie reste piégée le long des côtes Ouest des continents adjacents et se transmet vers les pôles sous forme d'ondes piégées à la côte. Mes travaux de recherche se sont donc naturellement orientés vers l'étude des caractéristiques de **ces ondes côtières** forcées à l'équateur par les ondes de Kelvin équatoriales incidentes.

### c) Caractéristiques des ondes longues piégées à la côte

Les ondes piégées à la côte sont des ondes se propageant le long des pentes continentales, i.e. le long de très fortes pentes topographiques. Dans ces conditions, les variations de  $f$  peuvent être négligées ( $f = f_0$ ).

↳ Dans l'approximation ondes longues à basse fréquence, la résolution des équations du mouvement et de leurs conditions aux limites peut être effectuée en développant la perturbation de pression  $\tilde{p}$  sous forme d'une série de structures modales spatiales  $\mathcal{F}_n(y, z)$  et de leur amplitude associée  $\phi_n(x, t)$  (Huthnance 1978; Brink 1982; Clarke et Van Gorder 1986; Chapman 1987; cf. [Appendice A5](#)). Les structures des ondes côtières,  $\mathcal{F}_n$ , dépendent à la fois de la verticale ( $z$ ) et de la distance vers le large ( $y$ ), telles que :

$$\tilde{p}(x, y, z, t) = \sum_{n=1}^{+\infty} \mathcal{F}_n(y, z) \times \phi_n^c(x, t) \quad (9)$$

↳ Pour toute stratification verticale stable ( $N^2(z) > 0$ ) et profil bathymétrique ( $h(y)$ ) qui augmente de manière monotone vers le large (jusqu'à une valeur constante), l'équation de vortacité pour la perturbation de pression (équation 4b', cf. [Appendice A2](#)) forme un problème aux valeurs propres régulier (cf. [Appendice A5a](#)) :

$$(\mathcal{F}_n)_{yy} + f_0^2 \mathcal{Z}(\mathcal{F}_n) = 0 \quad (10)$$

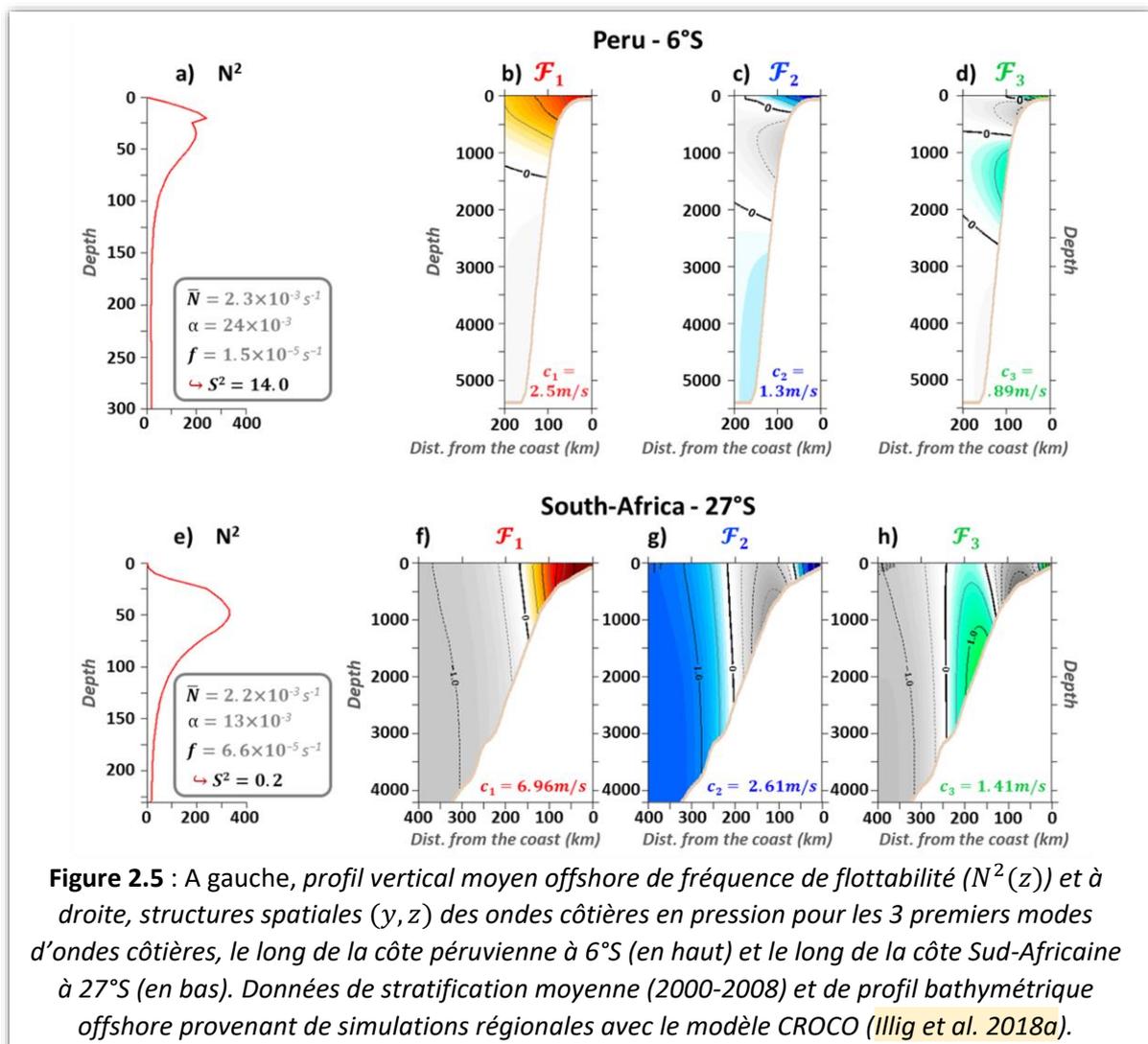
soit aux conditions aux limites suivantes :

- Surface libre :  $g(\mathcal{F}_n)_z + N^2 \mathcal{F}_n = 0$  à  $z = 0$
- Pas de flux à travers le fond :  $(\mathcal{F}_n)_z + N^2 h_x f_0^{-2} [(\mathcal{F}_n)_x + f_0 c_n^{-1} \mathcal{F}_n] = 0$  à  $z = -h(x)$
- Pas de flux à travers la côte :  $(\mathcal{F}_n)_y + f_0 c_n^{-1} \mathcal{F}_n = 0$  en  $y = 0$
- Piégeage à la côte :  $\mathcal{F}_n \rightarrow 0$  quand  $y \rightarrow \infty$

↔ Les **fonctions propres** sont les structures spatiales des ondes piégées à la côte et les **valeurs propres** associées sont les vitesses de phase des ondes libres se propageant en direction des pôles le long des côtes Sud-Américaines et Africaines. Elles dépendent uniquement de deux paramètres : le profil bathymétrique cross-shore et la stratification océanique dans la bande côtière. Aussi, l'amplitude des ondes ainsi décrite diminue lorsque l'on s'éloigne de la côte, les ondes sont donc « piégées à la côte ». Leur calcul repose sur une méthode numérique basée sur une approche itérative de résonance (Brink et Chapman 1987). Les valeurs propres s'organisent sous forme d'une séquence ordonnée décroissante, où les modes d'ordre élevé correspondent à des ondes de gravité de plus en plus lentes et ayant des structures spatiales de plus en plus complexes (cf. Fig.2.5).

↔ Il est important de remarquer que l'équation de vorticité des ondes longues à basse fréquence dans un plan- $f$  (10) établit un équilibre entre les dérivées secondes dans les directions *cross-shore* et verticale ( $\approx S^2 p_{yy} + p_{zz} = 0$ ). Une **analyse d'échelles** conduit à la définition du paramètre  $S^2 = (\bar{N}H/(fL))^2$  – le nombre de Burger – où  $\bar{N}$ ,  $H$  et  $L$  représentent respectivement des valeurs typiques pour la stratification verticale côtière, la profondeur de l'océan au large et la largeur de la pente continentale. Pour un mode d'ondes côtières donné :

- Lorsque  $S \rightarrow 0$ , nous atteignons la **limite barotrope** de l'équilibre de vorticité ( $\mathcal{Z}(p_t) = -w_z = 0$ ), où les solutions convergent vers les ondes de Kelvin barotropes.
- Pour  $S$  grand, les ondes se propagent plus lentement et leurs structures spatiales **baroclines** se rapprochent de celles des ondes de Kelvin baroclines.



↪ En écrivant  $S^2 = (\bar{N}\alpha/f)^2$  (Illig, et al. 2018a), nous pouvons anticiper la structure des ondes côtières en pondérant l'importance de la stratification verticale ( $\bar{N}$ ) par rapport à celle de la pente continentale ( $\alpha = H/L$ ) ou de la rotation de la Terre ( $|f|$ ) :

- À mesure que la latitude augmente ( $|f| \nearrow$ ) ou que la stratification devient moins prononcée, ou que la pente continentale s'adoucit, les ondes deviennent plus barotropes et rapides. C'est le cas par exemple le long des côtes Namibiennes et Sud-Africaines. À 27°S,  $S^2 = 0.2$  (cf. Fig.2.5fgh).

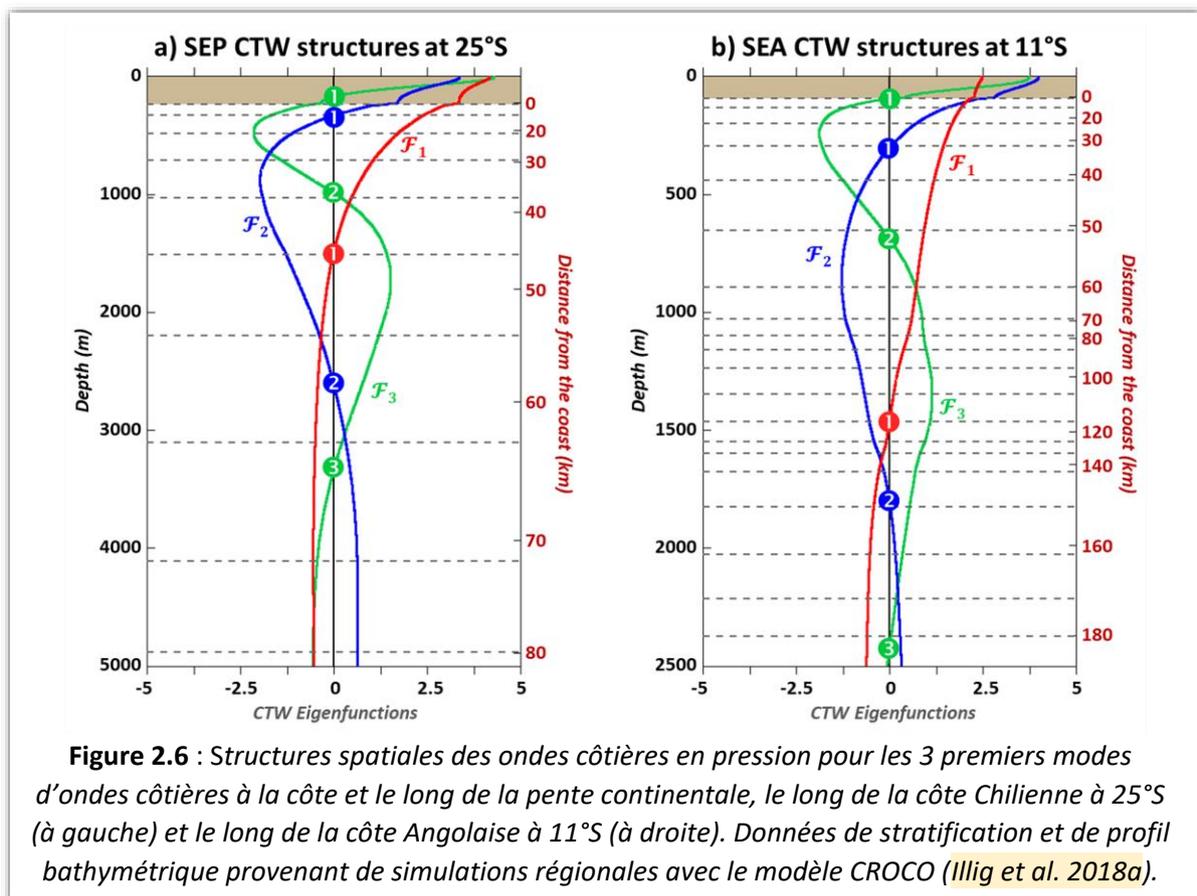
- En revanche, aux latitudes basses ou dans des régions côtières fortement stratifiées, ou lorsque le plateau continental est court et l'océan profond, les ondes côtières sont plus lentes et leur structure est barocline. Le long des côtes Péruviennes, par exemple, la pente continentale abrupte plongeant sur la fosse d'Atacama ( $H > 6000m$ ) favorise des ondes côtières baroclines relativement lentes. À 6°S,  $S^2 = 14$  (cf. Fig.2.5bcd).

↪ Les fonctions propres forment **une base orthonormale complète** au sens du produit scalaire suivant (cf. Appendice A5) :

$$\mathcal{F}_n \otimes \mathcal{F}_m = f^{-1} \left( \int_{-h(0)}^0 [\mathcal{F}_n \mathcal{F}_m]_{y=0} dz + \int_0^\infty h_y [\mathcal{F}_n \mathcal{F}_m]_{z=-h} dy \right) = \delta_{nm} \quad (11)$$

Les structures modales sont orthonormales conformément au principe de conservation de l'énergie (Brink 1989), et seules les valeurs des structures spatiales des ondes à la côte ( $y = 0$ , première intégrale dans (11)) et sur le plateau continental ( $z = -h(y)$ , deuxième intégrale dans (11)) sont pertinentes. C'est là que les fonctions propres constituent une base complète sur laquelle peut se décomposer la variabilité côtière (Illig et al. 2018a).

↪ Comme pour les modes baroclines équatoriaux, les structures des ondes côtières dans la région d'orthogonalité sont oscillantes. Plus l'ordre du mode est élevé, plus elles sont ondulées : le mode d'onde côtière d'ordre  $n$  croise  $n$  fois le zéro (cf. Fig.2.6).



Au-delà du formalisme mathématique parfois complexe, on retiendra que dans un océan stratifié, les variabilités océaniques équatoriale et côtière se distribuent sur **une infinité de modes propagatifs**. Ceux-ci présentent des propriétés similaires dans les deux systèmes. En effet, les ondes sont piégées, que ce soit à l'équateur ou à la côte, avec une amplitude maximale en surface et sur le guide d'ondes. Plus l'ordre du mode est élevé, plus les structures spatiales associées sont complexes, les vitesses de propagation lentes et la dissipation du mode importante (cf. **Section II.2c**). Les modes d'ordres inférieurs, rapides et faiblement dissipatifs, ont donc la capacité de propager l'énergie du vent sur de grandes distances et d'assurer une forte connexion entre la variabilité équatoriale et la variabilité côtière. **Quantifier la contribution de chaque mode** est également crucial lorsqu'il s'agit de préciser les temps de transmission des signaux depuis l'équateur jusqu'aux latitudes allant de 10°S à 30°S.

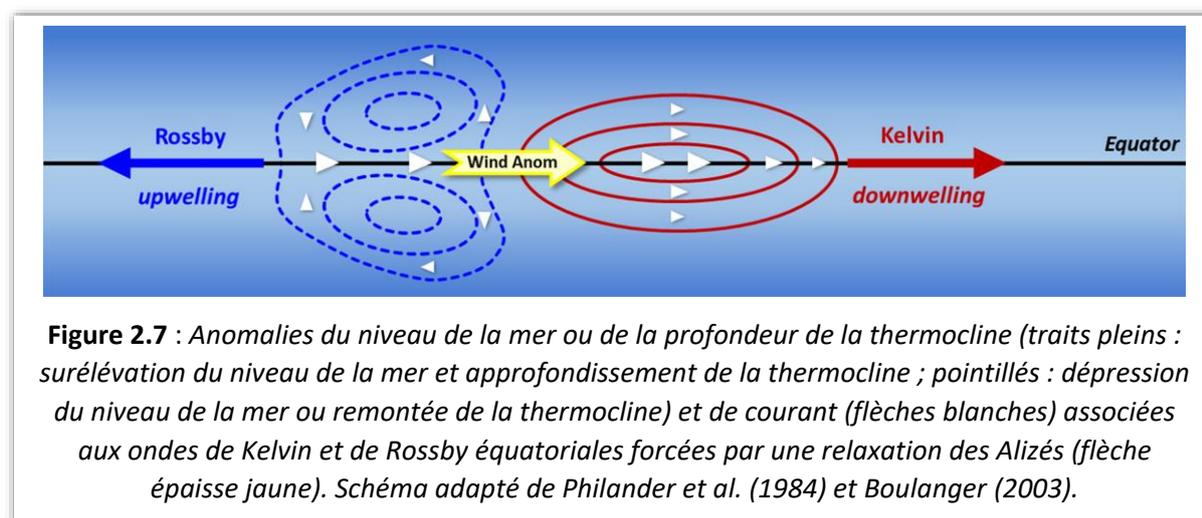
Néanmoins, la signature de chacun des modes s'entremêle, tout particulièrement en surface. Dans la prochaine section, je détaille les différentes méthodologies que j'utilise dans mes recherches afin d'étudier la propagation des ondes équatoriales et côtières, sur une large gamme de fréquences temporelles.

## II.2. Observer et modéliser les propagations d'ondes équatoriales et côtières

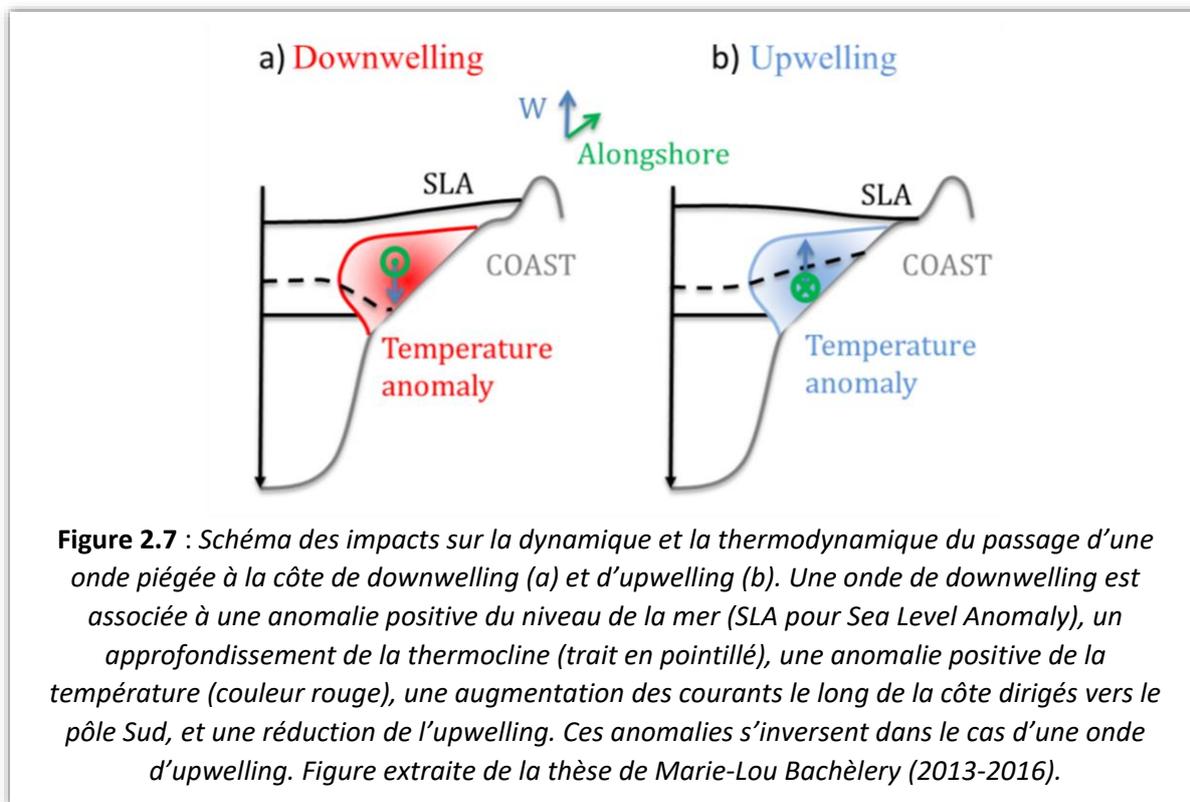
### a) Observer les propagations des ondes

Les fluctuations des Alizés dans l'Ouest et le centre des bassins équatoriaux Pacifique et Atlantique génèrent des ondes équatoriales qui, lors de leur passage, modulent la pression et les courants océaniques (cf. système d'équations linéaires (1)).

Un affaiblissement des Alizés engendre une convergence locale des **courants** de surface vers l'équateur, créant une surélévation du **niveau de la mer** ( $O(1 - 10)$  centimètres) et un approfondissement de la **thermocline** équatoriale ( $O(1 - 10)$  mètres, cf. **Fig.2.7**). Cette déformation, associée à des anomalies de pression océanique, donne lieu à la propagation vers l'Est d'**ondes de Kelvin équatoriales** dites de **downwelling**. Ces ondes sont associées à une réduction de l'**upwelling** équatorial et à des anomalies chaudes de la température en subsurface, au niveau de la thermocline. Conjointement, l'anomalie de vent génère en aval des **ondes de Rossby équatoriales** d'**upwelling** qui se propagent vers l'Ouest en dépréciant le niveau de la mer et en surélevant la thermocline. Dans le cas d'une intensification des Alizés, le mécanisme de formation des ondes équatoriales s'inverse : l'anomalie de vent va générer des ondes de Kelvin d'**upwelling** et des ondes de Rossby de **downwelling**.



Comme des ondes équatoriales, les **ondes piégées à la côte**, forcées par des ondes équatoriales de Kelvin incidentes ou par des fluctuations du vent parallèle à la côte, créent des perturbations du niveau de la mer, de la position de la thermocline et des courants côtiers. L'impact de ces ondes côtières de *downwelling* et d'*upwelling* sur la circulation océanique côtière est illustré sur la **Figure 2.8**, dans le cas d'une onde piégée à la côte se propageant le long de la côte Sud-Ouest Africaine.



La **signature dynamique** de ces ondes peut notamment être observée dans les anomalies de la température de subsurface, la profondeur de la thermocline et le niveau de la mer. Dans mes études, j'ai utilisé des observations provenant des **réseaux in situ de mouillages** permanents (bouée ATLAS et plus récemment systèmes T-Flex) qui ont été déployés dans les trois océans tropicaux afin de décrire la variabilité saisonnière à interannuelle dans les 300 à 500 premiers mètres de l'océan. Le réseau **TAO/TRITON** (dès 1985, McPhaden et al. 2023) dans le Pacifique et le réseau franco-américano-brésilien **PIRATA** (depuis 1997, Boulès et al. 2019) en Atlantique Tropical collectent des données de température, de salinité et de courants qui me permettent d'observer la signature des ondes équatoriales en surface et en subsurface, ainsi que leur impact sur la structure thermique océanique. Depuis Octobre 1992, les altimètres à bord des satellites franco-américains Topex/Poséidon et Jason mesurent avec une précision centimétrique les anomalies du niveau de la mer, fournissant ainsi une information intégrée des anomalies de pression toute la colonne d'eau et permettant de détecter la signature dynamique des ondes planétaires de grande longueur d'onde. Toutefois, les données altimétriques dans la bande côtière de 100 km restent difficilement utilisables, car polluées par le signal mesuré sur le continent. Pour décrire la variabilité océanique côtière, j'utilise préférentiellement les données de mouillages côtiers, ainsi que les mesures des **réseaux de marégraphes**. En combinaison avec les données de fluctuation de la tension de vent, à partir des scatteromètres QuikSCAT ou ASCAT par exemple, ces observations permettent de décrire la phénologie des propagations des ondes équatoriales et côtières.

En modulant les courants océaniques, notamment les upwellings équatoriaux et côtiers, les ondes planétaires peuvent laisser **une empreinte thermodynamique** sur la température de surface. Toutefois, cette dynamique, associée aux termes d'advection, devient **non linéaire**, en raison de l'interaction avec l'état moyen océanique. De manière similaire, les changements induits par les courants océaniques lors du passage des ondes affectent les remontées des eaux profondes riches en sels nutritifs, perturbant ainsi les **équilibres biogéochimiques** et la **production primaire** dans des écosystèmes qu'elles traversent. Dans des conditions favorables, l'analyse des variations des **traceurs thermodynamiques et biogéochimiques** (SST et de concentration en chlorophylle) à partir des données satellites de température de la surface de la mer et de couleur de l'eau permet également de détecter le passage de ces ondes océaniques.

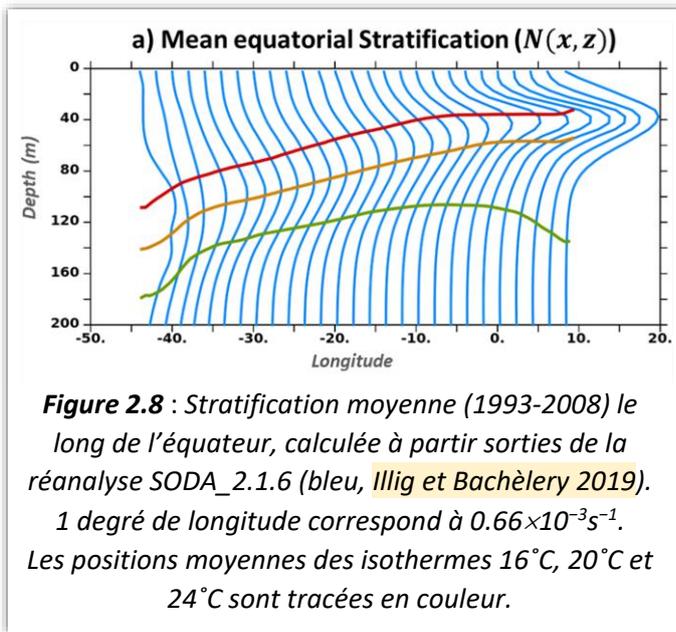
Néanmoins, comme détaillé précédemment, ces observations captent un signal global résultant de la **contribution sommée des divers modes dynamiques** décrits précédemment, contrôlés par la stratification océanique et, dans le cas des ondes côtières, par la pente continentale. Pour une analyse approfondie des caractéristiques et des impacts des propagations équatoriales et côtières, une **décomposition modale** s'avère indispensable. Cette approche requiert des données échantillonnant toute la colonne d'eau (et pas uniquement en surface), et en particulier des données de stratification océanique moyenne (cf. équations (3c), (5), et (10)) avec une résolution verticale suffisante pour représenter les gradients verticaux dans la thermocline. Face à cette complexité, de nombreuses études optent pour une simplification en considérant que toute la variabilité se projette sur le mode barocline dominant à l'équateur ou le mode côtier dominant (généralement le mode premier mode dans le Pacifique (Boulanger 1994) et le deuxième mode en Atlantique Tropical (Zebiak 1993)). Dans le cadre de mes recherches, je privilégie l'utilisation de sorties de modèles de circulation générale, préalablement validées avec les observations disponibles. Cela me permet d'isoler les contributions de chacun des modes dynamiques à la variabilité océanique équatoriale et côtière, en suivant les méthodologies détaillées dans la section suivante.

## b) Modèles de circulation générale et décompositions modales

Les modèles de circulation générale océanique, en configuration globale ou régionale, fournissent des solutions non linéaires aux **équations primitives**. Leurs sorties, bien qu'elles présentent toujours des biais, correspondent à des **bilans** dynamiques, thermodynamiques, ou biogéochimique fermés. Ceci facilite l'identification et l'analyse des **processus clefs** contrôlant les équilibres et les variabilités simulées. De plus, un jeu élégant de modifications des forçages des modèles me permet de concevoir des **simulations de sensibilité** afin d'étudier les mécanismes de connexion océanique associés à la propagation des ondes planétaires et de quantifier, par exemple, les rôles respectifs des forçages locaux et à distance sur la variabilité. **Couplés** avec les modèles biogéochimiques et/ou atmosphériques, ils permettent une étude plus approfondie des interactions physique/biogéochimique et des interactions/télé-connexions atmosphériques. *In fine*, ces modèles me fournissent des moyens d'**interpréter les observations**.

Les modèles océaniques fournissent une **vue synoptique en quatre dimensions** des conditions océaniques en termes de température, salinité et courants, en tout point, de la surface jusqu'au fond de l'océan, sans aucune valeur manquante. De plus, l'assimilation de données permet de corriger la trajectoire des modèles et donc de minimiser les biais. Dans

mes recherches, j'utilise les sorties des réanalyses océaniques des projets SODA ou MERCATOR, ainsi que des sorties de simulations à plus haute résolution du modèle communautaire CROCO (CROCO Team et al. 2024), pour estimer la stratification équatoriale et côtière moyenne ( $N^2(z)$ ), qui contrôle les caractéristiques des propagations des ondes (cf. équations (5) et (10) dans la [Section II.1](#)). Il est à noter que dans mes études, je prends toujours en compte la **variabilité spatiale** ( $x$ ) et parfois temporelle de la stratification océanique dans le calcul des structures spatiales et des vitesses de propagation des ondes. Bien que cela enfreigne le formalisme linéaire établi précédemment, ces variations de la stratification océanique restent faibles et lentes par rapport aux vitesses de propagation des ondes étudiées.



▪ **Le long du guide d'ondes équatorial**, je calcule les structures des ondes en chaque point le long de l'équateur ( $x$ ). Pour cela, j'évalue la stratification océanique moyenne ( $N^2(x, z)$ , cf. [Fig.2.8](#)), puis résous numériquement l'équation (5) et calcule les structures des modes méridiens de Kelvin et de Rossby associés (cf. [Section II.1b](#), Illig et al. 2004; Illig et Bachèlery 2019; Bachèlery et al. 2020). Ensuite, j'estime les coefficients des ondes en **projetant** les sorties du modèle utilisé sur la **base complète** composée des structures spatiales des ondes équatoriales :

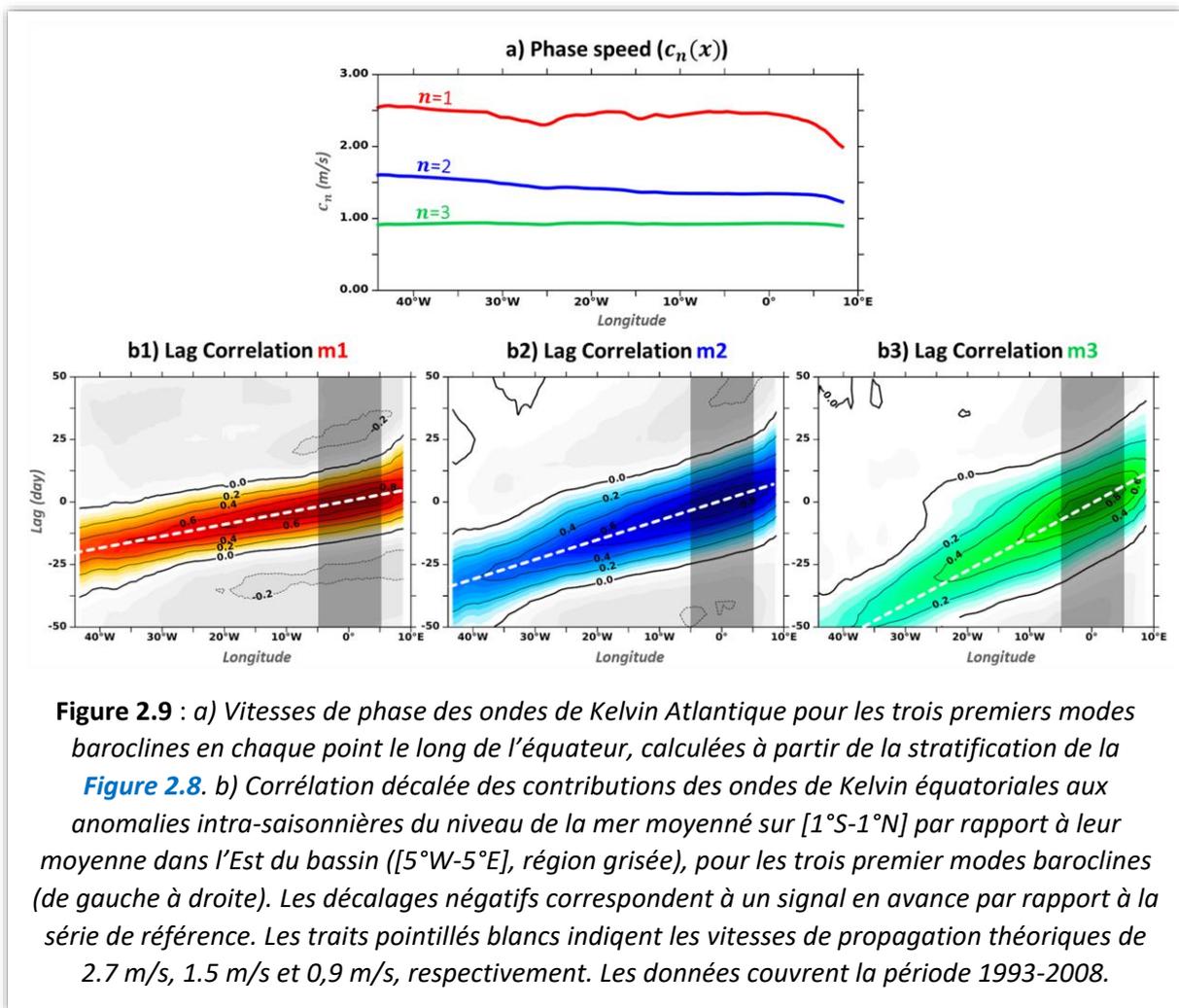
→ L'amplitude des ondes de Kelvin équatoriales du mode barocline  $n$  ( $\phi_n^K(x, t)$ ) qui se propagent vers l'Est à la vitesse  $c_n$ , est estimée par projection du courant zonal ( $u$ ) et de la pression ( $p$ ) sur la structure des ondes de Kelvin en  $u$  et  $p$  ( $\mathcal{K}_n^{u,p}$ ) :

$$\phi_n^K = \begin{pmatrix} u \\ p \end{pmatrix} \otimes \begin{pmatrix} \mathcal{K}_n^u \\ \mathcal{K}_n^p \end{pmatrix} = \left( \int_{-H}^0 \hat{\psi}_n^2 dz \right)^{\frac{1}{2}} \int_{Y_S}^{Y_N} \int_{-H}^0 (u \times \mathcal{K}_n^u + p \times \mathcal{K}_n^p) dz dy \quad (12)$$

→ Pour chaque mode méridien, l'amplitude des ondes de Rossby équatoriales est estimée de manière similaire par projection sur leur structures spatiales associées ( $\mathcal{R}_{n,m}^{u,p}$ ).

→ La contribution des ondes équatoriales en termes de courant zonal de surface ou de niveau de la mer à l'équateur est obtenue par simple multiplication du coefficient d'onde ( $\phi_n^K$ ) par la structure de l'onde associée ( $\mathcal{K}_n^{u,p}(y=0, z=0)$  ou  $\mathcal{R}_{n,m}^{u,p}(y=0, z=0)$ ).

↪ Cette décomposition, qui peut paraître très mathématique de prime abord, permet d'isoler la contribution des modes propagatifs à la variabilité équatoriale. En effet, une analyse en corrélations décalées dans le temps met en évidence, pour chacun des premiers modes, des structures inclinées dont la pente correspond de manière remarquable aux vitesses de propagation théoriques des ondes équatoriales, aux échelles de temps intra-saisonnières à interannuelles. Ceci est illustré dans la [Figure 2.9](#), pour la contribution des ondes de Kelvin équatoriales aux anomalies intra-saisonnières du niveau de la mer dans le bassin Atlantique, à partir de la décomposition modale réalisée dans Illig et Bachèlery (2019).



**Figure 2.9 :** a) Vitesses de phase des ondes de Kelvin Atlantique pour les trois premiers modes baroclines en chaque point le long de l'équateur, calculées à partir de la stratification de la [Figure 2.8](#). b) Corrélation décalée des contributions des ondes de Kelvin équatoriales aux anomalies intra-saisonniers du niveau de la mer moyenné sur [1°S-1°N] par rapport à leur moyenne dans l'Est du bassin ([5°W-5°E], région grisée), pour les trois premiers modes baroclines (de gauche à droite). Les décalages négatifs correspondent à un signal en avance par rapport à la série de référence. Les traits pointillés blancs indiquent les vitesses de propagation théoriques de 2.7 m/s, 1.5 m/s et 0,9 m/s, respectivement. Les données couvrent la période 1993-2008.

■ Pour extraire la contribution des modes d'ondes côtières **le long du guide d'ondes côtier**, je me suis inspirée de la méthodologie utilisée pour extraire les modes équatoriaux des ondes de Kelvin, afin de développer **une méthodologie novatrice** (Illig et al. 2018a). Jusqu'alors, peu d'études avaient cherché à décomposer la variabilité côtière en modes propagatifs. La plupart des études analysent la variabilité observée et/ou simulée dans son ensemble, s'intéressant particulièrement aux variations du niveau de mer à la côte à partir de marégraphes ou des données altimétriques. Cette approche revient à faire l'approximation que toute la variabilité se projette sur un seul mode dominant, dont ces études cherchent à identifier les caractéristiques, notamment la vitesse de propagation.

↪ En 1986, Church et al. ont développé une **méthode semi-empirique** afin d'estimer l'amplitude des ondes côtières à partir d'un jeu d'observations échantillonnées en subsurface, basée sur une décomposition de Moore-Penrose. Leurs observations provenaient d'un réseau de 15 courantmètres disposés sur le long d'une section transverse au rivage mesurant les fluctuations du courant parallèle à la côte ( $u(y, z, t)$ , cf. [Fig.2.2](#)). Ce réseau de mouillages n'était néanmoins pas spécifiquement équipé de capteurs déployés à la côte et sur le fond océanique, là où les structures des ondes côtières forment une base orthonormale (cf. [Section II.1c](#)). Leur méthode reposait donc sur l'inversion d'un ensemble fini d'équations (autant que de courantmètres) tenant compte du fait qu'en chaque point d'observation ( $y_i, z_i, i = 1, \dots, 15$ ), la variabilité observée du courant parallèle à la côte est réduite à la somme tronquée des modes d'ondes piégés à la côte d'ordre faible ( $n = 1, \dots, 4$ ) (avec la possibilité d'introduire un mode statistique supplémentaire pour capturer la

variabilité du large). Il s'agissait donc de chercher les coefficients d'ondes côtières ( $\phi_n^C$ ) qui satisfont :

$$u(x, y_i, z_i, t) = \sum_{j=1}^{M(=4)} \mathcal{G}_n(y_i, z_i) \phi_n^C(x, t)$$

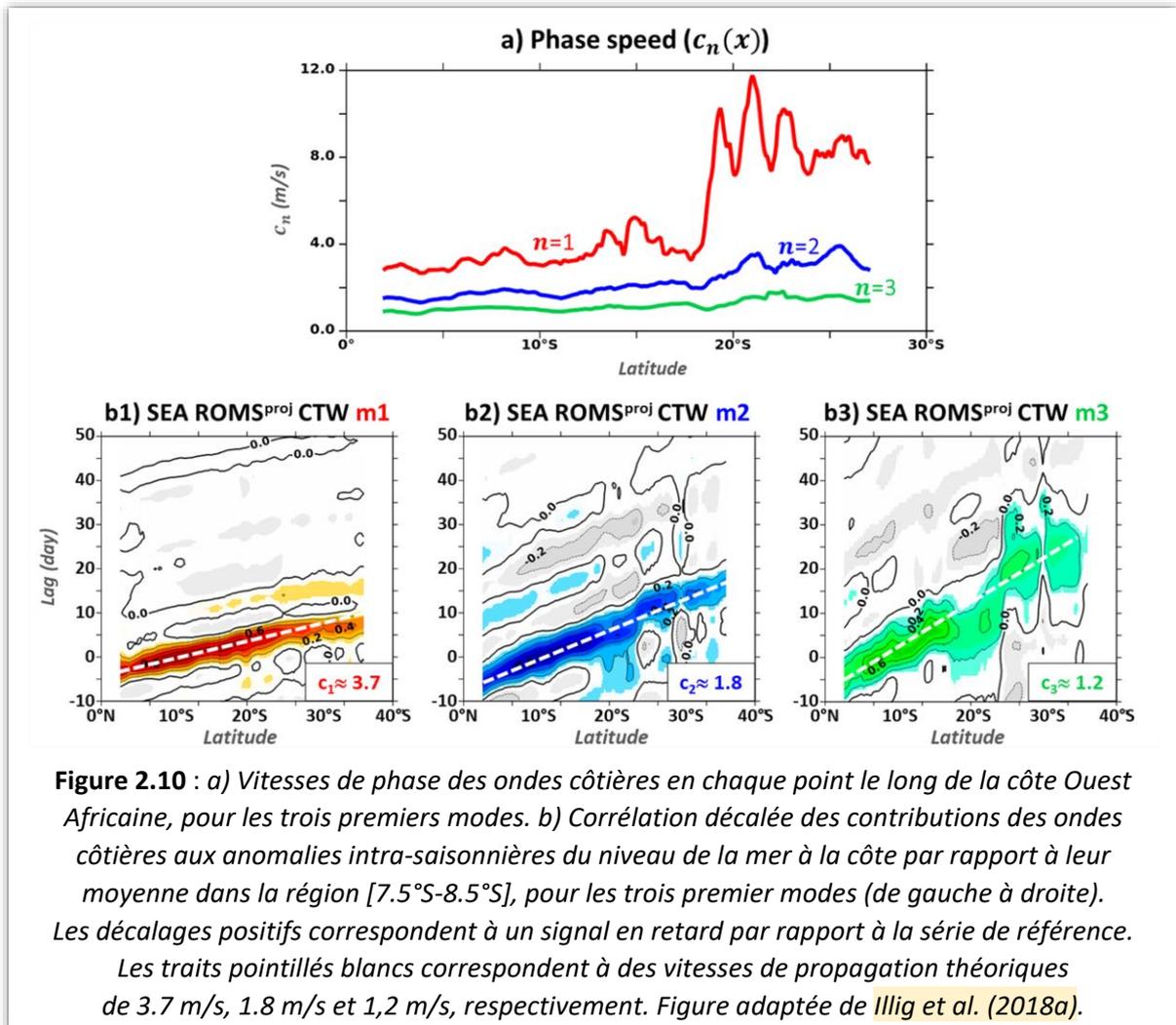
avec  $\mathcal{G}_n = \frac{1}{f\rho_0} \frac{\partial \mathcal{F}_n}{\partial y}$  la structure des ondes côtières en termes de courant parallèle à la côte, obtenue par géostrophie.

↪ La méthode que j'ai proposée (Illig et al. 2018a), est une méthode de projection qui repose directement sur la condition d'orthogonalité des structures modales de pression le long de la côte (à  $x = 0$ ) et au fond ( $z = h(x)$ ) (cf. Équation (11) dans la [Section II.1c](#)). Puisque la pression le long d'une section transverse ( $p(y, z)$ ) peut être développée comme la somme infinie de modes d'ondes côtières orthogonaux (cf. Équation (9)), il en découle que :

$$p(y, z, t) \otimes \mathcal{F}_n(y, z) = [\sum_m \phi_m^C(t) \mathcal{F}_m(y, z)] \otimes \mathcal{F}_n(y, z) = \sum_m (\phi_m^C(t) \delta_{mn}) = \phi_n^C(t)$$

→ Par conséquent, les amplitudes des modes d'ondes côtières ( $\phi_n^C$ ), se propageant en direction des pôles à la vitesse  $c_n$ , peuvent être estimées comme suit :

$$\phi_n^C = p \otimes \mathcal{F}_n = f^{-1} \left( \int_{-h(0)}^0 [p \mathcal{F}_n]_{y=0} dz + \int_0^\infty h_y [p \mathcal{F}_n]_{z=-h} dy \right) \quad (13)$$



→ La contribution au niveau de la mer à la côte est obtenue par simple multiplication du coefficient d'onde côtière par la structure de l'onde associée ( $\phi_n^C \times \mathcal{F}_n(y=0, z=0)$ ). La structure spatiale en termes de courant parallèle à la côte,  $\mathcal{G}_n$ , permet d'estimer la contribution modale en termes de fluctuations du courant parallèle à la côte.

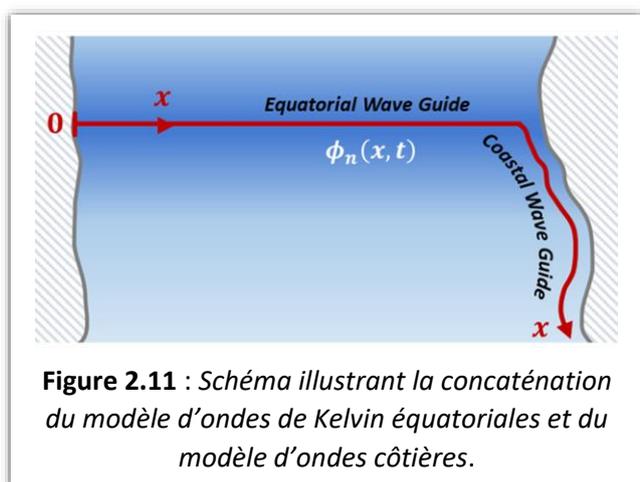
↪ Cette méthode est particulièrement adaptée aux sorties du modèle océanique CROCO, basé sur des coordonnées verticales sigma qui suivent la topographie océanique. Dans Illig et al. (2018a), j'ai évalué les performances de la méthode empirique de Church et al. (1986), ainsi que celles de la méthode de projection le long des côtes Sud-Ouest Américaines et Africaines. Les résultats ont démontré que la décomposition modale par projection permettait d'extraire des signaux de propagations côtières en meilleur accord avec les valeurs théoriques attendues, tant en termes de contributions modales que de vitesses de phase. La **Figure 2.10** illustre les caractéristiques de propagation des contributions des ondes côtières obtenues par projection des anomalies intra-saisonniers de pression sur les trois premiers modes d'ondes côtières dans l'Atlantique Tropical Sud-Est. Elles concordent très étroitement avec les vitesses théoriques (Illig et al. 2018a).

Pour valider ces méthodes de décomposition en ondes équatoriales et côtières, une approche consiste à comparer les contributions modales obtenues ainsi que leurs caractéristiques avec celles de **modèles linéaires**. Ces derniers simulent la propagation d'ondes longues à basse fréquence en résolvant les équations de la dynamique linéaire, telles qu'elles sont décrites dans la **Section II.1a**. Leur dynamique et leur utilité sont détaillées dans la section suivante.

### c) Les modèles linéaires

Les modèles linéaires équatoriaux et côtiers (cf. **Appendices 6** et **7**, respectivement) sont des modèles d'anomalies où les ondes sont forcées par les fluctuations de la tension de vent de surface. La physique de l'océan y est essentiellement linéaire, et conforme à l'approximation des ondes longues à basse fréquence (cf. **Section II.1a**). Ces modèles permettent d'isoler la **contribution purement linéaire de la variabilité**, facilitant ainsi l'interprétation des sorties de modèles plus complexes et des observations. Leurs paramètres sont déterminés grâce à la décomposition modale de la structure verticale océanique.

Pour un mode d'onde donné ( $n$ ), l'amplitude des **ondes de Kelvin équatoriales** ( $\phi_n^K$ ) et des **ondes côtières** ( $\phi_n^C$ ) est régie par une unique équation différentielle du premier d'ordre, très similaire d'un système à l'autre. Les ondes côtières étant forcées par les ondes de Kelvin équatoriales incidentes, on peut donc concaténer élégamment les deux systèmes pour ne formuler qu'un seul modèle linéaire décrivant la propagation des ondes équatoriales de Kelvin et côtières (cf. **Fig.2.11**), dont l'amplitude est notée  $\phi_n$ .



↪ Pour le mode  $n$ , l'équation unifiée des **ondes libres** décrit l'évolution de leur amplitude au cours de leur propagation le long du guide d'ondes ( $x > 0$ ), à la vitesse  $c_n$  :

$$\frac{\partial \phi_n}{\partial x} + \frac{1}{c_n} \frac{\partial \phi_n}{\partial t} = 0$$

- En chaque point du guide d'ondes unifié, la vitesse de phase  $c_n(x)$  des ondes est prescrite. À l'équateur et à la côte, les modes d'ordre bas se propagent plus rapidement que les modes d'ordre élevé.

- En amont du guide d'ondes équatorial (en  $x = 0$ , cf. **Fig.2.11**), les ondes de Kelvin équatoriales sont forcées par la réflexion des ondes de Rossby équatoriales arrivant à la frontière Ouest du bassin.

↪ En tout point du guide d'ondes unifié, les ondes sont continuellement **forcées par les fluctuations de la tension de vent** de surface parallèle au guide d'ondes ( $\tau^x$ ), projetées sur la structure du mode considéré :

$$\frac{\partial \phi_n}{\partial x} + \frac{1}{c_n} \frac{\partial \phi_n}{\partial t} = b_n \tau^x$$

- Le coefficient de projection unifié, ici  $b_n$ , dépend de la structure spatiale des ondes. Dans la partie équatoriale, il s'agit d'une projection méridienne sur la structure des ondes de Kelvin équatoriales, tandis que dans la bande côtière, seul le vent à la côte est pris en compte.

↪ Au cours de leur propagation, les **ondes se dissipent**. Dans la région équatoriale, la dissipation, de type Rayleigh, est paramétrisée en fonction de la vitesse de phase des ondes. Pour les ondes côtières, cette dissipation représente la friction de fond.

$$\frac{\partial \phi_n}{\partial x} + \frac{1}{c_n} \frac{\partial \phi_n}{\partial t} + a_{nn} \phi_n = b_n \tau^x$$

- Le coefficient de dissipation, noté ici  $a_{nn}$ , augmente avec l'ordre du mode. À l'équateur et à la côte, les modes d'ordre peu élevé sont faiblement dissipatifs.

↪ Dans la bande côtière, la friction de fond entraîne également une **dispersion modale**, qui cause un couplage entre les modes. La dissipation est donc représentée par une matrice de coefficients, telle que :

$$\frac{\partial \phi_n}{\partial x} + \frac{1}{c_n} \frac{\partial \phi_n}{\partial t} + a_{nn} \phi_n = b_n \tau^x - \sum_{\substack{m=1 \\ m \neq n}}^{+\infty} a_{mn} \phi_m \quad (14)$$

- La dispersion modale associée aux changements de stratification le long des guides d'ondes équatoriaux et côtiers n'est pas prise en compte. Dans la bande équatoriale, en l'absence de frottement au fond de l'océan, les coefficients de dissipation en dehors de la diagonale ( $a_{mn}, m \neq n$ ) sont donc nuls.

↪ Les modes d'ordres inférieurs sont rapides et faiblement dissipatifs. Ils ont donc la capacité de propager l'énergie du vent sur de grandes distances et d'assurer une forte connexion entre la variabilité équatoriale et la variabilité côtière. Voici comment je caricature les propriétés des trois premiers modes, à l'équateur et/ou à la côte :



### II.3. Mes travaux de recherche sur la variabilité équatoriale et côtière linéaire

Mes recherches sur la **connexion entre la variabilité équatoriale et la variabilité côtière** reposent largement sur le formalisme linéaire et les outils que j'ai exposés dans ce chapitre.

Aux **échelles de temps intra saisonnières**, je me suis intéressée tout particulièrement à estimer la **latitude maximale** le long de la côte où les ondes côtières, forcées à distance par la dynamique équatoriale, peuvent être observées (cf. [Chapitre 3](#)). Mes résultats s'appuient sur une étude inter-comparative entre les bassins tropicaux Atlantique et Pacifique Sud-Est, qui m'a permis de mieux comprendre la connexion océanique linéaire et de mettre en lumière les spécificités de chaque système en relation avec un forçage équatorial distinct.

Ensuite, je me suis intéressée à la **phénologie des événements interannuels extrêmes** dans l'Atlantique Tropical Sud-Est (les *Benguela Niños/Niñas*) en lien avec les propriétés des ondes côtières et leur forçage à l'équateur. L'objectif principal était de quantifier les rôles respectifs du forçage océanique à distance et du forçage atmosphérique local côtier (cf. [Chapitre 4](#)). Les résultats obtenus suggèrent que la variabilité interannuelle dans la bande équatoriale et les fluctuations de la température de surface dans la bande côtière sont le résultat d'un **unique mode de variabilité couplé océan-atmosphère** à l'origine du forçage à distance (ondes équatoriales) et du forçage atmosphérique local le long des côtes du continent Ouest Africain (cf. [Chapitre 5](#)).



## Chapitre 3

# TÉLÉ-CONNEXION OCÉANIQUE VERSUS FORÇAGE LOCAL AUX ECHELLES DE TEMP SUB-SAISONNIERES

Situés dans les océans Pacifique Sud-Est (SEP) et Atlantique Sud-Est (SEA), les systèmes d'upwelling de Humboldt et du Benguela abritent certains des écosystèmes les plus productifs du monde (cf. [Section 1.2](#)). La dynamique océanique dans ces régions côtières est contrôlée par les **vents alizés côtiers orientés vers l'équateur**. Leur modulation spatiale et temporelle impacte l'intensité des remontées d'eaux profondes par des processus d'Ekman (transport et pompage) et génère des ondes piégées à la côte. Ces ondes côtières sont des ondes sub-inertielles qui se propagent le long des plateaux continentaux, avec la côte sur leur gauche dans l'hémisphère Sud (cf. [Chapitre 2](#)). Ces ondes peuvent exercer une influence importante sur la circulation côtière, les échanges avec le large et le mélange. Leurs périodes varient de quelques jours à plusieurs semaines, avec une vitesse de phase comprise entre 1 et 10 m.s<sup>-1</sup> pour différents modes d'ondes côtières (Illig, et al. 2018a). Une autre caractéristique spécifique des océans côtiers du Sud-Est Pacifique et Atlantique est leur proximité relative avec l'océan équatorial, ce qui les rend particulièrement sensibles à la **dynamique océanique équatoriale**. Le guide d'ondes côtier peut en effet être considéré comme une extension du guide d'ondes équatorial, car une partie significative de l'énergie des ondes équatoriales de Kelvin se propageant vers l'Est excite des ondes piégées à la côte se propageant vers les pôles. Par conséquent, dans les régions SEA et SEP, deux types de forçages sont à l'œuvre : le forçage équatorial à distance et le forçage par le vent local.

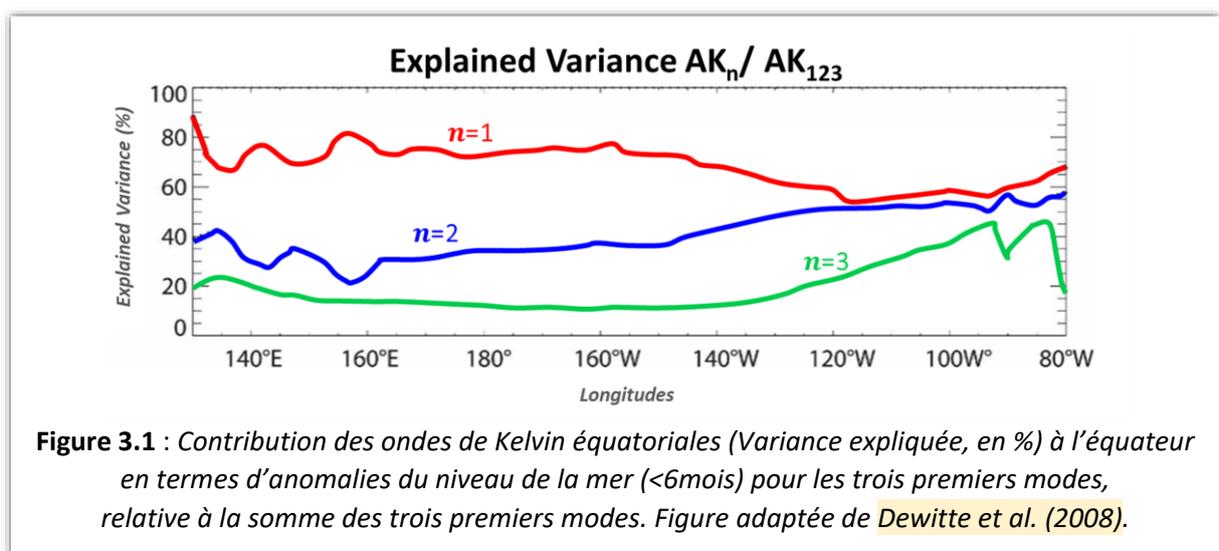
L'objectif de ce chapitre est de présenter les résultats de mes travaux de recherche qui ont permis de mieux connaître les caractéristiques de ces **deux forçages** et d'évaluer leurs effets respectifs sur la variabilité côtière dans les régions d'upwelling de l'hémisphère Sud aux **échelles de temps sub-saisonniers** (< 3 mois). Je présente tout d'abord les études, menées en collaboration avec des partenaires Péruviens, portant sur l'activité des ondes de Kelvin équatoriales intra-saisonniers dans le Pacifique Tropical. Ensuite, j'aborde mes travaux sur la co-variabilité entre les fluctuations du vent côtier et la température de surface dans les deux systèmes de bords Est. Enfin, je présente une étude comparative entre les deux systèmes qui évalue et explique la latitude maximale à laquelle la connexion océanique linéaire entre la variabilité équatoriale et la variabilité côtière aux fréquences sub-saisonniers peut être observée.

### III.1. Activité des ondes de Kelvin équatoriales intra-saisonniers

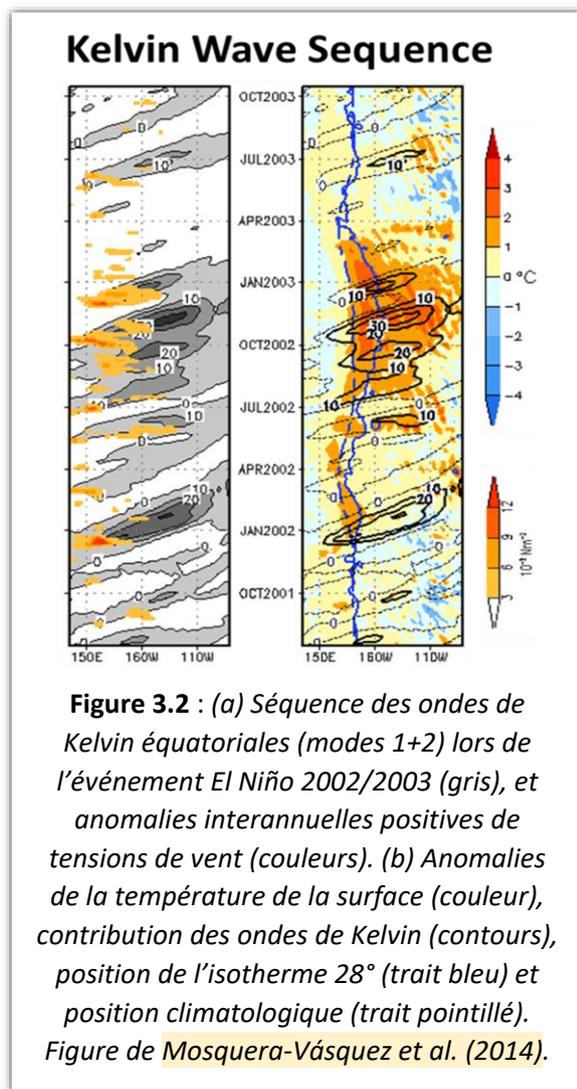
Dans l'objectif de caractériser les propagations des ondes équatoriales à différentes échelles de fréquence, je me suis intéressée à l'activité des **ondes de Kelvin équatoriales intra-saisonniers** (ISKw, entre 30 et 120 jours) dues aux forçages atmosphériques stochastiques, notamment l'Oscillation de Madden-Julian. Ces ondes océaniques jouent un rôle crucial dans le déclenchement et l'évolution des **événements chauds El Niño** dans le Pacifique Tropical. Le phénomène *El Niño* constitue le principal mode de la variabilité climatique aux échelles de temps interannuelles dans cette région. Cependant, depuis le début du XXI<sup>e</sup> siècle, un nouveau type d'*El Niño* a été observé, connu sous le nom d'*El Niño* du Pacifique Central

(CP *El Niño*) ou *El Niño Modoki*. Ce type d'*El Niño* se caractérise par des anomalies de température moins intenses, localisées dans le centre du Pacifique Équatorial, et ne se propagent pas complètement dans l'Est du bassin équatorial, contrairement à l'*El Niño* de 1997/1998 par exemple.

Dans ce contexte, nous sommes intéressés à la **modulation d'*El Niño* à basse fréquence** (>7ans) afin de comprendre la connexion spécifique avec l'Oscillation de Madden-Julian. Dans Dewitte et al. (2008), nous avons estimé les modes linéaires verticaux à partir d'une réanalyse océanique (SODA, cf. [Section II.2b](#)) couvrant la période 1958-2005, en tenant compte de la variabilité basse fréquence de la stratification équatoriale. Nous avons ensuite quantifié les **contributions modales** des ondes de Kelvin équatoriales aux fluctuations intra-saisonnières du niveau de la mer (cf. [Fig.3.1](#)). Nous avons documenté la modulation basse fréquence de l'activité des ondes de Kelvin intra-saisonnières. Nos résultats ont montré que cette modulation est significative et se projette sur les modes baroclines, sans être reliée de manière évidente à la variabilité basse fréquence du Pacifique Tropical. Des simulations de sensibilité réalisées avec un modèle linéaire de propagation d'ondes équatoriales (cf. [Section II.2c](#) et [Appendice A6](#); Dewitte et al. (2003)) corroborent l'idée qu'une partie de cette modulation est étroitement liée aux changements de l'état moyen océanique, plus qu'aux variations basse fréquence de la variabilité atmosphérique le long de l'équateur.



Nous avons ensuite cherché à comprendre la dynamique de ce nouveau type d'*El Niño* et à proposer des mécanismes expliquant sa présence accrue au cours des dernières décennies. Ces objectifs étaient au cœur du **projet CNES MODOKALT** (2012-2015, dont j'étais co-PI), ainsi que du travail de **thèse de K. Mosquera** (2009-2015, cf. [Section VII.2a](#)), que j'ai encadré à l'IGP au Pérou. Kobi a étudié le rôle des ondes de Kelvin intra-saisonnières dans l'océan Pacifique Tropical sur la dynamique et la thermodynamique océanique associées aux événements CP *El Niño* durant la période 1989-2012. Nous avons d'abord examiné la phénologie du **premier événement *El Niño* de type Central Pacifique du XXIe siècle** (2002-2003), en utilisant la **décomposition modale** d'une réanalyse océanique (MERCATOR, cf. [Section II.2b](#)). La séquence des ondes ISKw durant l'événement *El Niño Modoki* 2002-2003 (cf. [Fig.3.2](#)) montre une intense activité avant et pendant le développement des anomalies positives de température en 2002, comme pour la plupart des événements *El Niño* (Mosquera-Vásquez et al. 2013). La particularité de l'événement 2002-2003 consiste au fait que l'impact des ondes sur la température de surface dans la région NINO3 [150°W-90°W; 5°S-5°N] est



**Figure 3.2 :** (a) Séquence des ondes de Kelvin équatoriales (modes 1+2) lors de l'événement El Niño 2002/2003 (gris), et anomalies interannuelles positives de tensions de vent (couleurs). (b) Anomalies de la température de la surface (couleur), contribution des ondes de Kelvin (contours), position de l'isotherme 28° (trait bleu) et position climatologique (trait pointillé). Figure de Mosquera-Vásquez et al. (2014).

faible. À partir de l'analyse d'un bilan de chaleur simplifié de la couche de mélange de surface, spécialement formulé pour isoler la contribution des ondes ISKw, nous avons expliqué l'effet réduit des ondes de Kelvin de *downwelling* (associées à un réchauffement) sur le *thermocline feedback* dans l'Est du Pacifique.

Cette étude a ensuite été étendue à la période 1989-2012 afin de fournir une **statistique de l'activité des ondes ISKw** durant l'évolution des événements CP *El Niño* (Mosquera-Vásquez et al. 2014). Nos résultats ont montré que les ondes ISKw subissent une **forte dissipation** dans le Pacifique Est, interprétée comme résultant de la dispersion des ondes lorsqu'elles rencontrent le front zonal de la stratification dans l'Est du Pacifique (i.e. la pente de la thermocline d'Ouest en Est). Une **réflexion partielle** des ondes ISKw en ondes de Rossby équatoriale est diagnostiquée vers la longitude 120°W, ce qui peut expliquer le confinement des anomalies de température de surface dans le Pacifique central associées aux événements CP *El Niño*. Nos résultats suggèrent que l'augmentation du nombre

d'événements CP *El Niño* peut être associée à l'état froid - de type *La Niña* - observé dans le Pacifique Equatorial depuis les années 1990, ainsi qu'aux changements dans la variabilité saisonnière de la profondeur de la thermocline depuis les années 2000.

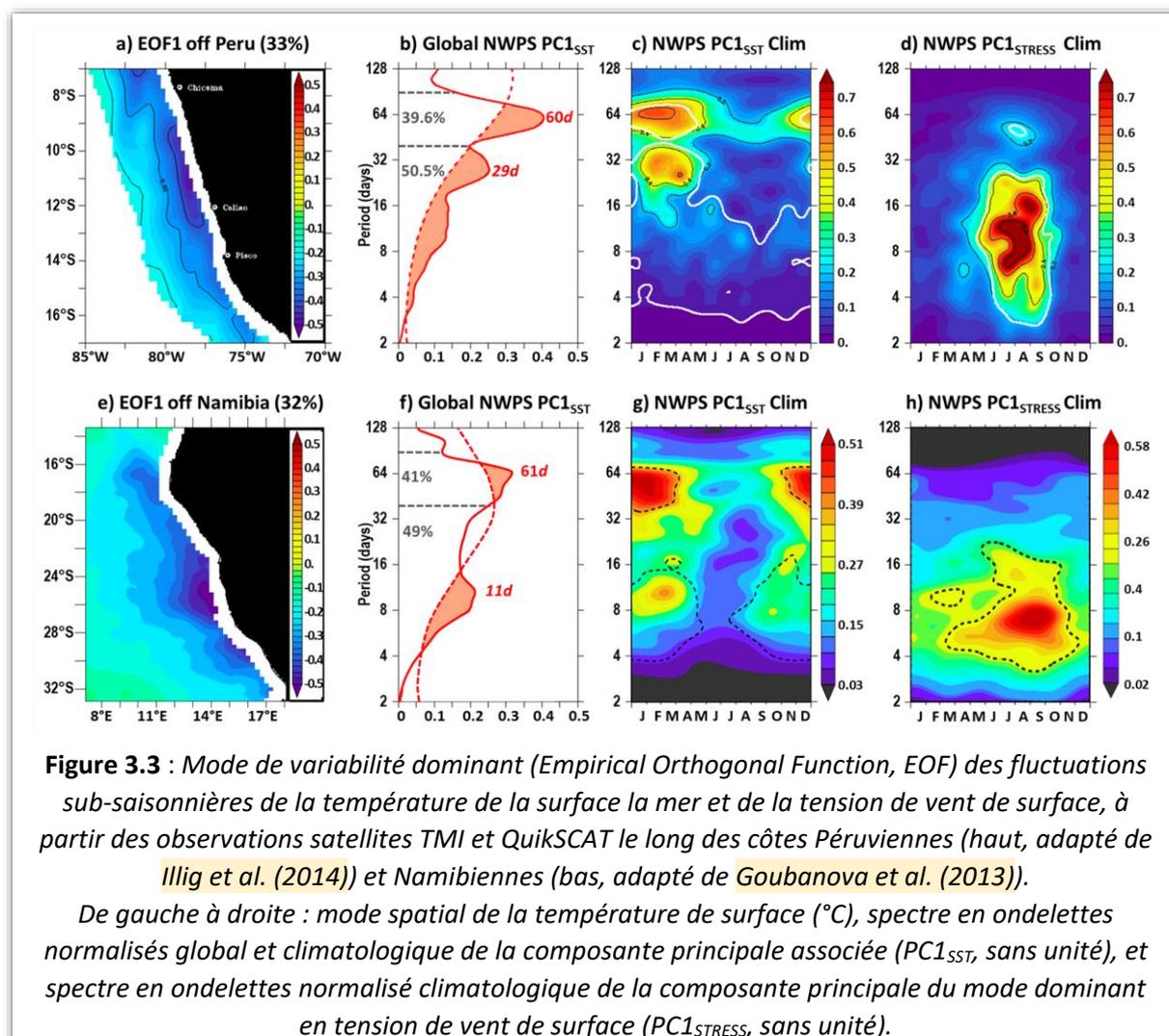
En 2015, Kobi a soutenu la **première thèse Péruvienne en océanographie physique**.

L'activité des ondes de Kelvin équatoriales intra-saisonnières influence significativement la variabilité le long des côtes Péruviennes et Chiliennes. Ainsi, ces études constituent une première étape pour expliquer comment la dynamique de l'upwelling de Humboldt est affectée par ce forçage haute fréquence, lui-même modulé à basse fréquence par l'état moyen de l'océan Pacifique Équatorial. Comme illustré par la **Figure 3.1**, ces recherches ont permis les premières quantifications de la **distribution modale** des ondes de Kelvin équatoriales dans la variabilité sub-saisonnière, notamment dans le Pacifique Équatorial Est. En moyenne, sur la période 1958 à 2005, la contribution cumulée des trois premiers modes des ondes ISKw explique plus de 70% des fluctuations intra-saisonnières du niveau de la mer le long de l'équateur (Dewitte et al. 2008). Cette variabilité est dominée par la contribution du **premier mode**, qui est rapide et faiblement dissipatif (cf. **Section II.2c**), sujet à une connexion avec la variabilité équatoriale le long de la côte Ouest de l'Amérique du Sud sur de grandes distances. Une quantification similaire a été réalisée pour le bassin Atlantique (Illig et al. 2018ab; Illig et Bachèlery 2019) et les résultats obtenus ont des implications importantes pour expliquer les différences entre les deux bassins au regard de la connexion océanique linéaire (cf. **Section III.3**).

### III.2. Co-variabilité entre les vents côtiers et la température de surface océanique

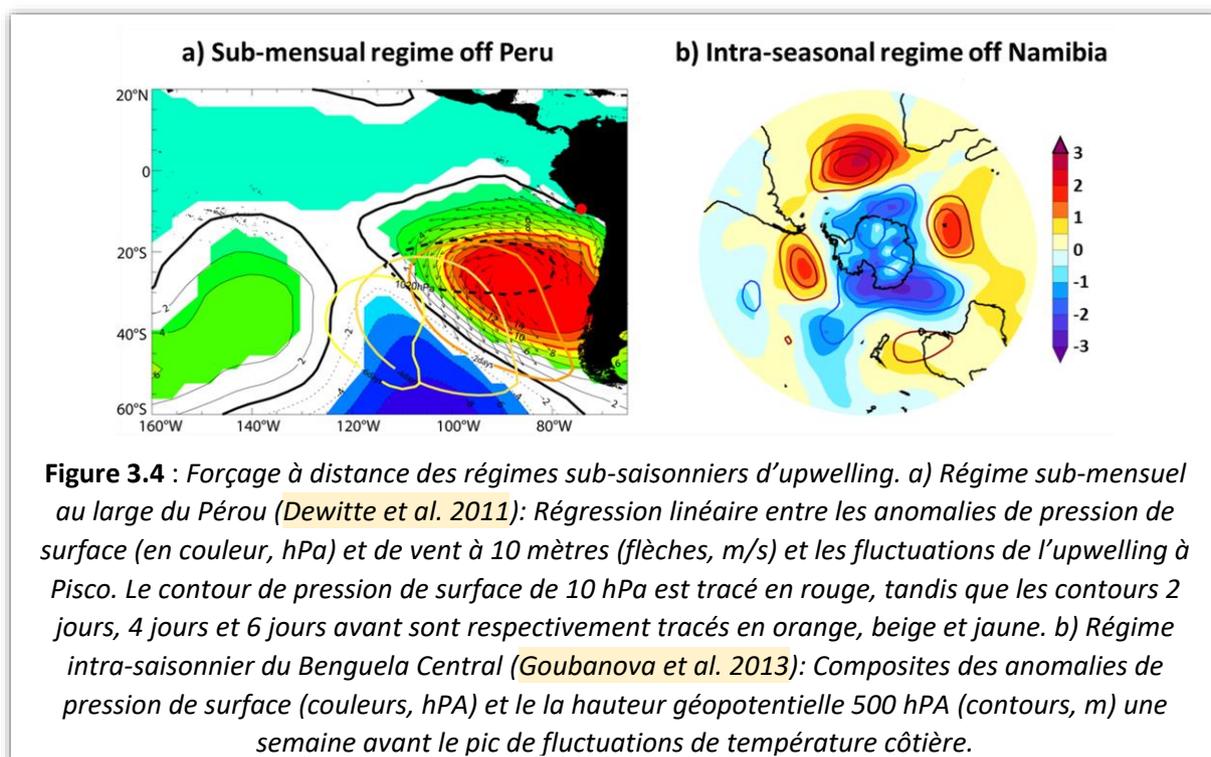
Mes recherches se sont également intéressées aux fluctuations du vent côtier en lien avec la variabilité sub-saisonniers des conditions océaniques le long des bords Sud-Est des océans tropicaux Pacifique et Atlantique. Ces travaux sont basés sur une analyse des **modes de co-variabilité** entre les fluctuations du vent côtier et la température de la surface de la mer, en tant que proxy de la variabilité des upwellings côtiers.

La disponibilité de **produits satellites** à relativement haute résolution en vents et température de la surface de la mer, nous a offert l'opportunité de documenter les processus d'interactions air-mer dans ces régions côtières aux échelles de temps sub-saisonniers. Ces observations nous ont permis d'étudier en particulier la relation entre les **modes dominants de variabilité de la température de la surface de la mer et de la tension de vent de surface** dans les régions du Humboldt Nord (Dewitte et al. 2011; Illig et al. 2014) et du Benguela Central (Goubanova et al. 2013). Pour ces deux systèmes d'upwelling de bords Est, nous avons mis en évidence l'existence de **deux régimes de variabilité** de la température de surface, bien distincts et associés à des signatures spatiales caractéristiques de la variabilité de l'upwelling (cf. **Fig.3.3bf**) : un **régime sub-mensuel** [2-30 jours] et un **régime intra-saisonnier** [30-90 jours]. Ces régimes présentent tous deux un cycle saisonnier très marqué avec un maximum en été austral (Décembre à Mars, cf. **Fig.3.3cg**), contrastant fortement avec la modulation saisonnière des vents de surface favorable à l'upwelling, qui atteint son maximum en hiver austral (Juin à Septembre, cf. **Fig.3.3dh**).



Les deux régimes sont liés à la dynamique d'Ekman et sont ainsi **modulés localement** par la tension du vent de surface. Aux échelles sub-mensuelles, ce forçage atmosphérique est contrôlé par le passage de perturbations provenant des latitudes moyennes, qui se propagent à travers les anticyclones du Pacifique et de l'Atlantique Sud-Est (cf. [Fig.3.4a](#)). Une analyse du forçage atmosphérique à grande échelle révèle des différences significatives dans la variabilité intra-saisonnière entre les deux systèmes d'upwelling. Dans le système du Benguela, la variabilité du vent favorable à l'upwelling est modulée, en partie, par la composante intra-saisonnière de l'**Oscillation Antarctique** (cf. [Fig.3.4b](#)). En revanche, dans le système de Humboldt, le forçage à distance n'est pas évident à diagnostiquer. L'analyse des observations satellitaires indique une **double influence** liée à l'Oscillation de Madden-Julian : d'une part via la connexion océanique associée à la propagation des ondes équatoriales Kelvin (cf. [Section III.1](#)), et d'autre part, via une télé-connexion atmosphérique modulant la variabilité de l'Anticyclone du Pacifique Sud, impactant ainsi le vent favorable à l'upwelling le long des côtes Péruviennes (Dewitte et al. 2011).

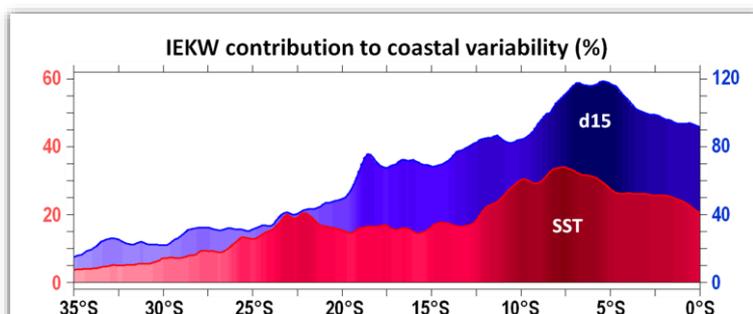
Dans Goubanova et al. (2013), nous avons proposé un **modèle conceptuel** pour expliquer la modulation saisonnière de la relation entre la température de surface de la mer et la tension du vent à l'échelle régionale. Basé sur une décomposition de Reynolds, ce modèle advectif s'écrit comme suit :  $\frac{dT}{dt} = -\tilde{w} \frac{\partial T}{\partial z}$ , où  $\bar{T}$  représente la température moyenne et  $\tilde{w}$  désigne les anomalies sub-saisonnières de vitesse verticale. Ce sont les changements saisonniers de la stratification de l'océan superficiel, en particulier les gradients verticaux de température, qui modulent le processus d'advection verticale, agissant comme un **coefficient d'efficacité** par lequel les vents côtiers peuvent provoquer des variations de température de surface. Nous avons ainsi pu réconcilier les apparentes incohérences entre les amplitudes et la modulation saisonnière des activités sub-mensuelles et intra-saisonnières du vent et de la température de surface dans les deux systèmes côtiers.



Ce travail a soulevé des questions scientifiques pertinentes concernant le contrôle de la variabilité climatique régionale dans les systèmes d'upwelling, influencée par la variabilité d'origine équatoriale et modulée par les modes climatiques à grande échelle. De plus, ces études ont proposé une méthodologie adaptée à l'analyse de la variabilité dans les systèmes d'upwelling et ont révélé les **limitations** liées à l'utilisation des données satellites, notamment le manque de documentation dans les zones côtières (en raison de la pollution du signal satellite par la présence des continents) et l'absence d'accès à l'information en subsurface.

Dans Illig et al. (2014), nous avons prolongé l'étude de Dewitte et al. (2011) afin d'examiner les **mécanismes de forçage** de la variabilité de la température de surface de la mer le long de la côte Péruvienne, en nous basant sur l'**expérimentation avec le modèle** océanique régional CROCO (anciennement ROMS, CROCO Team et al. (2024)). Préalablement, dans le cadre du **projet CORDEX**, nous avons élaboré une configuration pour le Pacifique Sud-Est sur le domaine [100°W-côte ; 40°S-15°N] et sélectionné le forçage atmosphérique le plus adapté. Notamment, une étude de sensibilité à laquelle j'ai contribué (Cambon et al. 2013) a évalué la pertinence des produits de vent et de tension de vent dérivés d'une méthode de **downscaling** statistique appliquée aux réanalyses atmosphériques basse résolution, en utilisant les données satellitaires QuikSCAT. Les résultats ont démontré une amélioration significative de la représentation de la dynamique océanique côtière, tant en moyenne qu'en termes de variabilité intra-saisonnière et interannuelle, grâce à ce forçage atmosphérique corrigé par rapport à l'utilisation directe des réanalyses atmosphériques à basse résolution. Ce forçage permet notamment de simuler de manière réaliste les modes spatiaux de l'activité tourbillonnaire, traduisant une meilleure représentation de la structure verticale moyenne près des côtes (qui conditionne l'instabilité barocline) ainsi que de la variabilité du forçage.

Dans le cadre du **projet CNES EBUS-SOUTH** (2012-2016, dont j'étais Co-PI), nous avons étudié les rôles respectifs des forçages locaux (vent et flux de chaleur) et à distance (mode atmosphérique de variabilité à grande échelle, connexion océanique équatoriale) sur la variabilité océanique côtière dans les deux systèmes d'upwelling de l'hémisphère Sud. Pour ce faire, nous avons réalisé une série d'expériences de sensibilité avec le modèle océanique régional CROCO, jouant sur les forçages prescrits en surface et aux frontières latérales. Pour le système du Benguela, les simulations numériques, menées dans le cadre de la **thèse de M.-L. Bachèlery** (2013-2016, cf. **Section VII.2a**) que j'ai co-dirigée, ont corroboré les résultats observationnels de Goubanova et al. (2013) (cf. **Section IV.1**). Elles ont montré que 99% des variations sub-saisonnières du niveau de la mer côtier (moyenne 0-30°S) sont contrôlées par les fluctuations du **vent local** (cf. **Fig.4.2**), contre seulement 17% pour le **forçage à distance** (Bachèlery et al. 2016a). Concernant le chantier Pacifique Sud-Est, les simulations numériques ont été réalisées sur le calculateur du laboratoire de modélisation de l'IMARPE au Pérou et les analyses ont été effectuées en collaboration avec des chercheurs de ce laboratoire, dans le cadre du **LMI**



**Figure 3.5 :** Pourcentage de la variabilité intra-saisonnière de la profondeur de la thermocline (isotherme 15°C, en bleu, échelle de droite) et de la température de surface (en rouge, échelle de gauche) expliquée par la connexion équatoriale en fonction de la latitude (Illig et al. 2014).

**DISCOH.** Les résultats ont révélé que, contrairement aux attentes, au Pérou Central sur la période 2000-2008, seulement ~20% de la variabilité intra-saisonnière de la température de surface peut être attribuée à la connexion océanique équatoriale (cf. [Fig.3.5](#)), le régime intra-saisonnier étant principalement forcé par les vents côtiers (Illig et al. 2014). Cela est contre-intuitif, étant donné que les fluctuations intra-saisonnières de tension de vent à la côte Péruviennes sont les plus faibles en été austral (non significative, cf. [Fig.3.3d](#)), tandis que les ondes équatoriales de Kelvin, énergétiques en été austral, se propagent effectivement le long de la côte au-delà de 20°S, modulant la profondeur de la thermocline (cf. [Fig.3.5](#)).

La séquence temporelle associée au forçage local a été analysée à l'aide de composites du **bilan de chaleur dans la couche de mélange** océanique pour les événements intra-saisonnier d'upwelling et de downwelling identifiés dans le modèle. Les résultats montrent que la variabilité intra-saisonnière du vent côtier (maximale en hiver austral, cf. [Fig.3.3d](#)) est **modulée par la stratification océanique** (gradient vertical de température et profondeur de la couche de mélange), ce qui permet d'expliquer la modulation saisonnière du signal en température de surface (maximum en été boréal, cf. [Fig.3.3c](#)). L'analyse du forçage à grande échelle a mis en évidence le rôle de l'Oscillation de Madden-Julian dans la modulation de la position et de l'intensité de l'anticyclone du Pacifique Sud-Est qui impacte directement le vent favorable à l'upwelling.

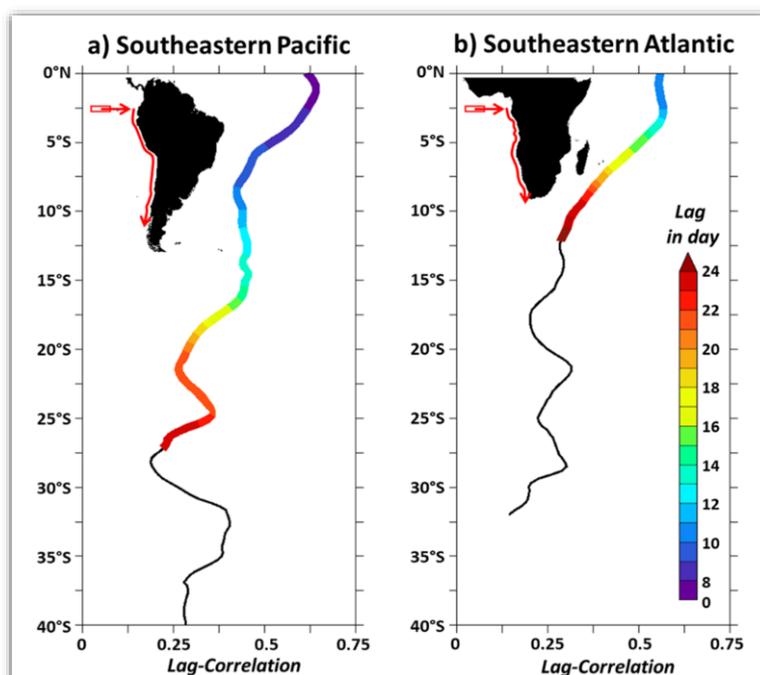
Plus au Sud, **le long des côtes Chiliennes**, la structure spatiale et la variabilité temporelle des vents favorables à l'upwelling ont aussi une forte influence sur l'équilibre des flux qui contrôlent la température de surface océanique. Dans ce contexte, nous avons analysé les répercussions du **jet atmosphérique côtier d'Octobre 2000** sur l'upwelling près de *Punta Lengua de Vaca* (~30°S) dans la région du Chili Central (Renault et al. 2012). Cette étude, menée dans le cadre de la thèse de Lionel Renault, s'est appuyée sur une approche combinant des modèles régionaux forcés à haute résolution, tant atmosphériques (WRF à 30km et à 10km de résolution) qu'océaniques (CROCO, à 10km de résolution). Elle a permis de distinguer la contribution respective des termes d'advection, de mélange et de flux de surface dans un bilan de chaleur simplifié de la couche de mélange océanique, près de la côte, puis dans le cœur du jet côtier (à 100km au large). Par ailleurs, des tests de sensibilité ont été réalisés pour évaluer l'impact de la représentation du drop-off atmosphérique sur les résultats obtenus.

Ces études, qui ont comparé des analyses d'observations à des simulations numériques, ont révélé qu'aux échelles de temps sub-saisonnières (< 3 mois), les fluctuations de la température de surface le long des côtes Sud-Ouest de l'Amérique du Sud et de l'Afrique sont principalement régies par les **variations du vent local**. Elles ont mis en lumière l'importance des conditions océaniques saisonnières sur la modulation de l'activité intra-saisonnière de l'upwelling côtier. En outre, nos analyses ont également indiqué qu'aux fréquences intra-saisonnières, il existe une différence significative dans la **connexion océanique avec la variabilité équatoriale**, d'une part pour la réponse thermodynamique en surface et d'autre part en termes de signature dynamique, associée aux fluctuations de la profondeur de la thermocline côtière. En effet, les résultats de modélisation de Illig et al. (2014) ont révélé que plus de 70% des variations intra-saisonnières de la profondeur de la thermocline sont contrôlées à distance par la variabilité équatoriale (cf. [Fig.3.5](#)). Nos résultats soulignent donc le rôle crucial de la variabilité équatoriale dans la modulation des conditions océaniques régionales en subsurface. Les études dédiées à cette thématique sont présentées dans la section suivante.

### III.3. Latitude maximale de la connexion océanique avec la variabilité équatoriale

La variabilité océanique (température, courants, niveau de la mer) dans les systèmes d'upwelling côtiers de Humboldt et du Benguela sont liés à la **variabilité équatoriale**. Une partie de l'énergie des ondes équatoriales incidentes (ondes de Kelvin équatoriales) est en effet transmise vers le Sud le long des côtes Sud-Américaines et Africaines sous forme d'ondes piégées à la côte, où elles impactent l'écosystème marin (habitats halieutiques, pêches) et le climat régional (précipitations).

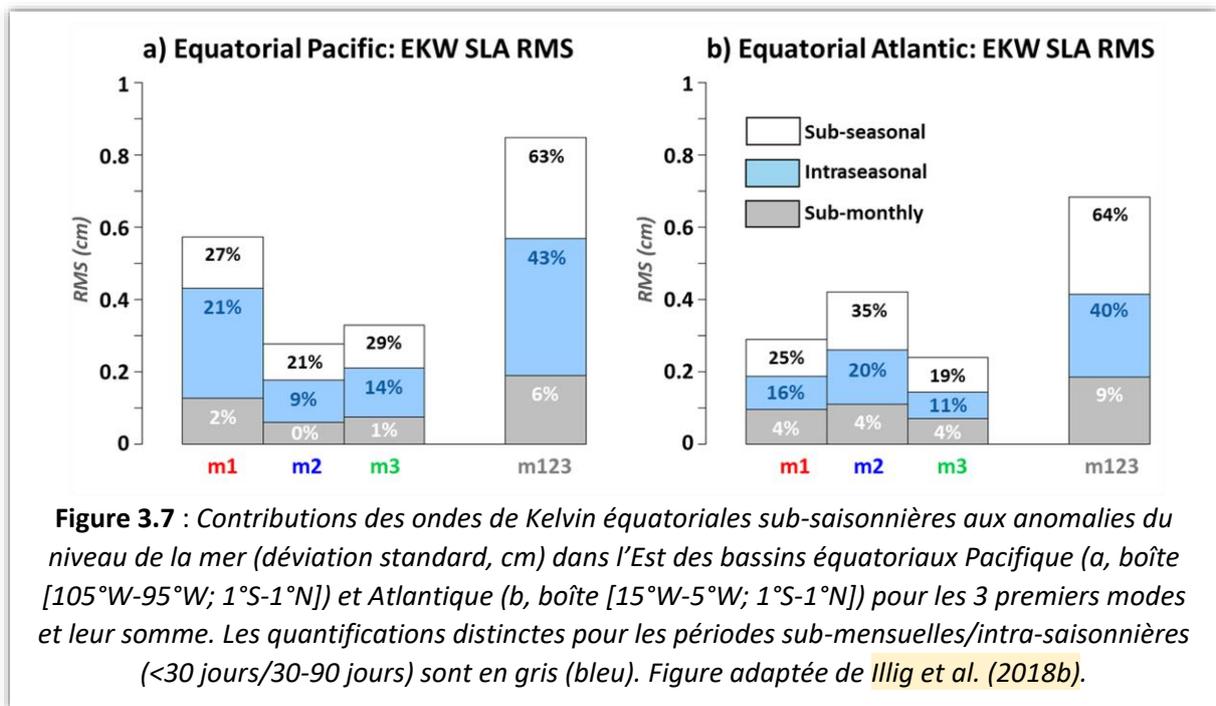
Dans le cadre du **LMI ICEMASA** et en collaboration avec des chercheuses Sud-Africaines et Allemandes, j'ai mené une **étude inter-comparative** sur la dynamique des ondes côtières aux échelles de temps sub-saisonniers dans les Océans Pacifique et Atlantique Sud-Est. Pour ce faire, nous avons utilisé conjointement des modèles de circulation océanique régionale et des modèles linéaires, dont les simulations ont été réalisées sur le ordinateur de l'université du Cap. Nous avons également développé un nouvel outil numérique permettant d'extraire la contribution des ondes côtières à partir des sorties de modèles océaniques complexes à haute résolution (cf. **Section II.2b**). Ce projet de recherche a abouti à la publication de trois articles scientifiques, dont l'un, publié dans **Nature Scientific Reports** en 2019, a été particulièrement remarqué par l'éditeur en chef, qui m'a invitée à rejoindre leur comité éditorial.



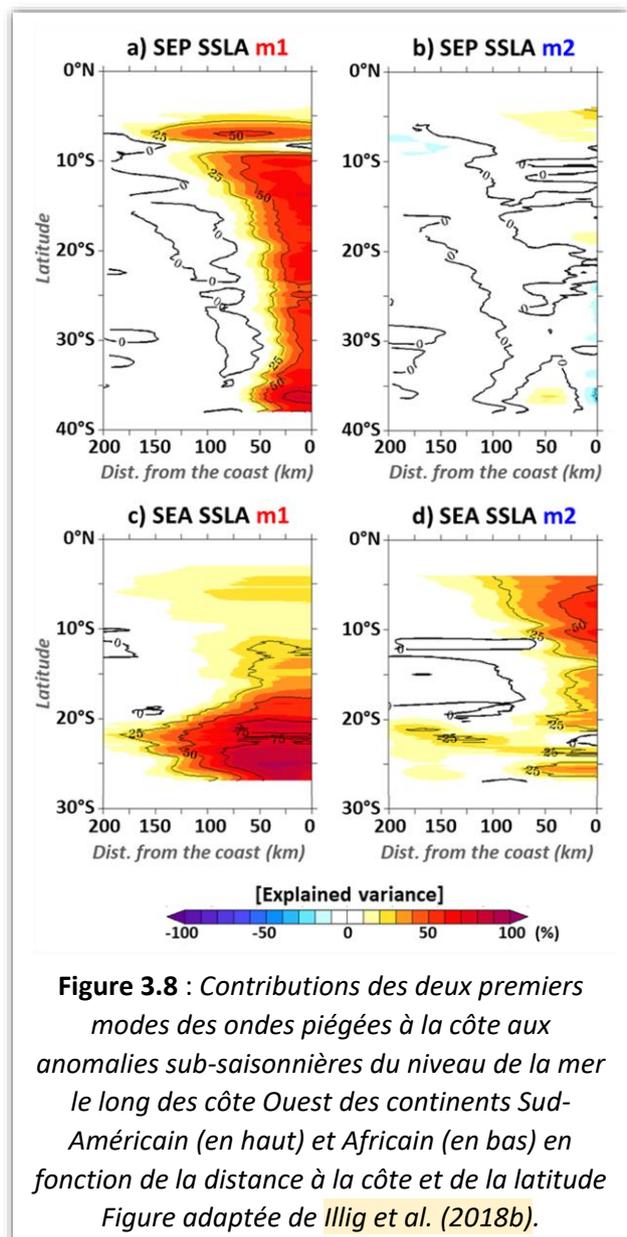
**Figure 3.6 :** Corrélation maximale entre les anomalies sub-saisonniers du niveau de la mer (données altimétriques AVISO sur la période 2000-2008) dans l'Est du guide d'ondes équatorial (moyenne dans les boîtes [105°W-95°W; 1°S-1°N] et [15°W-5°W; 1°S-1°N]), et celles le long de la côte Ouest des continents Sud-Américain (a) et Africain (b), en fonction de la latitude (moyenne dans la bande côtière de largeur 1°). Un décalage temporel croissant est permis afin de tenir compte du temps de propagation du signal (couleurs, en jours). L'absence de couleur indique que la corrélation n'est pas statistiquement significative (à 95%) ou que les décalages temporels ne sont plus croissants. Figure adaptée de Illig et al. (2018b).

Cette étude est partie de la mise en évidence d'une **différence majeure** entre les deux bassins tropicaux : aux fréquences sub-saisonniers, le signal altimétrique du niveau de la mer révèle que la variabilité côtière reste cohérente avec le signal équatorial jusqu'à 27°S dans le Pacifique Sud-Est (cf. **Fig. 3.6a**), tandis que dans le bassin Atlantique, sa signature s'estompe au Sud de 12°S (cf. **Fig. 3.6b**), n'atteignant pas le système d'upwelling du Benguela (17°S-33°S).

Pour expliquer cette différence, nous avons développé des **configurations jumelles** du modèle océanique régional CROCO à haute résolution pour les régions du Pacifique Sud-Est et de l'Atlantique Sud-Est, ainsi qu'une technique novatrice permettant d'estimer la contribution des ondes longues à la variabilité côtière (cf. **Section II.2b**). Cette nouvelle



approche a permis d'extraire la **contribution des ondes côtières** se propageant vers le Sud dans ces deux systèmes, avec des vitesses de propagation proches des valeurs théoriques et avec des amplitudes en accord avec la dynamique simplifiée d'un modèle linéaire côtier (Illig et al. 2018a). Nous avons ensuite comparé les **caractéristiques des ondes côtières** entre les deux systèmes : leur forçage à l'équateur, leur dissipation/dispersion au cours de leur propagation et leur réénergisation par les vents côtiers. Les résultats, présentés dans Illig et al. (2018b), montrent que la différence entre les deux systèmes en lien avec la variabilité équatoriale peut être attribuée aux **caractéristiques distinctes de leur forçage équatorial sub-saisonnier** (cf. Fig.3.7). Ce dernier n'est pas significativement plus fort dans le Pacifique que dans l'Atlantique Équatorial, en revanche la contribution relative des modes est distincte. Dans le bassin Pacifique, le forçage équatorial sub-saisonnier favorise les ondes côtières du premier mode barocline, rapides et faiblement dissipatives, qui se propagent aux hautes latitudes dans le système de Humboldt (cf. Fig.3.8). Le forçage local côtier en vent se projette aussi

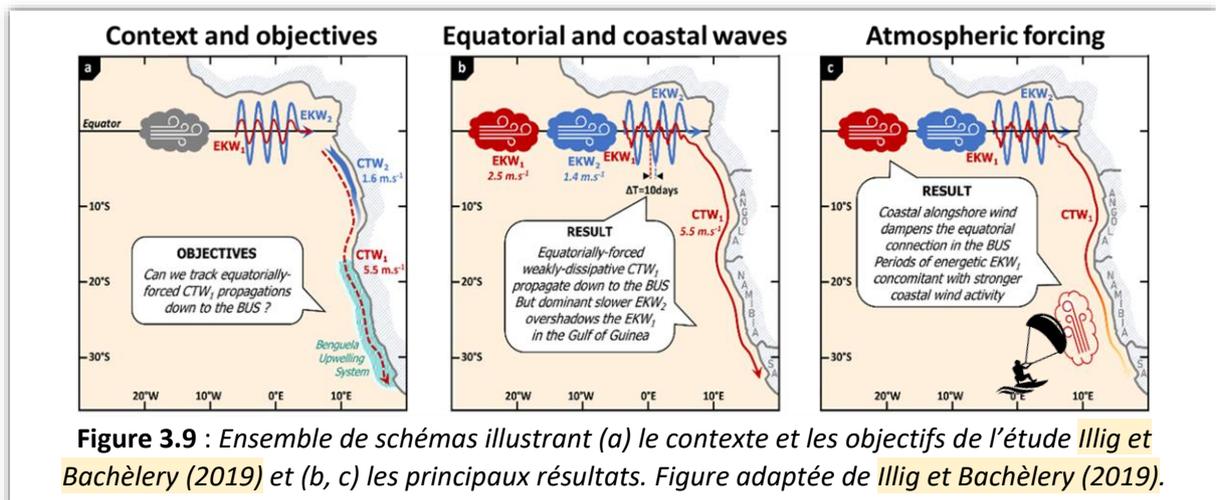


préférentiellement sur le premier mode et explique la perte de cohérence vers 27°S le long des côtes Chiliennes. Au Sud-Ouest de l’Afrique, les ondes côtières forcées à l’équateur sont dominées par le deuxième mode barocline et se dissipent vers 12°S (cf. [Fig.3.8](#)), latitude au Sud de laquelle les vents côtiers sub-saisonniers deviennent énergiques et participent à rompre le lien avec la variabilité équatoriale. Nos analyses ont également montré que la dissipation des ondes côtières et le couplage entre les modes sont significativement plus importants en Atlantique comparé au Pacifique, ce qui participe à la perte rapide de cohérence avec la variabilité équatoriale.

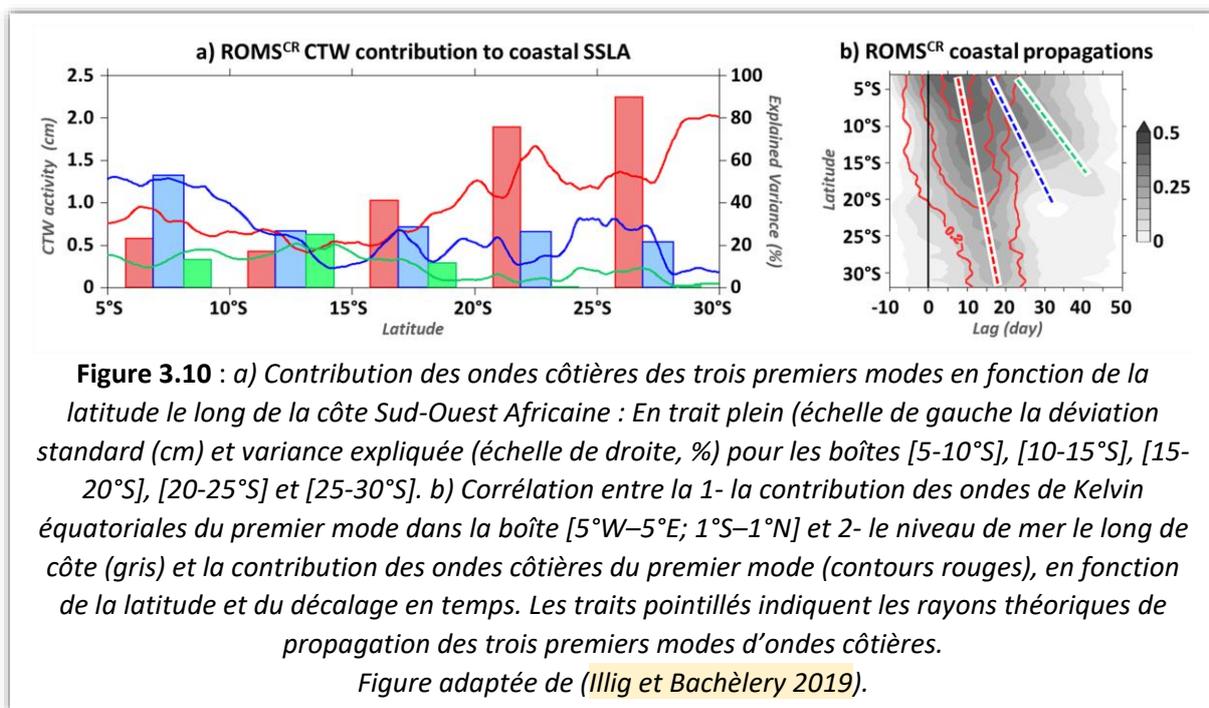
En conclusion, ces régions sont caractérisées par des **forçages équatoriaux sub-saisonniers distincts** qui contrôlent la latitude maximale à laquelle la connexion équatoriale peut être détectée par altimétrie.

Dans la continuité de cette étude, nous nous sommes focalisées sur la dynamique des **ondes du premier mode** en Atlantique Sud-Est (Illig et Bachèlery 2019). Ces ondes sont rapides et faiblement dissipatives lorsqu'elles se propagent le long de la côte. Elles sont donc favorables à une connexion avec la variabilité équatoriale aux hautes latitudes (cf. [Fig.3.7](#) et [Fig.3.9a](#)). Néanmoins, nos études précédentes (Goubanova et al. 2013; Bachèlery et al. 2016a; Illig et al. 2018b) suggéraient qu’aux échelles de temps sub-saisonniers, la connexion équatoriale linéaire n’atteignait pas le système d’upwelling du Benguela, au Sud de 17°S. Cette étude a remis en cause ce résultat.

Les analyses de simulations numériques de différentes complexités ont révélé que les **ondes de Kelvin du premier mode** sont actives dans l’Est de l’Atlantique Équatorial. Cependant, **leur signature en surface est masquée** par d’autres processus océaniques dominants la variabilité du niveau de la mer, les rendant **difficilement détectables par l’altimétrie**. En particulier, le deuxième mode barocline domine la variabilité sub-saisonnaire dans le golfe de Guinée (cf. [Fig.3.7b](#)) et éclipse la contribution du premier mode. Ce deuxième mode est plus lent et atteint son pic de variabilité 10 jours après le passage de la contribution camouflée du premier mode. Dans ce laps de temps, les ondes piégées à la côte du premier mode, forcées à distance par les ondes équatoriales du premier mode, influencent déjà la variabilité de l’écosystème de l’upwelling de Benguela, presque en phase avec les fluctuations du niveau de la mer sub-saisonniers dans le golfe de Guinée. Grâce aux techniques de décomposition en ondes équatoriales et côtières (Illig et al. 2018a), nous avons calculé les corrélations entre modes équatoriaux et côtiers, démontrant pour la première fois que des **ondes côtières forcées à l’équateur se propagent jusqu’à la pointe de l’Afrique**, où elles peuvent affecter l’équilibre des écosystèmes marins locaux (cf. [Fig.3.9b](#) et [Fig.3.10](#)).



**Figure 3.9** : Ensemble de schémas illustrant (a) le contexte et les objectifs de l’étude Illig et Bachèlery (2019) et (b, c) les principaux résultats. Figure adaptée de Illig et Bachèlery (2019).



L'étude s'intéresse ensuite aux périodes durant lesquelles le forçage des ondes équatoriales du premier mode est plus énergétique entre 1993 et 2008. Ces dernières sont propices à une forte connexion avec la variabilité équatoriale pouvant éclipser la variabilité forcée localement par les fluctuations du vent côtier. Les résultats suggèrent cependant l'existence d'une **connexion atmosphérique à grande échelle**, telle qu'une forte activité des ondes côtières forcées à l'équateur, coïncide avec une forte variabilité des vents côtiers dans le Nord du Benguela, qui rompt la connexion équatoriale et contrôle la latitude maximale à laquelle la dynamique équatoriale impacte les ressources marines locales (cf. [Fig.3.9c](#)).

À des fins de prévision, l'activité de ces ondes équatoriales spécifiques du premier mode ne peut malheureusement pas être monitorée à partir du réseau d'observations actuel. Notre nouvelle technique de décomposition des sorties de modèles régionaux en ondes équatoriales et côtières (cf. [Section II.2b](#)) apparaît donc comme un **outil puissant** pour suivre la propagation de ces ondes. Nous concluons que notre décomposition modale devrait être appliquée aux modèles opérationnels afin d'anticiper les fluctuations des ressources de l'écosystème du Benguela et du climat régional.

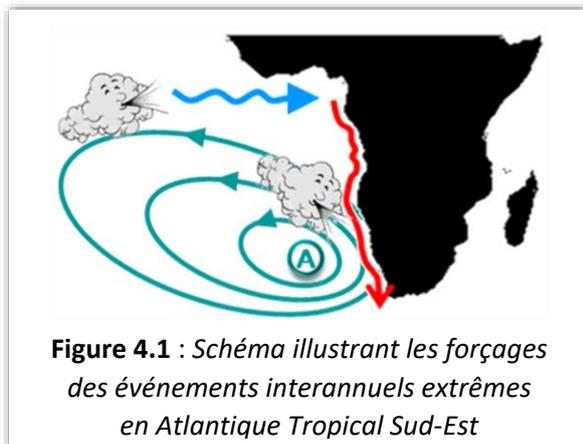


## Chapitre 4

# VARIABILITÉ ET ÉVÉNEMENTS INTERANNUELS EXTRÊMES EN ATLANTIQUE TROPICAL SUD-EST

En Atlantique Tropical, la dynamique océanique et biogéochimique est dominée par le **cycle saisonnier**, aux fréquences annuelles et semi-annuelles. Les variations des courants, de la température et de la chlorophylle sont forcées par la modulation saisonnière des Alizés, laquelle est associée au déplacement méridien de l'anticyclone de l'Atlantique Sud. Le cycle saisonnier présente une amplitude trois fois supérieure à celle des fluctuations observées aux échelles de temps sub-saisonniers ou interannuelles. Par conséquent, une partie de la **variabilité interannuelle** est souvent perçue comme une simple modulation (augmentation/diminution) et/ou un déphasage de ce cycle saisonnier, rendant parfois difficile l'isolement de la variabilité interannuelle du reste du signal. Cependant, certaines années, des **événements interannuels extrêmes** se développent au large de l'Angola et de la Namibie en fin d'été austral (Mars-Avril). Les événements chauds, appelés **Benguela Niños**, se caractérisent par des anomalies de la température de surface côtière pouvant atteindre 3-4°C au-dessus des moyennes saisonnières, accompagnées d'un approfondissement de la profondeur de la thermocline et d'une modulation du niveau de la mer. Ces événements sont associés à une atténuation remarquable de l'upwelling côtier, avec des conséquences importantes pour les écosystèmes marins, les pêcheries locales et le climat régional.

Depuis le début des années 2010, les mécanismes de forçage de ces événements interannuels côtiers ont fait l'objet de nombreux débats au sein de la communauté scientifique. Deux mécanismes principaux ont été proposés (**Fig.4.1**) : d'une part, un **forçage local** associé aux fluctuations de la tension de vent surface le long de la côte dans le système d'upwelling du Benguela (Richter et al. 2010),



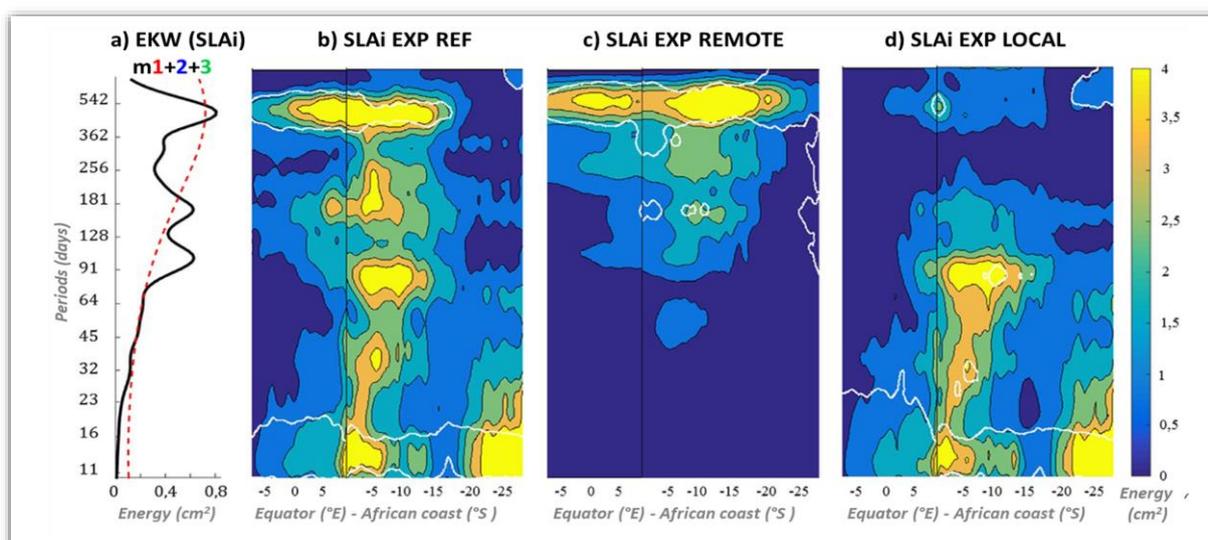
et d'autre part, un **forçage à distance** lié à la connexion océanique linéaire avec la variabilité équatoriale (Florenchie et al. 2003; Lübbecke et al. 2010) à travers la propagation d'ondes de Kelvin équatoriales suivies d'ondes piégées à la côte se propageant vers les pôles, associées à une modulation des Alizés dans la partie Ouest du bassin équatorial.

Ce chapitre a pour objectif de présenter les résultats de mes recherches qui ont permis de documenter la **variabilité interannuelle océanique et biogéochimique** le long des côtes de l'Angola, de la Namibie et de l'Afrique du Sud. En collaboration avec les chercheurs Sud-Africains, nous avons analysé la dynamique des événements côtiers extrêmes, chauds et froids, et démontré l'importance du **forçage à distance** par rapport au **forçage local** dans le déclenchement et l'évolution de ces événements interannuels. Ces travaux ont significativement enrichi notre compréhension de la phénologie des événements *Benguela Niño* et *Benguela Niña*, ouvrant des perspectives pour une gestion améliorée des ressources marines et des écosystèmes côtiers. Nos analyses ont révélé des mécanismes complexes régissant la dynamique océanique régionale aux échelles interannuelles, mettant en lumière les interactions océan-atmosphère à l'échelle du bassin Atlantique.

## IV.1. Variabilité interannuelle le long de la côte Sud-Ouest Africaine

Dans le cadre du **projet CNES EBUS SOUTH** (2012-2016, dont j'étais Co-PI), nous avons étudié la variabilité côtière dans les systèmes d'upwelling de l'hémisphère Sud. Evaluer les rôles respectifs du forçage local atmosphérique et du forçage à distance (ondes équatoriales) sur les processus océaniques participant à la variabilité des masses d'eau dans l'upwelling du Benguela Nord et déterminer la latitude jusqu'à laquelle la signature des ondes côtières peut être observée en surface et en subsurface étaient les objectifs principaux de la **thèse de M.-L. Bachèlery** (2013-2016, cf. **Section VII.2a**) que j'ai co-dirigée. En suivant la méthodologie de Illig et al. (2014), basée sur l'expérimentation avec le modèle océanique régional CROCO, nous avons développé plusieurs simulations de l'**Atlantique Sud-Est** ([10°W-côte; 30°S-10°N]): une simulation de référence préalablement validée avec des observations, ainsi que 5 expériences de sensibilité qui diffèrent par leurs forçages, climatologiques ou interannuels, à la surface ou aux frontières latérales ouvertes. En supposant une certaine linéarité, ces expériences ont permis d'**isoler la contribution de chaque forçage** influençant la variabilité côtière dans l'upwelling du Benguela Nord aux fréquences sub-saisonnnières et interannuelles et d'évaluer les mécanismes responsables du développement des événements interannuels extrêmes.

En accord avec les études précédentes (Florenchie et al. 2003; Lübbecke et al. 2010), l'analyse des fluctuations interannuelles du niveau de la mer le long de la côte Sud-Ouest Africaine à partir de nos simulations numériques a montré que c'est **le forçage équatorial qui contrôle la variabilité océanique interannuelle côtière** (380-520 jours, ~16 mois, cf. **Fig.4.2**) et explique l'émergence des événements *Benguela Niño/Niña* (Bachèlery et al. 2016a). En revanche, nos résultats montrent que la variabilité sub-saisonnnière (11-90 jours) est déterminée par les fluctuations du vent côtier, en accord avec les résultats de Goubanova et al. (2013) obtenus par l'analyse d'observations (cf. **Section III.2**). Grâce aux expériences de sensibilité, nous avons quantifié, pour la première fois, les contributions respectives de chaque forçage sur la variabilité interannuelle côtière entre 2000 et 2008 : la connexion océanique avec la variabilité équatoriale contribue à hauteur de 89% de la variabilité côtière (moyenne [0-30°S]), tandis que le forçage local représente moins de 29% de cette variabilité.



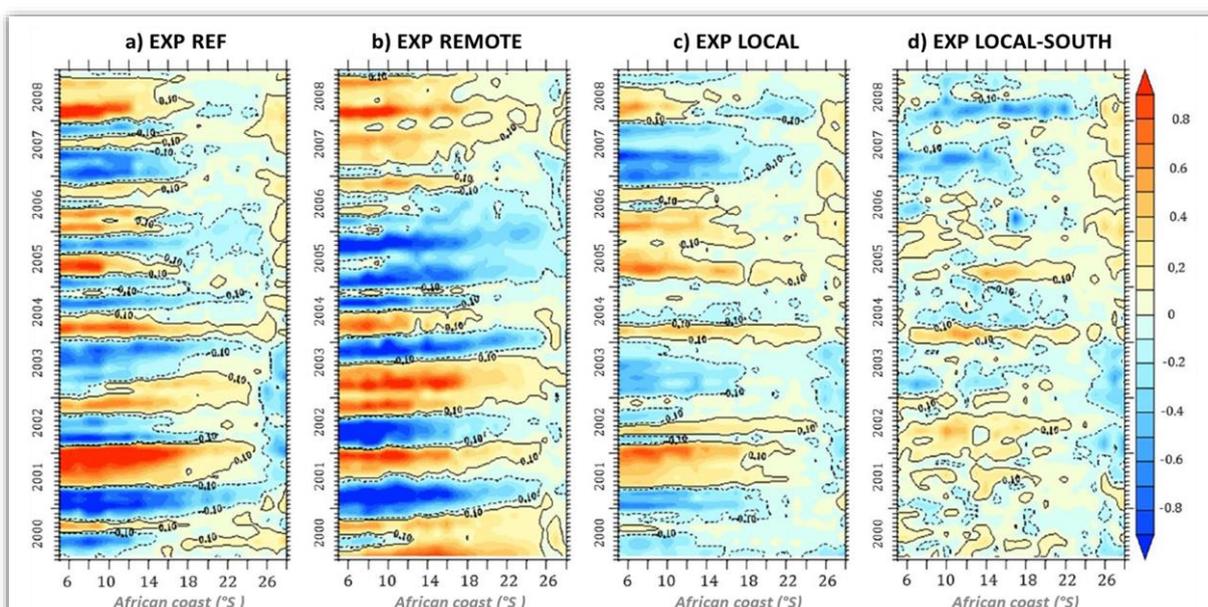
**Figure 4.2** : Spectres en ondelettes normalisés des anomalies interannuelles du niveau de la mer (SLAi,  $\text{cm}^2$ ) a) du forçage équatorial (contribution des trois premiers modes d'ondes de Kelvin) et de la variabilité côtière simulée par b) la simulation de référence, c) l'expérience numérique dans laquelle seul le forçage à distance génère de la variabilité interannuelle, et d) l'expérience où seul le forçage local atmosphérique est actif aux échelles de temps interannuelles.

Figure adaptée de Bachèlery et al. (2016a).

Les fluctuations côtières interannuelles observées en température, courants et niveau de la mer sont donc causées par des **propagations régulières d'ondes côtières**, forcées à l'équateur. Les anomalies du niveau de la mer à la côte ont révélé des propagations relativement lentes (1,09 et 0,89 m/s) vers le pôle Sud jusqu'à la limite Nord de l'upwelling du Benguela (17°S). En revanche, en subsurface, la signature des ondes côtières est plus forte (maximale vers 80 mètres de profondeur) et nous a permis, à partir de l'analyse des anomalies interannuelles de densité et de courants, de détecter ces ondes plus au Sud, jusqu'à 24°S. Ainsi, **Bachèlery et al. (2016a)** a démontré pour la première fois que les ondes côtières forcées à l'équateur peuvent **influencer la dynamique océanique dans l'upwelling du Benguela**.

À partir de l'expérience numérique où seul le forçage équatorial peut générer de la variabilité interannuelle côtière (expérience REMOTE), nous avons détecté des **propagations côtières cohérentes jusqu'à 30°S**, la frontière Sud du modèle. Plusieurs facteurs ont été identifiés comme modulant l'amplitude des ondes côtières forcées à l'équateur et la latitude maximale à laquelle elles peuvent être détectées (cf. **Fig.4.3**) : (1) La variabilité interannuelle du courant du Benguela à 30°S ; (2) La variabilité interannuelle du vent dans le Golfe de Guinée, qui peut générer des ondes côtières en phase ou non avec les ondes de Kelvin équatoriales forcées dans le Centre et l'Ouest du bassin équatorial ; (3) La variabilité interannuelle du vent local le long de la côte Sud-Ouest Africaine.

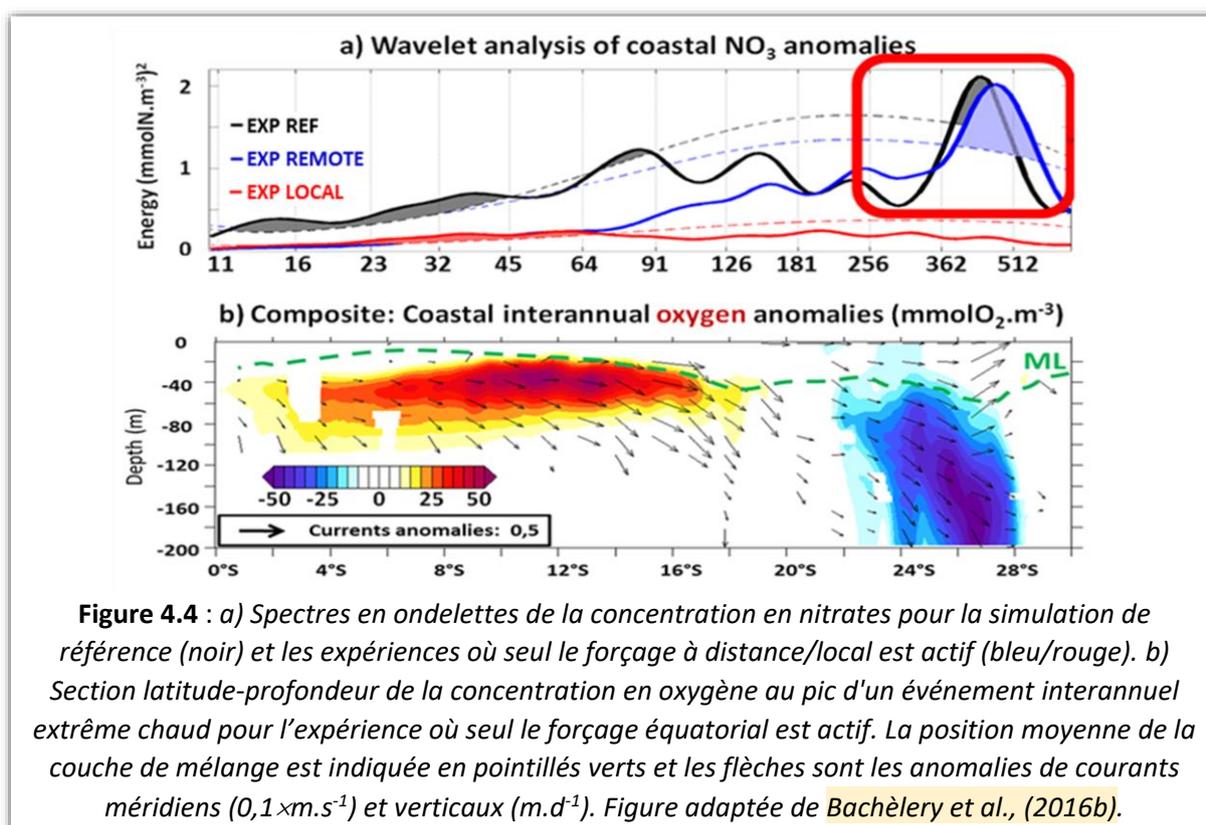
Notamment, même dans les conditions idéalisées de l'expérience REMOTE, les anomalies de température ne sont détectées que jusqu'à 26°S en subsurface. Pour comprendre les différences entre la dynamique et la thermodynamique, nous avons analysé le **bilan de chaleur du modèle**. Les résultats ont révélé que les variations interannuelles de la température sont principalement contrôlées par les **processus d'advection**. En surface, ils sont contrebalancés par les échanges avec l'atmosphère, masquant la signature des ondes libres sur la température de surface et rendant difficile la détection des propagations côtières. La signature thermodynamique de subsurface est modulée par le **gradient vertical de température moyen** qui est très faible dans la cellule d'upwelling de Lüderitz, au Sud de 26°S.



**Figure 4.3** : Hovmöller des anomalies interannuelles du niveau de la mer (cm) le long de la côte Sud-Ouest Africaine pour a) la simulation de référence, b) l'expérience dans laquelle seul le forçage à distance génère de la variabilité interannuelle, et c) l'expérience où seul le forçage local atmosphérique est actif aux échelles de temps interannuelles, et d) l'expérience dans laquelle le forçage local est actif seulement au Sud de 4°S. Figure adaptée de **Bachèlery et al. (2016a)**.

Dans un deuxième temps, nous avons documenté la variabilité des **cycles biogéochimiques** dans le système d'upwelling du Benguela (Bachèlery et al., 2016b). Pour cela, Marie-Lou a développé une configuration couplée physique-biogéochimique des modèles CROCO et BioEBUS (Gutknecht et al. 2013), basée sur la configuration Atlantique Sud-Est de Bachèlery et al. (2016a). Les comparaisons entre le modèle et les données satellites et *in situ* ont montré que le modèle représente correctement la dynamique biogéochimique dans l'océan Atlantique Tropical Sud-Est. En particulier, il reproduit fidèlement la structure spatiale de la zone de minimum d'oxygène et son prolongement dans l'upwelling du Benguela, ainsi que la distribution des concentrations en nitrates, chlorophylle et production primaire.

Dans la continuité de Bachèlery et al. (2016a), nous avons réalisé un ensemble de simulations de sensibilité visant à analyser l'impact du **forçage équatorial** à distance et du **forçage atmosphérique local** sur les équilibres biogéochimiques le long de l'équateur et de la côte Sud-Ouest Africaine (cf. Fig.4.4a). Aux échelles de temps sub-saisonniers (11-90 jours), la variabilité biogéochimique des concentrations en oxygène, nitrate et la production primaire dans la bande côtière est déterminée par le forçage local (tension de vent et flux de chaleur), tandis qu'aux échelles de temps interannuelles (13-18 mois), elle est contrôlée par le **forçage à distance d'origine équatoriale**. Nous avons ensuite décrit les processus associés au passage des ondes côtières, à partir des bilans biogéochimiques interannuels. Nous avons montré que les anomalies de nitrates et d'oxygène sont contrôlées par les **processus physiques d'advection**. Les modifications des caractéristiques biogéochimiques côtières en subsurface se traduisent par d'importantes variations de la production primaire dans la couche euphotique. Par ailleurs, nos résultats révèlent un fort contraste Nord (0°S-22°S) / Sud (23°S-28°S) de la signature biogéochimique des ondes côtières (cf. Fig.4.4b), associé à une inversion de signe des anomalies interannuelles dans le système du Benguela, en accord avec les données satellites de Chlorophylle. Ce changement brutal du signe des anomalies est dû à une diminution de l'**efficacité de l'advection verticale** associée à la faible intensité du gradient vertical des traceurs biogéochimiques dans l'upwelling du Benguela.



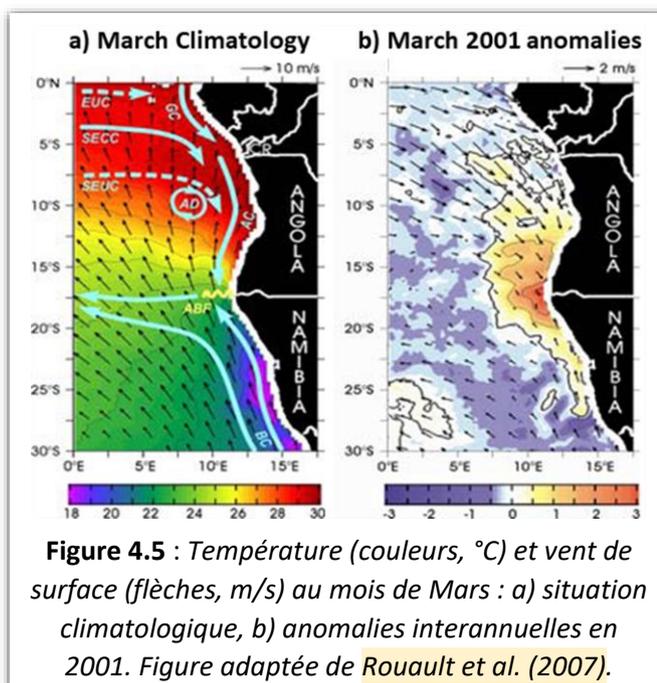
Les résultats de la **thèse de M.-L. Bachèlery** ont permis une avancée majeure de nos connaissances sur la variabilité interannuelle océanique et biogéochimique en Atlantique Sud-Est. Grâce à l'expérimentation avec un modèle océanique régional, ils ont révélé le rôle primordial de la **connexion océanique linéaire avec la variabilité équatoriale** sur la variabilité côtière, jusque dans le système d'upwelling du Benguela Nord (Namibie, Afrique du Sud). Ces résultats ont des implications importantes pour l'étude de la phénologie des événements interannuels extrêmes observés le long des côtes Angolaises et Namibiennes et leur prévision. Ma contribution à cette thématique, qui constituait un volet important de mes activités d'encadrement au sein du **LMI ICEMASA2** (2013-2019), est détaillée dans la section suivante.

## IV.2. Événements extrêmes : Benguela Niños – Benguela Niñas

L'émergence de **températures de surface océaniques plus chaudes** que la moyenne le long des côtes Atlantiques Angolaises et Namibiennes (5°S à 27°S, cf. **Fig.4.5b**) a un impact significatif sur l'écosystème marin et les précipitations de la région. Les événements chauds, lorsqu'ils sont particulièrement intenses, sont appelés **Benguela Niños** (Shannon et al. 1986), par analogie avec la propagation vers le Sud d'eau chaude le long des côtes Équatoriennes et Péruviennes pendant *El Niño*. Des conditions plus froides que la normale peuvent également se développer le long des côtes, et les événements extrêmes sont appelés **Benguela Niñas**.

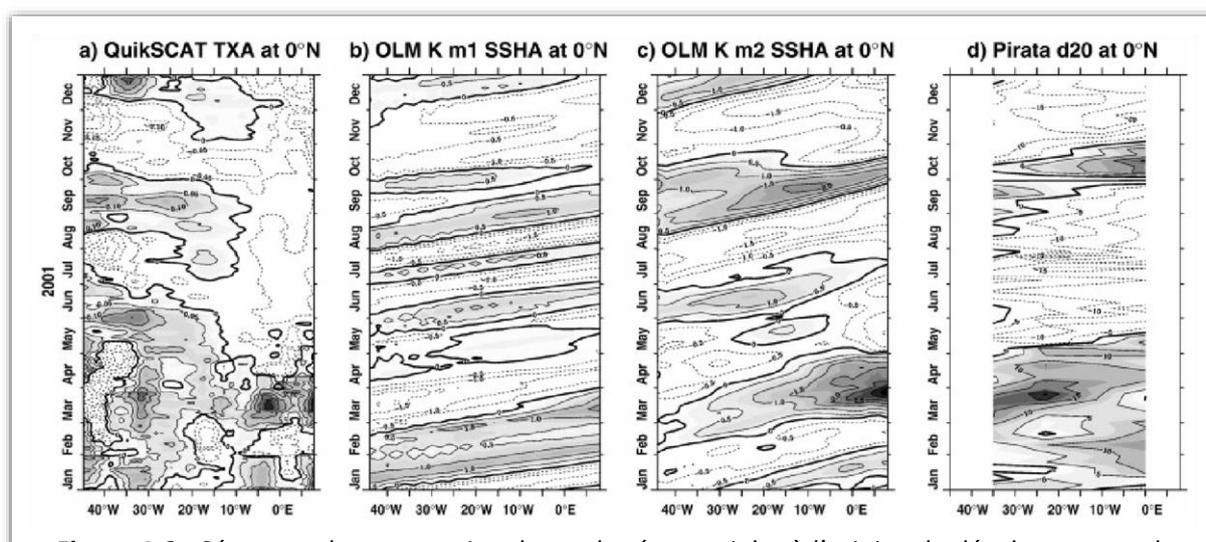
Les *Benguela Niños* ont un **fort impact** sur le système de courant du Benguela Nord, car des eaux chaudes, pauvres en nutriments et en oxygène de l'Angola sont advectées dans le système d'upwelling, remplaçant les eaux froides, riches en nutriments qui remontent habituellement (Rouault et al. 2007). Les *Benguela Niños* entraînent souvent des inondations en Angola et en Namibie, ainsi que des précipitations abondantes dans le désert aride de Namibie (Rouault et al. 2003). Lorsque les événements chauds se développent à la fin de l'été austral (Mars-Avril), pendant le maximum annuel de température de surface de la mer (cf. **Fig.4.5a**) et des précipitations, ils augmentent d'autant plus l'instabilité atmosphérique et les précipitations sur les régions côtières et en Afrique Australe. Ils ont aussi un impact négatif sur les écosystèmes marins et les pêcheries locales, perturbant ainsi les moyens de subsistance des communautés qui dépendent de la pêche.

Cette variabilité est en partie associée au **signal équatorial** (Florenchie et al. 2003) par le biais des ondes piégées à la côte forcées à distance. Dans ce contexte, je me suis naturellement intéressée au devenir des ondes équatoriales le long des côtes Africaines, et dès 2006, j'ai initié une collaboration fructueuse avec l'*Université du Cap* (UCT) qui a donné lieu à la co-publication de 6 articles scientifiques sur les événements *Benguela Niño*. Dans ce contexte, j'ai encadré la thèse d'un étudiant Camerounais, **R. A. Imbol Koungue** (2015-2018, cf. **Section VII.2a**) à UCT.

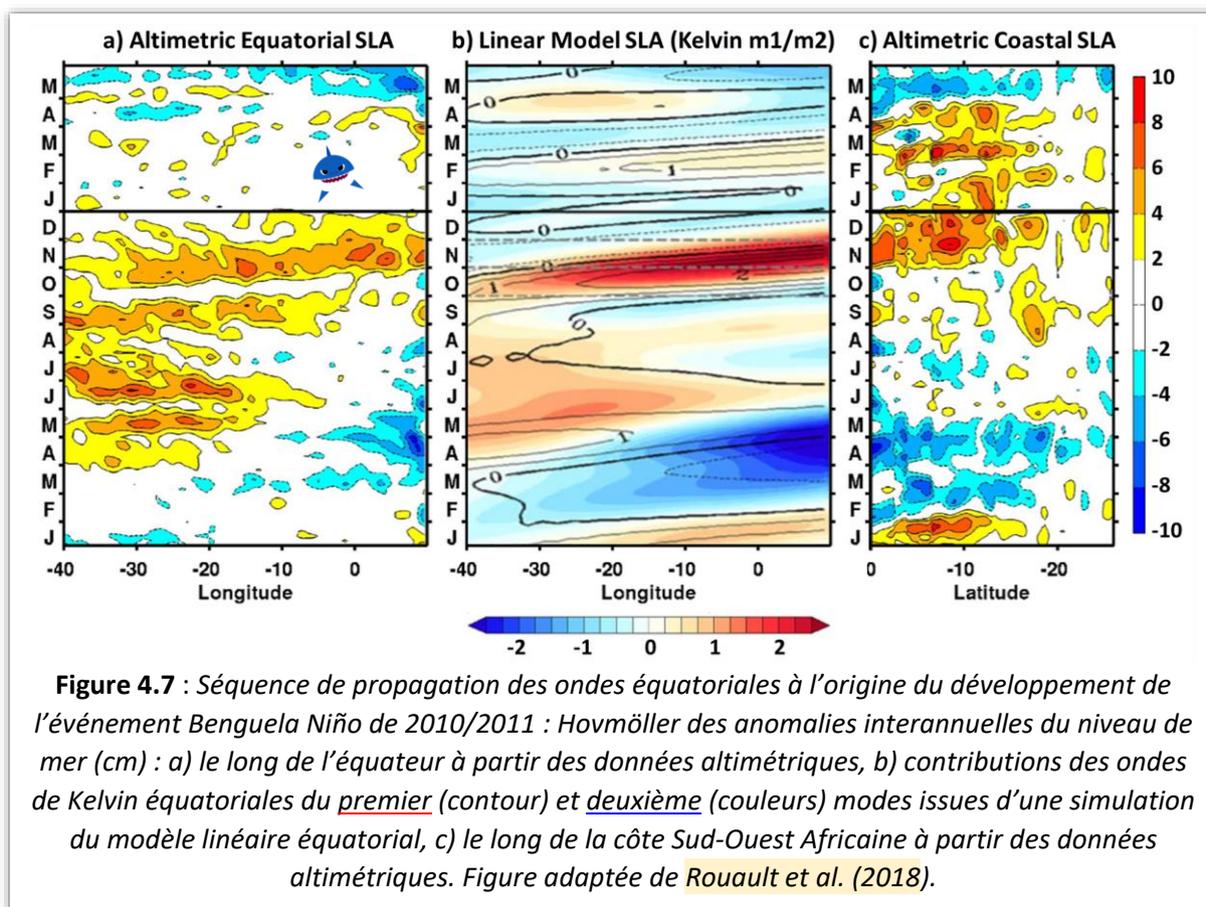


Nous avons en particulier identifié les **forçages dominants** et l'évolution de deux événements *Benguela Niño* extrêmes qui se sont produits en 2001 (Rouault et al. 2007) et en 2010/2011 (Rouault et al. 2018) respectivement. Ces études reposent sur l'analyse d'**observations** satellites de la température de surface et du niveau de la mer, ainsi que de données *in situ*. Nous utilisons notamment les données des mouillages PIRATA comme indicateur de l'activité des ondes équatoriales en subsurface. Les données de salinité recueillies lors de campagnes en mer nous ont permis de quantifier le transport méridien au large de l'Angola et de caractériser la pénétration anormale des eaux chaudes dans le système du Benguela. Dans ces études, j'ai apporté mon expertise sur la **dynamique équatoriale**, en identifiant les propagations clefs à travers l'analyse des **données altimétriques**, que j'ai comparées aux sorties du **modèle linéaire équatorial** développé durant ma thèse. J'ai analysé en particulier l'activité du **deuxième mode barocline**, qui domine la variabilité interannuelle en Atlantique Équatorial (Illig et al. 2004).

À la fin de l'**été austral 2001**, des températures de surface de la mer plus chaudes que la moyenne ont été observées dans le système du courant Angola-Benguela (cf. **Fig.4.5b**) et ont persisté pendant environ trois mois. Dans Rouault et al. (2007), nous avons montré que ces anomalies côtières se sont étendues plus au large de 1 à 4° de longitude et n'étaient pas dues à une interaction locale entre l'océan et l'atmosphère ou à un relâchement des vents du Sud favorables à l'upwelling. Au contraire, elles étaient causées à distance par des interactions océan-atmosphère dans l'Atlantique Équatorial. Dans la bande équatoriale, les observations altimétriques, les données de profondeur de la thermocline PIRATA et les sorties du modèle océanique linéaire équatorial suggèrent que le relâchement des Alizés dans l'Ouest du bassin au début de l'année 2001 (Janvier-Février, cf. **Fig.4.6a**) a déclenché des ondes de Kelvin équatoriales de *downwelling* qui ont traversé le bassin en quelques semaines (cf. **Fig.4.6bc**). Les ondes côtières subséquentes, associées à une surélévation du niveau de mer près de l'Afrique équatoriale, se sont propagées vers le Sud le long de la côte jusqu'au front thermique d'Angola-Benguela (~17°S). Ce processus a augmenté la pénétration saisonnière d'eau chaude et salée d'origine tropicale dans le système d'upwelling d'Angola-Benguela.



**Figure 4.6** : Séquence de propagation des ondes équatoriales à l'origine du développement de l'événement Benguela Niño de 2001 : Hovmöller équatorial des anomalies interannuelles de : a) la tension de vent zonal à partir des données QuikSCAT, bc) les contributions des ondes de Kelvin équatoriales du premier et deuxième mode au niveau de la mer (cm) issues d'une simulation du modèle linéaire équatorial, d) la profondeur de la thermocline (isotherme 20°C, m) à partir des données PIRATA. Les anomalies positives sont grisées. Figure de Rouault et al. (2007).



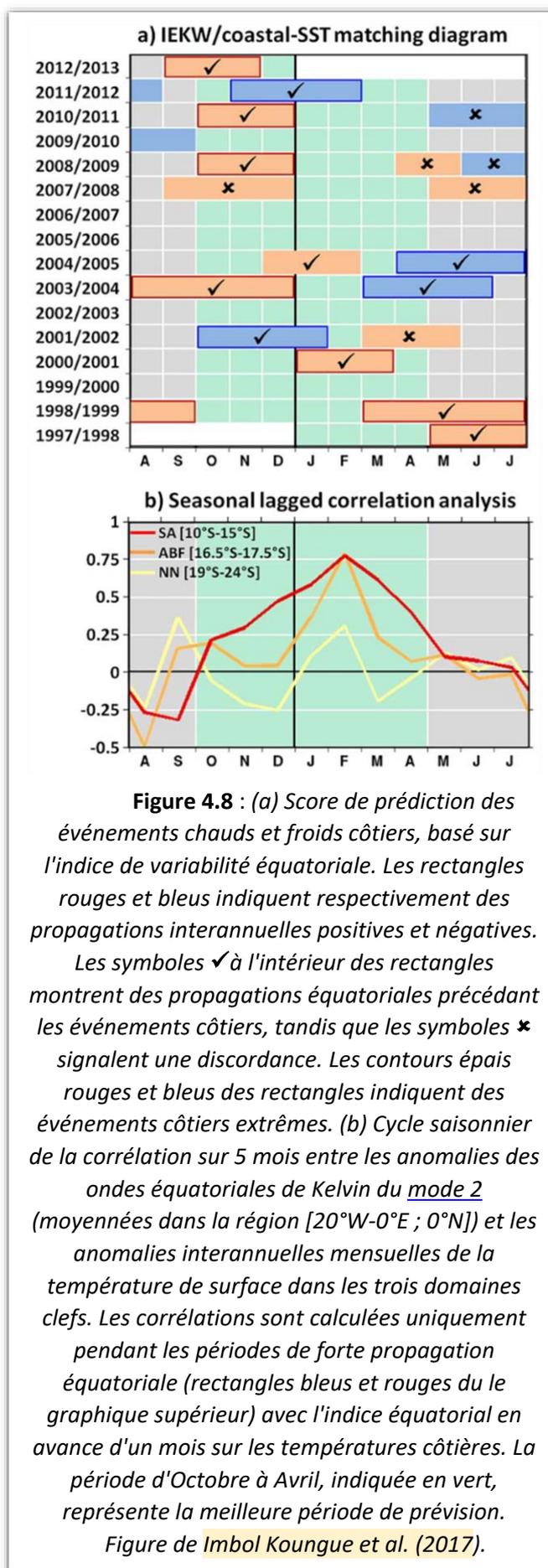
De la même manière, dans le cadre du **projet Européen PREFACE** (2013-2018), nous avons analysé la phénologie de l'événement *Benguela Niño* qui s'est développé le long des côtes de l'Angola et de la Namibie en Novembre 2010, et qui a duré cinq mois (Rouault et al. 2018). Son amplitude maximale a été observée en **Janvier 2011** avec une anomalie mensuelle de la température de surface de la mer interannuelle supérieure à 4°C au niveau du front d'Angola-Benguela. Il s'agit de **l'événement le plus chaud jamais observé depuis 1995**.

Conformément aux précédents *Benguela Niños*, nos résultats ont montré que cet événement a été généré par une **relaxation des Alizés dans l'Atlantique Équatorial Ouest**, déclenchant une forte **onde de Kelvin équatoriale de downwelling** se propageant vers l'Est le long de l'équateur, puis vers le Sud le long de la côte Africaine (cf. Fig.4.7). Dans la bande équatoriale, l'anomalie de température de subsurface associée était clairement visible dans les données du réseau de mouillages PIRATA. La signature dynamique a également été détectée sur la hauteur de la surface de la mer dérivée de l'altimétrie et était cohérente avec les sorties du modèle océanique linéaire (cf. Fig.4.7ab). Contrairement aux *Benguela Niños* précédents, la propagation initiale des anomalies équatoriales de température en subsurface a commencé au mois d'Octobre, et le réchauffement associé au niveau du front d'Angola-Benguela a été observé dès le mois de Novembre 2010. Le réchauffement a ensuite été advecté plus au Sud dans le système d'upwelling du Benguela Nord jusqu'à 25°S par un courant de subsurface anormalement fort vers le pôle. Nos analyses ont suggéré que la fin de l'événement a été déclenchée par des vents d'Est plus forts que la normale le long de l'équateur en Avril et Mai 2011, conduisant à une remontée anormale de la thermocline le long de l'équateur et du littoral Sud-Ouest Africain au large de l'Angola (cf. Fig.4.7ac), associée à la propagation d'ondes d'*upwelling*. Les ondes côtières ont généré un courant anormal vers l'équateur au niveau du front d'Angola-Benguela en Avril et Mai 2011.

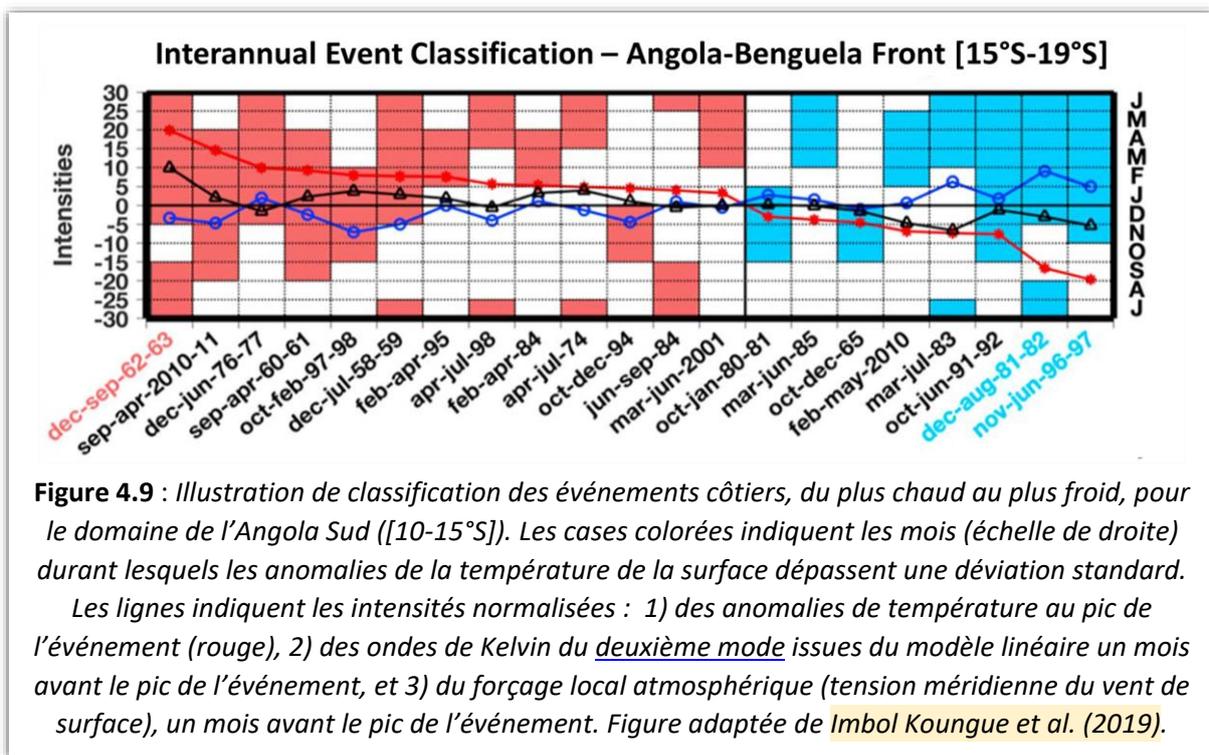
Les propagations équatoriales du deuxième mode barocline pouvant être *anticipées plusieurs semaines à l'avance*, nous avons adopté une approche complémentaire dans le cadre de la *thèse de R. A. Imbol Kougue* (2015-2018), visant à prédire les événements interannuels côtiers. Cette étude repose en particulier sur l'exploitation des *données in situ* provenant des mouillages équatoriaux PIRATA, ainsi que sur des *observations satellitaires* de la température de la surface le long des côtes Angolaises et Namibiennes, sur la période 1998-2012.

Dans un premier temps, nous avons défini un *indice côtier* permettant d'identifier et classifier les événements interannuels côtiers en *catégories modérés ou extrêmes*. Cet indice est basé sur la variabilité interannuelle mensuelle de la température de surface dans trois régions clefs le long de la côte Sud-Ouest Africaine (Imbol Kougue et al. 2017) : le Sud de l'Angola (10-15°S), la zone frontale Angola-Benguela (16,5-17,5°S), et le Nord du Benguela (19-24°S).

L'activité des ondes équatoriales de Kelvin incidentes est déterminée par une analyse conjointe des anomalies interannuelles mensuelles de la profondeur de la thermocline et de la hauteur dynamique, utilisant les données des mouillages PIRATA à 23°S, 10°W et 0°E, ainsi que les observations altimétriques. Elles sont analysées au regard des fluctuations de la contribution des ondes de Kelvin du deuxième mode barocline issue des sorties du modèle linéaire équatorial. Nous avons ainsi défini un *indice équatorial*, un proxy reflétant l'activité interannuelle des ondes de Kelvin équatoriales, dont le *score prédictif* pour les événements interannuels côtiers est bon, en particulier en été Austral, d'Octobre à Avril (cf. *Fig.4.8*, Imbol Kougue et al. 2017).



**Figure 4.8 :** (a) Score de prédiction des événements chauds et froids côtiers, basé sur l'indice de variabilité équatoriale. Les rectangles rouges et bleus indiquent respectivement des propagations interannuelles positives et négatives. Les symboles ✓ à l'intérieur des rectangles montrent des propagations équatoriales précédant les événements côtiers, tandis que les symboles ✗ signalent une discordance. Les contours épais rouges et bleus des rectangles indiquent des événements côtiers extrêmes. (b) Cycle saisonnier de la corrélation sur 5 mois entre les anomalies des ondes équatoriales de Kelvin du mode 2 (moyennées dans la région [20°W-0°E ; 0°N]) et les anomalies interannuelles mensuelles de la température de surface dans les trois domaines clefs. Les corrélations sont calculées uniquement pendant les périodes de forte propagation équatoriale (rectangles bleus et rouges du le graphique supérieur) avec l'indice équatorial en avance d'un mois sur les températures côtières. La période d'Octobre à Avril, indiquée en vert, représente la meilleure période de prévision. Figure de Imbol Kougue et al. (2017).



Dans un deuxième temps, nous avons identifié et étudié **tous les événements extrêmes** côtiers chauds et froids qui se sont produits entre 1958 et 2015 (Imbol Koungue et al. 2019). Pour cela, nous avons utilisé les sorties d'un modèle océanique de l'Atlantique Tropical, combinées aux solutions du modèle linéaire équatorial. Rodrigue a décrit tous les événements côtiers interannuels, y compris ceux qui se sont produits avant l'ère des satellites (c'est à dire avant 1982), avec une quantification systématique de l'intensité du forçage local (vent, flux de chaleur) et de l'activité des ondes équatoriales de Kelvin (forçage à distance). Au total, 21 événements côtiers anormaux chauds et froids forts ont été identifiés (cf. **Fig.4.9**), parmi lesquels 6 événements côtiers extrêmes non répertoriés précédemment ont été documentés. Nos résultats ont suggéré que la plupart des événements interannuels côtiers sont associés à la propagation d'**ondes Kelvin équatoriales**, qui induisent des ondes piégées à la côte se propageant vers le pôle Sud le long du littoral Sud-Ouest de l'Afrique. En outre, nos travaux ont révélé l'existence d'une **connexion atmosphérique grande échelle** : environ un à deux mois avant un événement côtier extrême, des anomalies interannuelles de la circulation atmosphérique sont observées, associant des variations du vent côtier dans l'Atlantique Tropical Sud-Est et du vent zonal en Atlantique Équatorial.

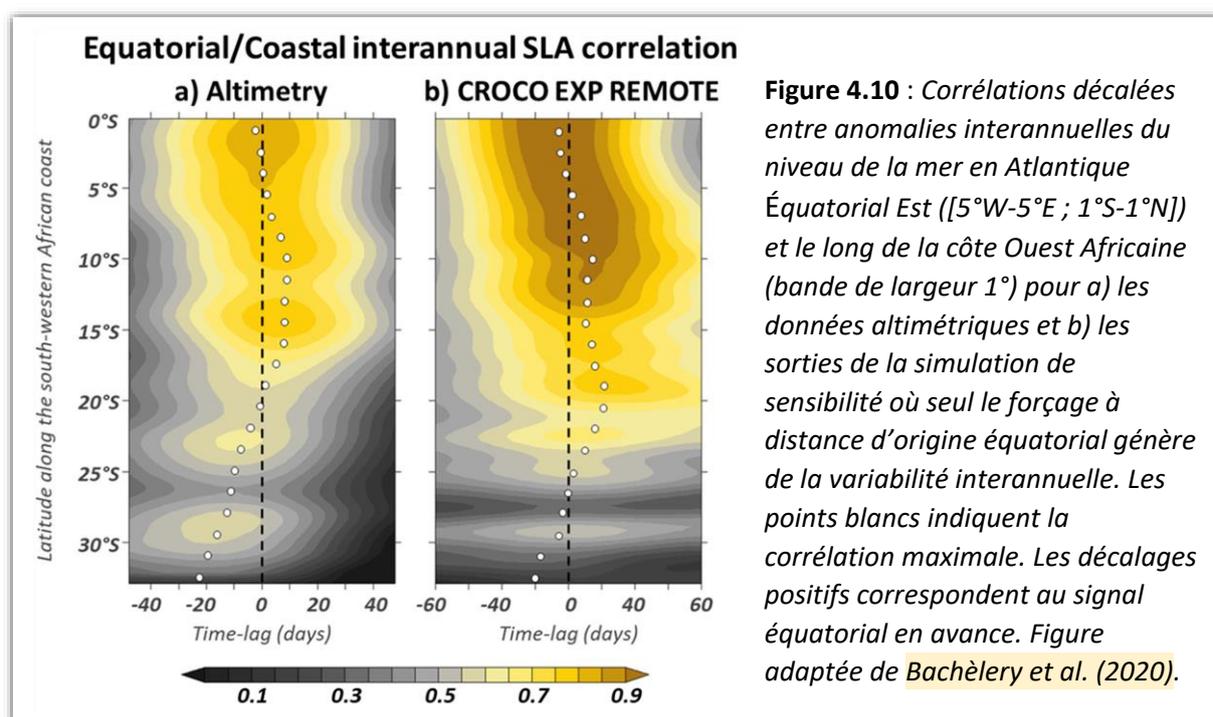


En 2017 et 2019, nos publications (Imbol Koungue et al. 2017; Rouault et al. 2018) ont toutes deux reçu le **Stanley Jackson Award** décerné par la *South African Society for Atmospheric Sciences* (SASAS) en tant que **contributions scientifiques majeures** aux sciences atmosphériques et océaniques en Afrique du Sud.

Les résultats ont également été repris dans (Foltz et al. 2019) et dans un rapport pour la *Water Research Commission* Sud-Africaine publié en 2019 (Rouault et al. 2019).

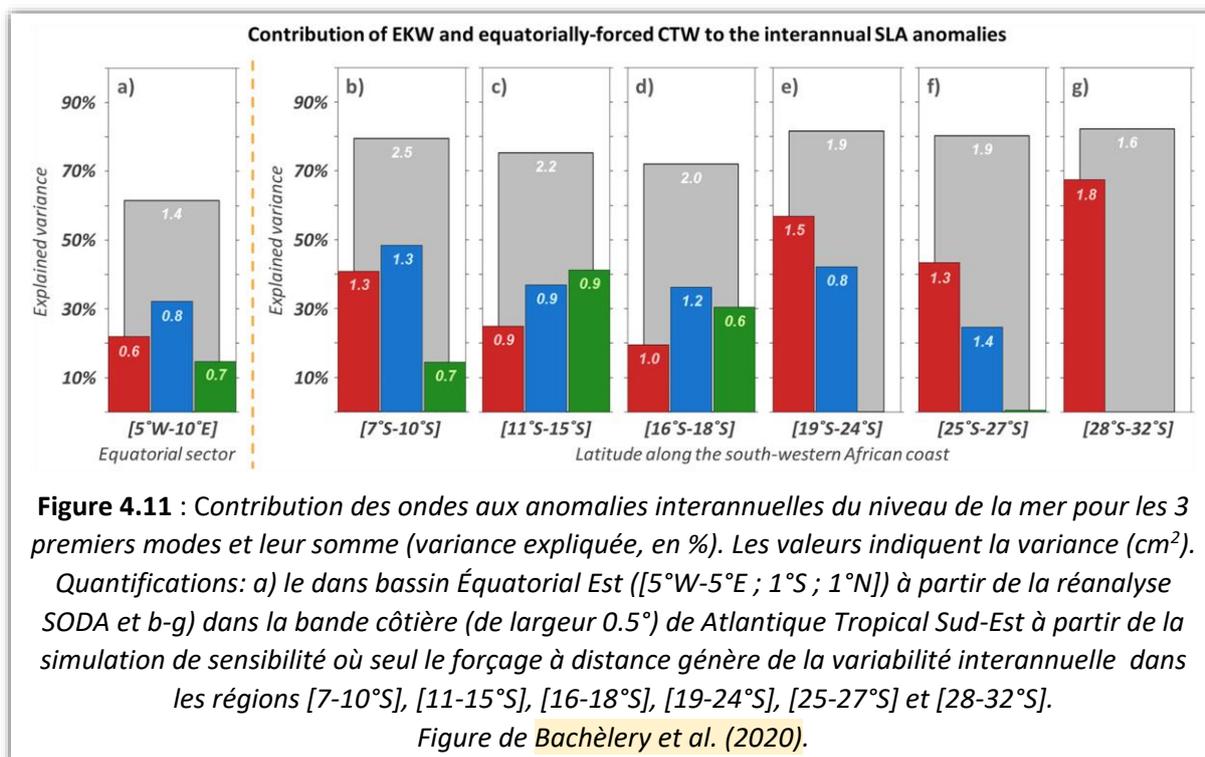
### IV.3. Connexion équatoriale et propriétés des modes linéaires

Dans le cadre du **projet européen TRIATLAS** (2019-2023) et en collaboration avec nos partenaires Sud-Africains, nous avons étudié en détail la dynamique des **propagations interannuelles des ondes piégées à la côte** le long de la côte Sud-Ouest Africaine et leur rôle dans le déclenchement des **événements interannuels extrêmes** (les *Benguela Niños/Niñas*). Nous avons en particulier cherché à comprendre la **structure particulière de la propagation côtière** des anomalies interannuelles du niveau de la mer altimétrique (cf. [Fig.4.10a](#)). En effet, la corrélation entre les anomalies équatoriales et les anomalies côtières est maximale le long des côtes de la Namibie et de l’Afrique du Sud (au Sud de 19°S) ~10 jours avant d’observer le pic le long des côtes de l’Angola, donnant à la structure propagative une forme concave ressemblant à **une banane**.



Nous avons développé une configuration de l’Atlantique Sud-Est avec le modèle océanique régional CROCO et réalisé des simulations de sensibilité longues (1958-2008) visant à analyser l’impact du forçage équatorial à distance et du forçage atmosphérique local sur les fluctuations du niveau de la mer et sur les équilibres thermodynamiques le long de la côte Sud-Ouest Africaine. Les simulations numériques exploitées ont été développées à l’*Université du Cap* (UCT) et ont tourné sur les calculateurs du partenaire Sud-Africain. Elles ont servi de référence pour les projets des étudiants du master d’océanographie à UCT (cf. [Section VII.2d](#)).

À partir de ces expériences de sensibilité, nous avons **traqué les ondes côtières forcées à l’équateur** jusqu’au système du Benguela Sud, où elles représentent 70% des anomalies côtières du niveau de la mer, de la température et de la salinité sur la période 1958-2008. Nous avons ensuite décomposé la variabilité côtière en ondes côtières et identifié les propagations les plus énergétiques, grâce à la méthode de **décomposition modale** de [Illig et al. \(2018a\)](#) (cf. [Section II.2b](#) et [Section III.3](#)). Une analyse en composite a permis de documenter et quantifier la réponse océanique (circulation, température et salinité) sur le plateau continental associée au passage d’une onde côtière forcée à l’équateur. Les résultats révèlent qu’au Nord de ~19°S, la variabilité interannuelle côtière est dominée par les ondes



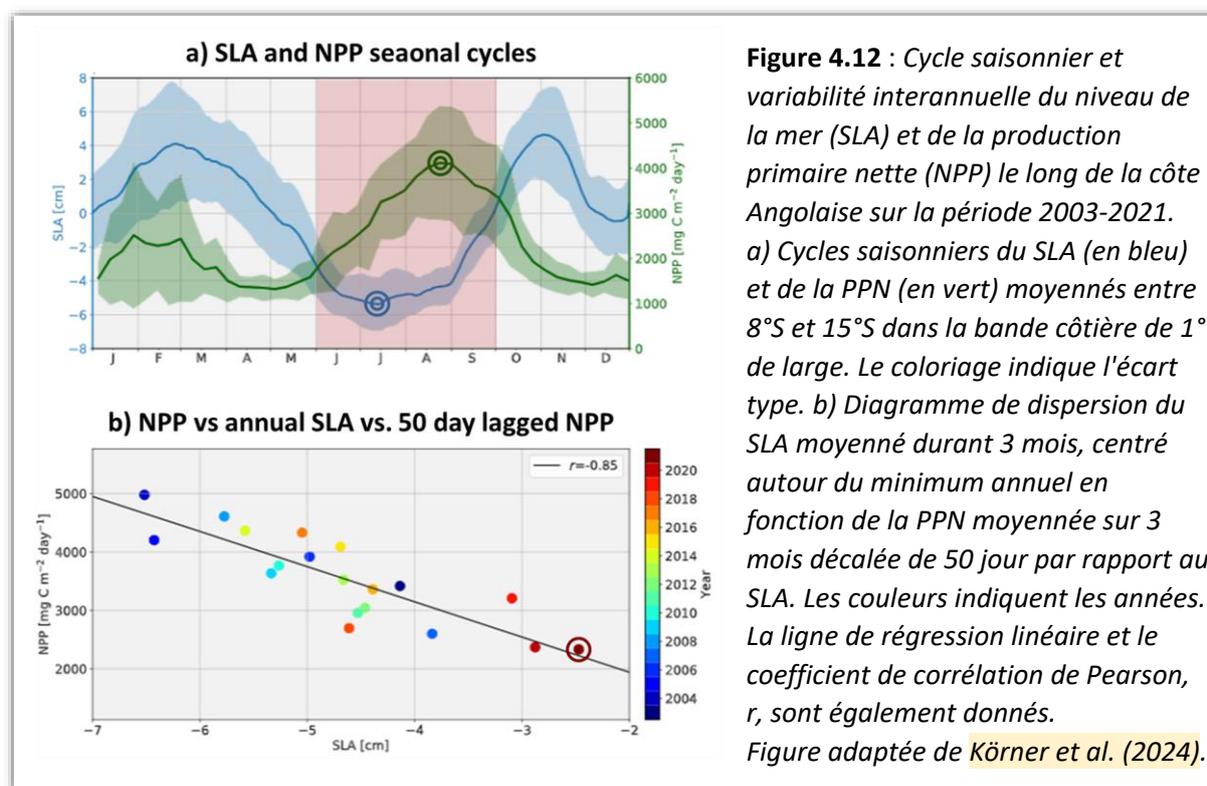
lentes et dissipatives des deuxième et troisième modes, tandis que dans le Benguela Sud, leur amplitude diminue et les fluctuations interannuelles sont largement expliquées ( $>70\%$ ) par les ondes du premier mode, plus rapides et faiblement dissipatives (cf. [Fig.4.11](#)). Cette dynamique explique la **structure propagative particulière** des anomalies côtières du niveau de la mer dans laquelle les fluctuations associées aux ondes côtières forcées à l'équateur arrivent dans le Benguela Sud **avant** que les ondes plus lentes laissent une empreinte sur la variabilité à  $\sim 19^\circ\text{S}$  (cf. [Fig.4.10b](#)). En accord avec les résultats de [Bachèlery et al. \(2016a\)](#) (cf. [Section IV.1](#)), l'impact des ondes côtières sur la température dans le Benguela Sud est considérablement réduit. Enfin, nous avons montré que 71% des événements de surface *Benguela Niño/Niña*, sont associés à des propagations d'ondes côtières forcées à distance. La cohérence entre un indice d'ondes côtières et les événements extrêmes augmente lorsque nous détectons les anomalies de température en subsurface (50-100m). Afin de mieux monitorer les fluctuations de l'écosystème côtier, nous proposons donc de définir un indice basé sur l'analyse des **variations de température en subsurface**.

L'étude de [Bachèlery et al. \(2020\)](#) a permis d'approfondir nos connaissances sur la connexion équatoriale aux échelles de temps interannuelles, en particulier en termes de **timing et de structure verticale des ondes**. Cette expertise a été essentielle pour l'étude des maxima saisonniers de production primaire dans le système d'upwelling de bords Est de l'Angola, que nous avons menée en collaboration avec des chercheurs Allemands, dans le cadre du **projet européen TRIATLAS** (2019-2023). La région côtière au large de l'Angola présente la particularité d'être située en retrait par rapport à l'Anticyclone de l'Atlantique Sud, à l'abri des vents favorables à l'upwelling. En conséquence, les maxima saisonniers de productivité pendant l'hiver Austral se produisent lorsque les vents favorables à l'upwelling sont faibles.

Pour cette étude, nous avons analysé des **données in situ** de courants océaniques, de densité et de concentration en nitrate et oxygène provenant d'un **mouillage et de campagnes en mer** annuelles Allemandes, le long de la côte Angolaise entre  $10^\circ\text{S}$  et  $11^\circ\text{S}$ . Nous les avons mises en perspective par rapport aux **mesures satellitaires** du niveau de la mer et de la

production primaire. Nos résultats, publiés dans *Sciences Advances* (Körner et al. 2024), ont révélé que dans le système d'upwelling tropical Angolais, le maximum saisonnier de productivité résulte de l'effet combiné des **ondes piégées à la côte** et du **mélange dû à la marée**, particulièrement élevé sur le plateau continental.

Durant l'hiver Austral, le passage systématique d'une onde côtière d'upwelling déplace la nitracline vers la surface de plus de 50 mètres. Cette remontée permet aux eaux riches en nitrate de se répandre sur le plateau continental, où un mélange vertical intense génère un flux de nitrate vers la couche de mélange de surface éclairée, entraînant ainsi un maximum de productivité côtière (cf. Fig.4.12a). Pour comprendre les structures spatiales et le timing des courants côtiers et des fluctuations de densité observés dans les données *in situ* avant le pic saisonnier de production primaire, nous avons utilisé les sorties de notre modèle régional CROCO (Illig et al. 2020). Nos résultats ont suggéré que les ondes côtières d'upwelling de faible ordre (modes 1 et 2), associées au minimum saisonnier du niveau de mer, sont systématiquement accompagnées par des ondes côtières d'ordres plus élevés (modes 4 et 5) qui déplacent la nutricline ~25 jours après. Ces ondes, non diagnostiquées dans Bachèlery et al. (2020), pourraient être liées à une **dispersion modale** continue le long de la côte Africaine.



**Figure 4.12 :** Cycle saisonnier et variabilité interannuelle du niveau de la mer (SLA) et de la production primaire nette (NPP) le long de la côte Angolaise sur la période 2003-2021. a) Cycles saisonniers du SLA (en bleu) et de la PPN (en vert) moyennés entre 8°S et 15°S dans la bande côtière de 1° de large. Le coloriage indique l'écart type. b) Diagramme de dispersion du SLA moyenné durant 3 mois, centré autour du minimum annuel en fonction de la PPN moyennée sur 3 mois décalée de 50 jour par rapport au SLA. Les couleurs indiquent les années. La ligne de régression linéaire et le coefficient de corrélation de Pearson,  $r$ , sont également donnés. Figure adaptée de Körner et al. (2024).

En outre, nos résultats ont montré que la variabilité interannuelle du maximum de productivité le long des côtes Angolaises est **fortement corrélée** à l'amplitude de l'onde côtière d'upwelling, comme le montrent les données de niveau de la mer (cf. Fig.4.12b). En particulier, sur la période 2003-2021, la plus faible production primaire rapportée en hiver Austral s'est produite lors de l'événement *Benguela Niño de 2021*. Pendant cet événement extrême, des ondes côtières interannuelles de **downwelling** forcées à l'équateur se sont propagées le long de la côte Sud-Ouest Africaine (Illig et Bachèlery 2023, cf. Section V.3). Étant donné que les ondes piégées à la côte sont connectées au forçage équatorial, une **prévisibilité** de l'intensité du maximum saisonnier de productivité est suggérée.

Une partie de mes activités de recherche sur la connexion océanique aux échelles de temps interannuelles a aussi été consacrée à l'étude du **système du Humboldt**, durant mon expatriation au Pérou (2010-2012).

Au laboratoire de modélisation de l'*Instituto del Mar del Perú* (IMARPE), j'ai encadré **Carlos Quispe, étudiant en Licenciatura** (cf. [Section VII.2d](#)), dont la fonction était d'alimenter le site internet de l'IMARPE avec les prévisions des conditions *El Niño* dans le Pacifique équatorial. J'ai formé Carlos à la théorie linéaire des ondes équatoriales et le maniement du modèle océanique linéaire utilisé dans Dewitte et al. (2003). Dans une première étape, nous forçons le modèle avec les anomalies interannuelles de la tension de vent de surface issues de la ré-analyse NCEP-NCAR. Nous obtenons l'amplitude des ondes de Kelvin des trois premiers modes baroclines à la frontière Est du Pacifique équatorial tous les 10 jours. C'est une information précieuse pour l'IMARPE, en particulier pour l'analyse des observations recueillies lors des campagnes historiques. En outre, notre analyse permet d'interpréter, en termes d'ondes équatoriales, le signal observé par l'altimétrie, mais aussi par les bouées TAO-TRITON le long du guide d'ondes équatorial du Pacifique. Nous avons ensuite configuré le modèle océanique pour laisser les ondes de Kelvin se propager librement (sans forçage par le vent) après la date de dernière mise à jour du vent, ce qui nous donne une **prévision océanique à quelques mois** du forçage équatorial. Le modèle océanique linéaire est ensuite couplé à un modèle de couche de mélange et à une composante atmosphérique simplifiée (Zebiak et Cane 1987). Carlos a obtenu sa première prévision ENSO à la fin du mois de Mai 2011. Depuis janvier 2013, nos prévisions de propagation d'ondes de Kelvin le long de l'équateur sont disponibles sur le site officiel de l'IMARPE : [https://www.imarpe.gob.pe/imarpe/index2.php?id\\_seccion=1017804010000000000000](https://www.imarpe.gob.pe/imarpe/index2.php?id_seccion=1017804010000000000000).

Puis, dans le cadre du **projet CNES MODOKALT** (2012-2015, dont j'étais co-PI), l'étude de Dewitte et al. (2011) (cf. [Section III.2](#)) a été prolongée aux échelles de temps interannuelles, qui sont associées dans cette région à l'activité du phénomène d'*El Niño*. Cette préoccupation s'inscrit dans la dynamique actuelle de la communauté scientifique visant à comprendre le phénomène d'**El Niño Modoki** et son impact sur différentes régions du monde. *El Niño Modoki* correspond à un réchauffement des eaux superficielles principalement dans le Pacifique Central. *El Niño* « classique » quant à lui conduit à un réchauffement des eaux superficielles plus intense à l'Est du Pacifique Équatorial. La caractérisation de ces deux phénomènes a récemment fait débat dans la communauté, car *El Niño Modoki* pourrait être l'indicateur de l'impact du réchauffement climatique dans le Pacifique. Dans Dewitte et al. (2012), nous montrons que la circulation régionale océanique et atmosphérique le long de la côte du Pérou est modifiée de manière spécifique pendant ces deux types d'*El Niño*. Ces deux types d'événements sont associés à des **propagations d'ondes de Kelvin équatoriales bien distinctes**, avec des répercussions importantes sur la connexion linéaire avec la variabilité côtière dans le système de Humboldt. En particulier, pendant les événements de type *Modoki*, les températures de surface de l'océan baissent à la côte alors que les vents tendent à augmenter. L'augmentation de la fréquence des événements *Modoki* observée ces dernières décennies pourrait ainsi expliquer la tendance au renforcement de l'upwelling observé au niveau du Pérou Central.

Ces travaux de recherche sur la **variabilité interannuelle** ont permis des avancées importantes sur notre compréhension des mécanismes contrôlant la variabilité côtière en dans les systèmes d'upwelling de bords Est de l'hémisphère Sud et l'occurrence des événements extrêmes. En particulier, en Atlantique Tropical Sud-Est, grâce à la modélisation régionale (Bachelery et al. 2016a, 2016b, 2020), nous avons démontré que le **forçage à distance d'origine équatoriale est le forçage dominant**, mais que le forçage atmosphérique local peut moduler le timing et l'intensité des anomalies côtières. Nos résultats ont également suggéré l'existence d'une **connexion atmosphérique grande échelle** (Imbol Koungue et al. 2019) reliant les anomalies des vents équatoriaux, moteur de la connexion océanique équatoriale, à la modulation des vents côtiers, à travers les déplacements et la modulation de l'intensité de l'Anticyclone de l'Atlantique Sud. Par la suite (cf. [Chapitre 5](#)), nous nous sommes naturellement intéressés à l'effet du couplage océan-atmosphère et au développement de télé-connexions atmosphériques à l'échelle du bassin Atlantique Tropical lors des événements interannuels *Benguela Niño*, en lien avec le développement des événements interannuels dans la bande équatoriale.

## Chapitre 5

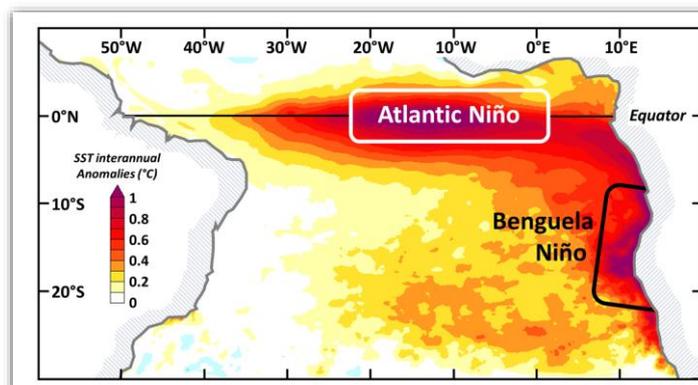
# INTERACTIONS OCÉAN-ATMOSPHÈRE ET TELECONNECTIONS AUX ECHELLES DE TEMPS INTERANNUELLES

L'océan Atlantique Tropical est caractérisé par de fortes fluctuations de la température de surface d'une année sur l'autre, qui peuvent être classées en modes climatiques à l'échelle du bassin. Dans un premier temps, je me suis intéressée au mode de variabilité zonal, aussi appelé mode équatorial, associé à des anomalies de température de la surface de la mer dans la bande équatoriale, avec des maxima dans le Golfe de Guinée, préférentiellement en été boréal. Les événements chauds (cf. [Fig.5.1](#)) sont appelés *Atlantique Niños*, car leur dynamique ressemble à celle du mode *El Niño* dans le Pacifique Équatorial. Ce mode est un phénomène couplé océan-atmosphère, associé à la propagation d'ondes équatoriales. Des rétroactions positives (*feedbacks de Bjerknes*) lient les anomalies de vents dans l'Ouest et le Centre du bassin équatorial aux fluctuations de la profondeur de la thermocline et de la température de surface dans l'Est. L'objectif était de déterminer les **caractéristiques du mode de variabilité équatorial** que peuvent soutenir les interactions océan-atmosphère en Atlantique Équatorial, sans forçage externe, puis d'étudier les télé-connexions avec la variabilité interannuelle du Pacifique Tropical.

Dans un deuxième temps, j'ai étudié les **interactions air-mer dans les systèmes d'upwelling de bords Est**. Je me suis en particulier intéressée aux liens entre les événements interannuels chauds équatoriaux et les *Benguela Niños*. Dans le prolongement de mes travaux sur la connexion océanique linéaire interannuelle (cf. [Chapitre 4](#)), j'ai étudié les interactions océan-atmosphère et les télé-connexions atmosphériques en jeu lors du développement conjoint de ces événements extrêmes, comme en 2021 (cf. [Fig.6.2a](#)). L'objectif était d'examiner dans quelle mesure, et par quels mécanismes, les événements *Atlantique* et *Benguela Niño* sont liés et de déterminer s'ils représentent l'expression d'un même mode de variabilité *El Niño* Atlantique Tropical.

Pour mener à bien ces activités, j'ai développé et utilisé une hiérarchie de **modèles couplés océan-atmosphère de différentes complexités**, allant des modèles conceptuels aux modèles couplés à haute résolution, en passant par des modèles de complexité intermédiaires. Je les ai fait évoluer dans des modes forcés et couplés, afin de mettre en évidence les degrés d'interactions dynamiques et thermodynamiques entre les processus :

1. La dynamique forcée et les non linéarités intrinsèques,
2. Les interactions océan-atmosphère et la rectification de l'état moyen,
3. Le développement de modes de co-variabilité entre les deux fluides.



**Figure 5.1 :** Carte des anomalies interannuelles de la température de surface de la mer (°C) durant les événements interannuels Atlantique et Benguela Niño – Composite de 15 événements chauds simulés. Figure adaptée de Illig et al. (2020).

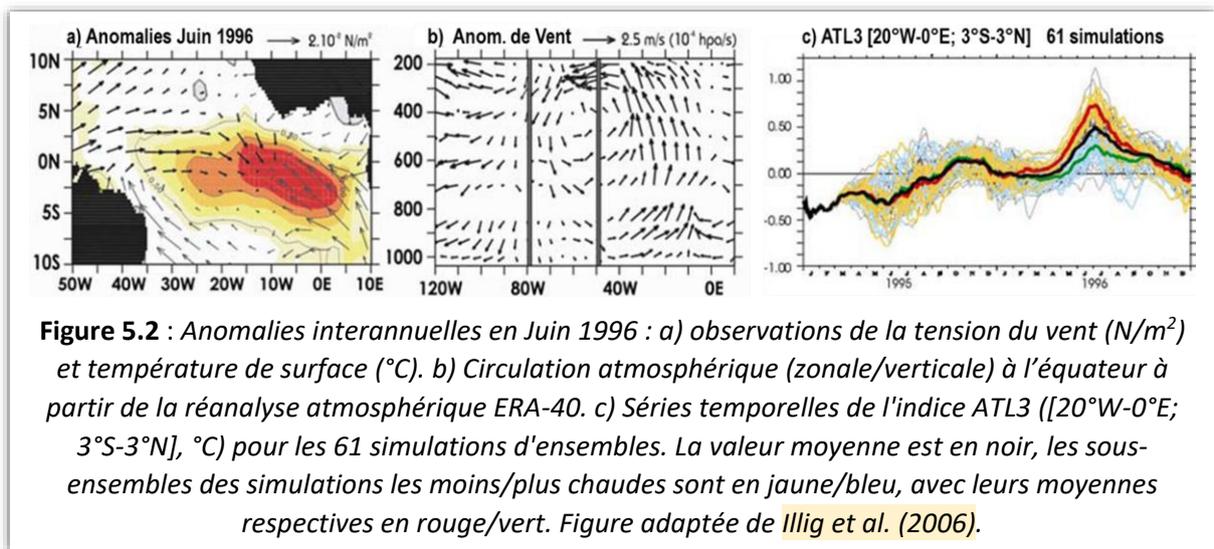
## V.1. Interactions océan-atmosphère dans la ceinture équatoriale

Au cours des années 1990, notre compréhension du phénomène *El Niño* a considérablement progressé, améliorant significativement les prévisions saisonnières. Ceci a permis de s'intéresser aux **télé-connections** avec l'Oscillation Australe *El Niño*, ainsi qu'à la variabilité dans les régions influencées par celle du Pacifique Tropical. L'objectif principal de ce travail était d'étudier les **processus couplés océan-atmosphère** aux échelles de temps interannuelles dans l'Atlantique Tropical, en particulier ceux liés au mode de variabilité zonal et à la dynamique linéaire, ainsi que ceux associés à l'influence de la variabilité du Pacifique Tropical de type *El Niño*. Les questions scientifiques sous-jacentes étaient : Quelles sont les caractéristiques du mode de variabilité que peuvent soutenir les interactions océan-atmosphère en Atlantique Équatorial sans forçage externe ? Quelle est la part de la variabilité forcée à distance par celle du Pacifique Tropical ? Quel est le potentiel de prévisibilité ?

Pour répondre à ces questions, j'ai développé, dans le cadre de mon doctorat, un **modèle couplé de complexité intermédiaire** de l'Atlantique Équatorial. Le modèle océanique linéaire équatorial Atlantique (Illig et al. 2004) a été couplé, via une couche de mélange de surface simplifiée non linéaire, au modèle atmosphérique global QTCM développé à l'Université de Californie Los Angeles (Neelin et Zeng 2000), dans une version haute résolution. Un avantage considérable de ce modèle couplé est que la composante océanique est un modèle en anomalies dans lequel l'état moyen saisonnier est prescrit, ce qui permet d'éviter le développement de biais moyens et de contrôler l'état moyen du système couplé.

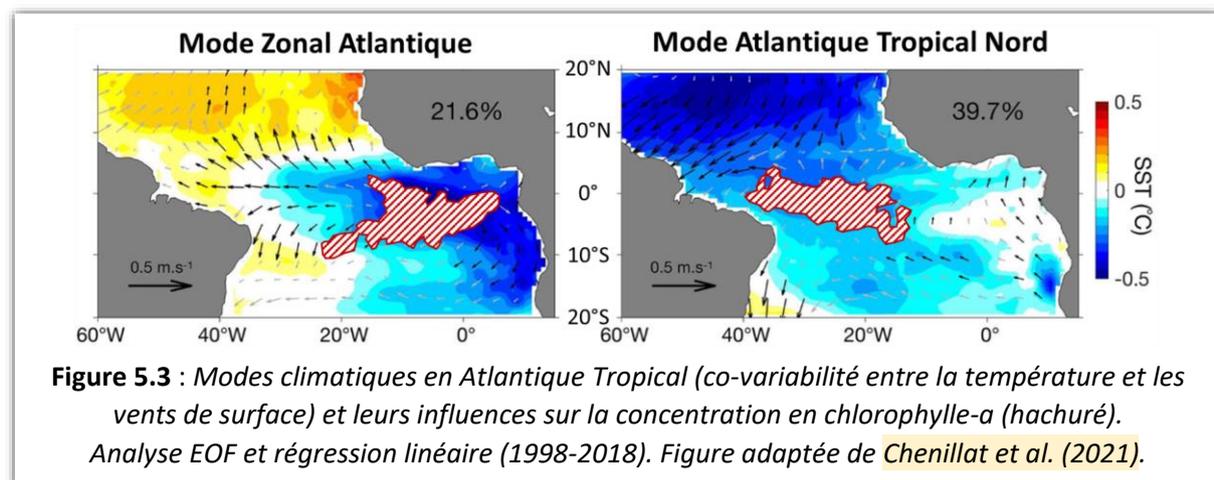
Dans Illig et Dewitte (2006), les résultats de simulations de sensibilité couplées, avec ou sans le forçage du Pacifique et avec ou sans prise en compte explicite des **interactions océan-atmosphère** dans l'Atlantique Équatorial, indiquaient que la part dominante de la variabilité interannuelle en Atlantique Équatorial provient du **forçage à distance du Pacifique Tropical**. Néanmoins, les échelles temporelles de la variabilité ne peuvent pas être expliquées par l'unique lien avec l'oscillation Australe *El Niño*. Nous avons démontré que l'énergie dans la bande de fréquence 1-3 ans<sup>-1</sup> en Atlantique Équatorial, observée dans les données de température de surface et de vent, est due à des **interactions locales air-mer** dans le bassin Atlantique Équatorial, et n'est pas une réponse linéaire à l'Oscillation Australe *El Niño*. En nous inspirant des travaux de An et Jin (2001), nous avons ensuite développé un modèle couplé conceptuel du guide d'ondes équatorial et des couplages à l'échelle du bassin équatorial. Nos résultats ont révélé que le **mode équatorial est stable** : il se manifeste en présence de bruit ou de forçage externe. La dépendance saisonnière du mode équatorial est aussi le résultat du couplage local, en particulier des non-linéarités océaniques associées à la pénétration dans la couche de mélange de surface des anomalies de température en subsurface.

Ainsi, ces résultats soulignaient la complexité du système océan-atmosphère de l'Atlantique Équatorial, dont la prévisibilité dépend fortement des conditions océaniques du Pacifique. En particulier, nous avons constaté que certains événements interannuels *Atlantique Niño* ne sont reproduits dans les simulations couplées de notre modèle qu'en présence du forçage à distance du Pacifique Tropical. Dans ce contexte, Illig et al. (2006) ont étudié la phénologie de l'**événement chaud de 1996**, l'*Atlantique Niño* le plus chaud jamais enregistré à l'époque (cf. Fig.5.2a). Cette étude de sensibilité, basée sur l'analyse de **61 simulations d'ensemble** du modèle couplé ainsi que sur l'examen d'observations océaniques et atmosphériques, suggère que l'**événement Atlantique Niño de 1996** est associé à une intensification de la cellule atmosphérique de Walker dans le Pacifique Est au cours de l'automne 1995. À partir de Novembre-Décembre 1995, des anomalies positives du vent sont



observées au-dessus de l'Atlantique Tropical Ouest. Elles forcent des ondes de Kelvin de *downwelling* qui, au cours de leur propagation, approfondissent la thermocline équatoriale. Ceci se traduit par des températures de surface plus chaudes que la moyenne dans l'Est du bassin au printemps 1996 (cf. [Fig.5.2ac](#)). Ce réchauffement est ensuite accentué en été boréal par les **rétroactions positives dues au couplage local**, associées à la modification de la cellule de Walker Atlantique (cf. [Fig.5.2b](#)), et par des conditions toujours froides dans le Pacifique Tropical Est qui favorisent l'affaiblissement des Alizés équatoriaux en Atlantique Équatorial Ouest. Cette étude a été remarquée et mise en avant par le journal *Geophysical Research Letters* pour sa contribution significative à la compréhension des interactions océan-atmosphère et des processus climatiques en Atlantique Équatorial.

Dans le cadre du **projet européen TRIATLAS**, nous avons examiné dans quelle mesure les modes de variabilité climatique couplés océan-atmosphère à grande échelle influencent la variabilité interannuelle des **traceurs biogéochimiques et de la production primaire** en Atlantique Tropical. Nous avons analysé la dynamique couplée physique-biogéochimique associée au mode équatorial (cf. [Fig.5.3a](#)), mais aussi celle associée au deuxième mode dominant, le mode Atlantique Tropical Nord (ou mode méridien, cf. [Fig.5.3b](#)). Cette étude, basée sur l'analyse de deux décennies (1998-2018) d'observations satellitaires de la couleur de l'océan, un bon indicateur de l'activité biologique en mer, conjointement avec des données de température de surface et du niveau de la mer, ainsi que des sorties d'un modèle couplé physique-biogéochimique, a fourni le cadre du post-doctorat de Fanny Chenillat (2020-2021), ainsi que de 2 stages du Master de Cotonou que j'ai co-encadrés en 2021 (cf. [Section VII.2ac](#)).



Dans Chenillat et al. (2021), nous avons montré que la **modulation interannuelle de la chlorophylle-a** en surface pendant l'été boréal est contrôlée par ces modes climatiques, **principalement le long de l'équateur**. Ils entraînent des fluctuations contrastées de la production primaire dans le temps et dans l'espace. Le mode de variabilité zonal, caractérisé par des propagations d'ondes forcées à distance dans l'Ouest du bassin, favorable à des remontées d'eaux froides et riches en nutriments en Atlantique Équatorial Est, module l'activité biologique au cœur de la langue d'eau froide du Golfe de Guinée (cf. Fig.5.3a). En revanche, le mode Atlantique Tropical Nord implique des mécanismes locaux dans l'Ouest (pompage d'Ekman) et module l'extension vers l'Ouest de la langue d'eau froide (cf. Fig.5.3b). Nous avons conclu que de telles modulations des équilibres biogéochimiques peuvent affecter le réseau trophique marin, induisant des variations significatives pour le fonctionnement de l'écosystème et les pêcheries.

Une partie de mes activités de recherche a aussi été consacrée à l'étude du mode variabilité principal du Pacifique Tropical, associé à l'émergence d'événements chauds *El Niño* et froids *La Niña*. Ces études, menées en collaboration dans le cadre du **projet CNES MODOKALT** (2012-2015, dont j'étais co-PI), ont examiné les changements des caractéristiques de ce mode couplé océan-atmosphère au cours des dernières décennies.

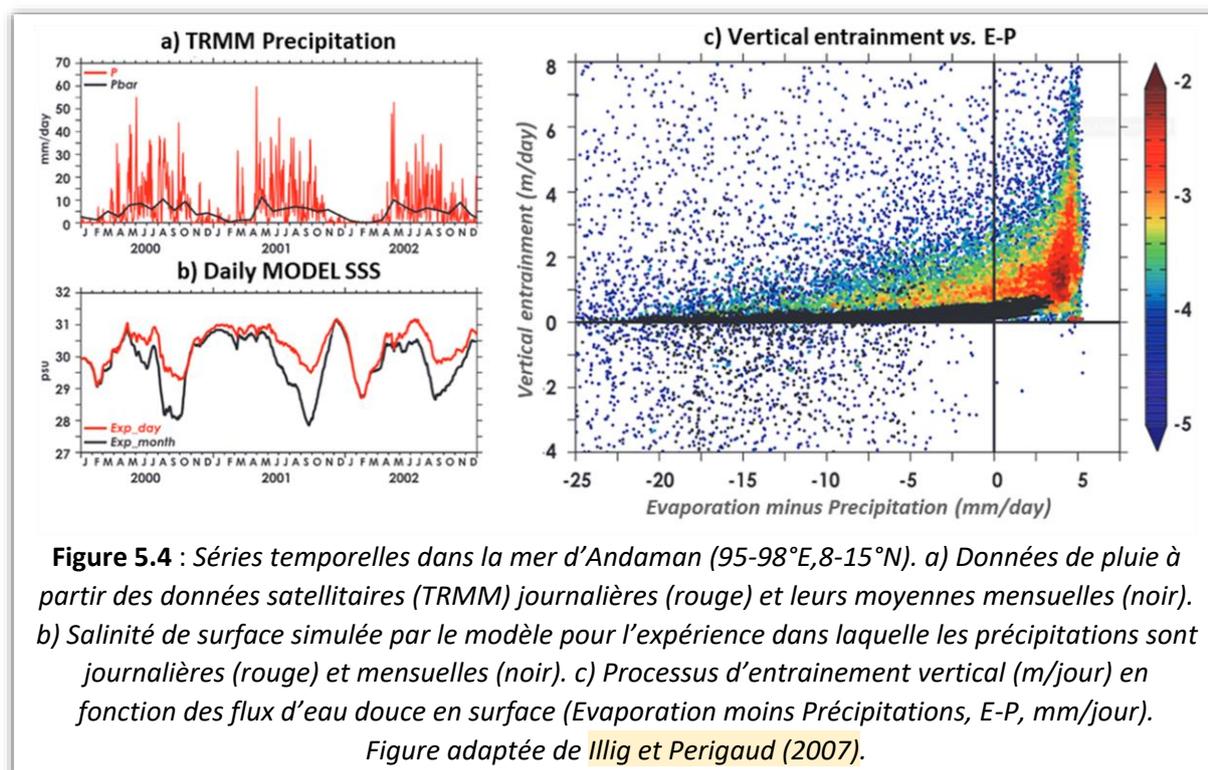
Dans le contexte du **changement d'état moyen océanique** du Pacifique Tropical, nous avons étudié la modulation à basse fréquence (décennale) des processus dominants la variabilité de l'Oscillation Australe *El Niño*. Notre objectif, dans le cadre de la thèse de S. Thual, était d'évaluer les changements des paramètres qui décrivent l'état moyen océanique avant et après le *shift* des années 1970, ainsi que leurs impacts respectifs sur les propriétés des événements *El Niño*. Dans Thual et al. (2013), nous avons utilisé le **modèle couplé océan-atmosphère conceptuel** de recharge/décharge que j'avais développé durant ma thèse. Nous l'avons **complexifié** afin de considérer les **contributions indépendantes des trois modes baroclines les plus énergétiques**, et spécifiquement la manière dont l'énergie du vent se projette sur chacun d'entre eux. Cette approche permet de prendre en compte la variabilité de la stratification dans l'ensemble de la couche supérieure de l'océan (profondeur, épaisseur et intensité de la thermocline) et pas seulement de la position de la thermocline, comme cela est plus couramment utilisé. Les changements décennaux des caractéristiques modales du modèle, ainsi que ceux des modes atmosphériques et des processus thermodynamiques dans la couche de mélange ont été évalués en utilisant les sorties de la réanalyse océanique SODA sur la période 1958-2008. Le modèle couplé nous a permis de proposer un diagnostic synthétique afin de relier les fluctuations décennales des propriétés de l'Oscillation Australe *El Niño* (période et amplitude d'oscillation) à l'évolution de chacun de ces paramètres. Nos résultats ont montré que les changements dans la distribution du vent sur les modes baroclines influencent la fréquence et le taux de croissance des événements interannuels simulés de manière comparable à celle des rétroactions thermodynamiques et atmosphériques habituelles, mais ils ont un effet notable sur la structure spatiale et la propagation des anomalies de la température de surface de la mer. Nous avons montré que les changements de la stratification moyenne sont cruciaux pour expliquer les changements des propriétés d'*El Niño* associés au *shift* climatique des années 1970. Malgré les limitations de l'approche de stabilité linéaire, nos conclusions sur la sensibilité à la stratification peuvent être étendues pour interpréter la modulation et la diversité des événements *El Niño* observés ainsi que ceux simulés par les modèles de circulation générale.

## V.2. Interactions air-mer : influences sur l'état moyen et rectifications

Dans un deuxième volet de mes recherches, je me suis intéressée aux **interactions océan-atmosphère à des échelles plus fines**, autant temporelles que spatiales. L'idée était de caractériser comment la variabilité haute fréquence impacte les échelles spatio-temporelles plus grandes (cascade inverse) via des processus non-linéaires. Dans ce contexte, j'ai mené des études indépendantes sur la dynamique océanique et la dynamique atmosphérique dont les résultats ont mis en évidence diverses rectifications de l'état moyen à l'échelle régionale.

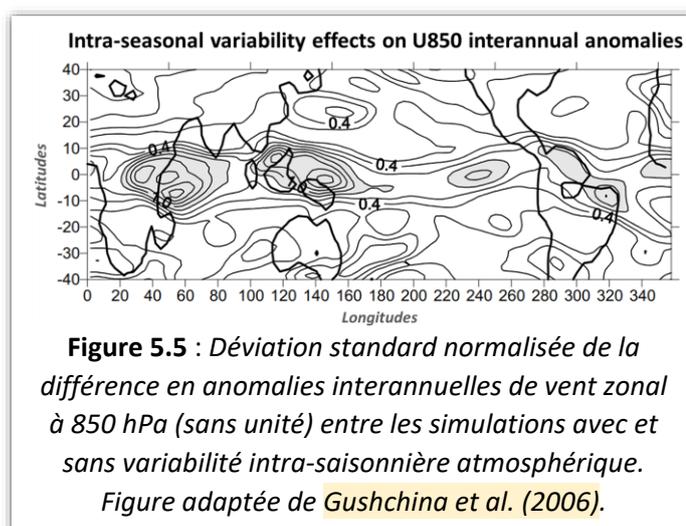
Tout d'abord, forte de mon expertise sur les bassins tropicaux Pacifique et Atlantique, en post-doctorat au *Jet Propulsion Laboratory* (2005-2007), je me suis intéressée à la variabilité du système couplé océan-atmosphère dans l'**océan Indien Tropical** aux échelles de temps intra-saisonnières à interannuelles, à l'aide d'**observations** (*in situ* et satellites) et d'un **modèle océanique de complexité intermédiaire** de l'océan Indien Tropical. Il s'agit du modèle non-linéaire halo-thermo-dynamique à quatre couches et demi de Han et al. (1999).

Les questions scientifiques examinées dans cette étude partaient du constat suivant : sur la période 2000-2005, les **données satellites journalières de pluie** (TRMM) et de **vent** (QuikSCAT) ont respectivement 84% et 33% de leur variance totale dans la bande de **fréquences sub-mensuelles** (périodes < 30 jours), tandis que les données hebdomadaires du niveau de la mer altimétrique présentent moins de 5% de leur énergie dans les fréquences sub-mensuelles, la plupart de l'énergie se répartissant entre l'intra-saisonnier, le semi-annuel, l'annuel, l'interannuel et le décennal. Dans Illig et Perigaud (2007), avec l'objectif d'interpréter les rôles respectifs du forçage en surface et de la variabilité interne, nous avons analysé l'impact des fluctuations de pluies aux échelles de temps sub-mensuelles sur la variabilité journalière à interannuelle de la salinité de surface dans la mer d'Andaman. Pour cela, nous avons forcé notre modèle océanique non-linéaire de l'océan Indien par des données satellitaires de pluie et de vent (TRMM et QuikSCAT). Nous avons réalisé **deux expériences jumelles** : le modèle a d'abord été forcé par des moyennes mensuelles de précipitations (EXP\_month), puis dans EXP\_day, il a été forcé par des moyennes journalières (cf. Fig.5.4a).

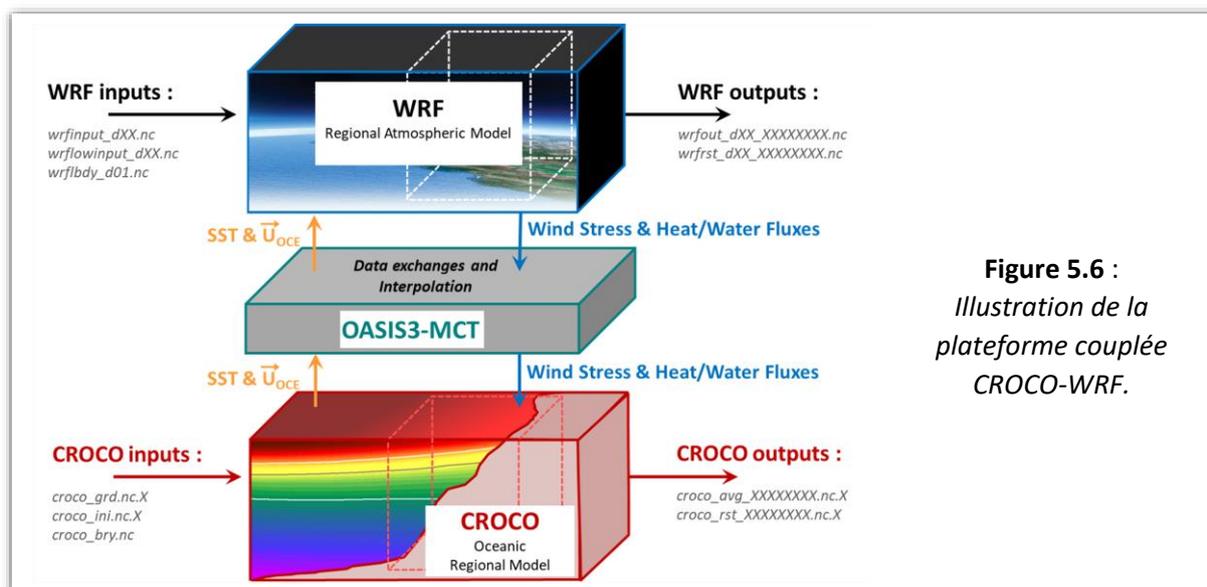


Même si ces simulations de sensibilité ne diffèrent que par le forçage sub-mensuel en précipitations, les résultats présentent des différences significatives de la salinité de surface dans la baie du Bengale et dans la mer d'Andaman aux **échelles de temps saisonnières** (cf. **Fig.5.4b**), EXP\_day étant en meilleur accord avec les observations. Cette interaction d'échelles temporelles s'explique par une accumulation dans le temps d'un **mécanisme non-linéaire** dans la couche de mélange de surface : durant la saison des pluies (Juin-Septembre) des déficits soudains en pluie augmentent la salinité de surface par entraînement des eaux plus salées de subsurface, tandis que les excès de pluies sont inefficaces pour réduire la salinité de l'épaisse couche de surface (cf. **Fig.5.4c**).

Dans le même esprit, nous avons examiné l'influence de la variabilité océanique aux échelles de temps intra-saisonnières sur les **télé-connexions atmosphériques interannuelles** associées à l'Oscillation Australe *El Niño* (Gushchina et al. 2006). Pour cela, nous avons utilisé le modèle atmosphérique de complexité intermédiaire QTCM (cf. **Section V.1**) dans sa version haute résolution, développée durant mon doctorat (Illig et Dewitte 2006). Les schémas de télé-connexion associés à la variabilité interannuelle du Pacifique Tropical sont d'abord identifiés grâce à des simulations de sensibilité qui diffèrent par la région dans laquelle la température de surface varie aux échelles interannuelles ou climatologique. Ensuite, la variabilité intra-saisonnière atmosphérique dans le modèle a été réduite en utilisant la méthodologie proposée par Lin et al (2000), consistant à supprimer les rétroactions vent-évaporation et l'excitation extratropicale. Ces expériences numériques nous ont permis de mettre en évidence la réponse forcée de l'atmosphère et de faciliter la détection des schémas couplés locaux océan-atmosphère. Nous avons montré que la variabilité intra-saisonnière simulée a un impact sur les télé-connexions associées à la variabilité interannuelle de type *El Niño*, à la fois aux latitudes moyennes et dans les régions des branches ascendantes et descendantes des cellules de circulation de Walker dans les tropiques (cf. **Fig.5.5**). Ces résultats ont enrichi notre compréhension des mécanismes de télé-connexion, qui ont des implications fortes pour la variabilité interannuelle en Atlantique Équatorial (cf. **Section V.1**).



Pour l'étude des interactions océan-atmosphère régionales à fines échelles spatiales dans les régions d'upwelling de bords Est, j'ai développé en 2013-2014, en collaboration avec Gildas Cambon (IRD), la **plateforme de couplage océan-atmosphère des modèles régionaux CROCO/WRF**, en intégrant les fonctionnalités de couplage asynchrone dans le modèle océanique régional communautaire CROCO (anciennement ROMS\_AGRIF) à partir du coupleur OASIS3-MCT développé au CERFACS (Craig et al 2017). Les modèles régionaux échangent les champs de température et courants de surface, les flux de moments et les flux de chaleur et d'eau douce, sur des configurations différentes (emprise et résolution spatiales des grilles, cf. **Fig.5.6**). La composante AGRIF de CROCO, i.e. le raffinement d'échelles, a été prise en charge et permet de développer des configurations couplées multi-zooms. Le code a



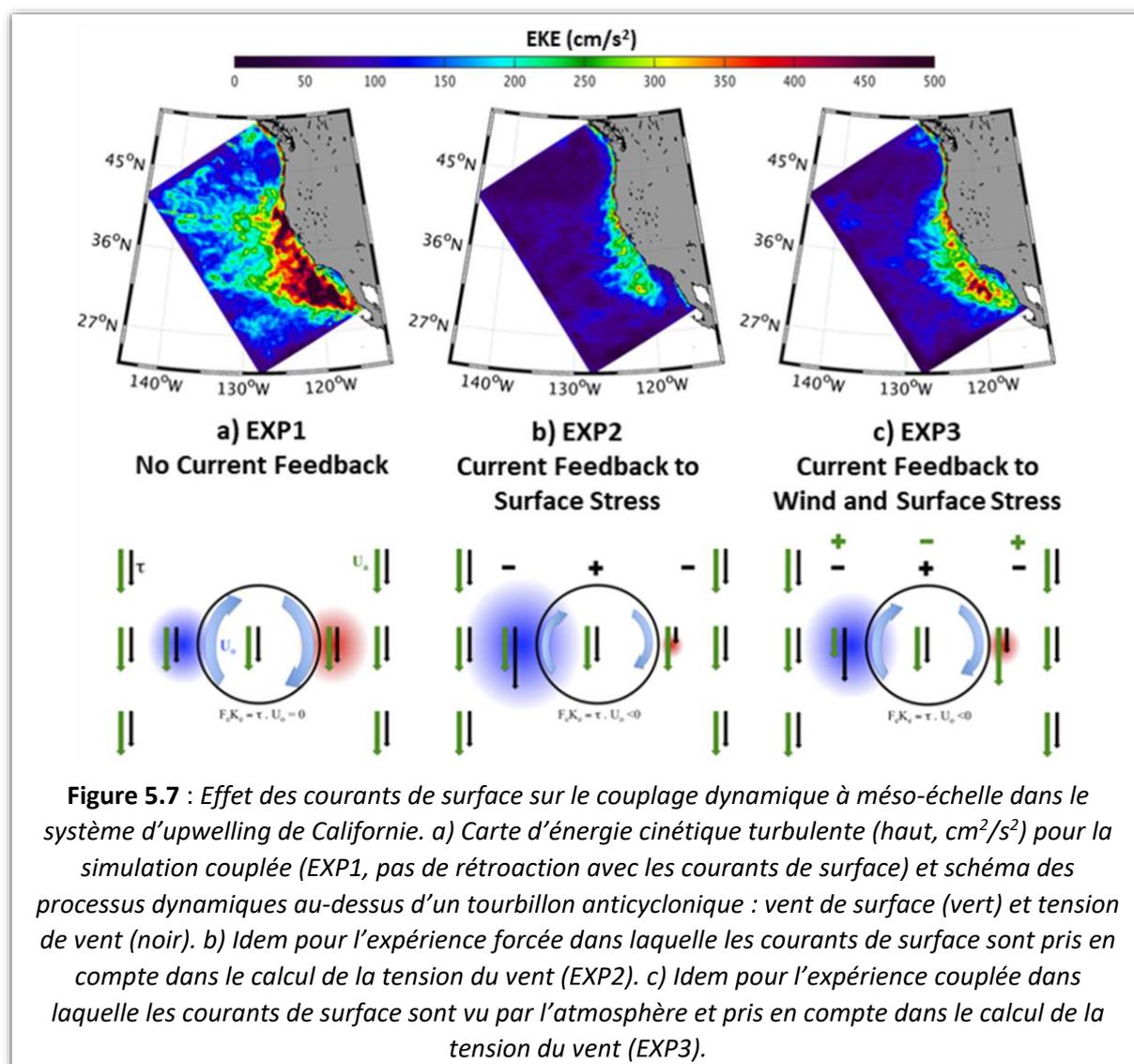
**Figure 5.6 :**  
Illustration de la  
plateforme couplée  
CROCO-WRF.

été développé sur le supercalculateur de l'Université P. Sabatier (CALMIP) et porté sur les calculateurs de nos partenaires IRD à l'Instituto Geofísico del Perú (IGP, projet IRD SPIRALE) et au Centre for High Performance Computing en Afrique du Sud (CHPC, GDRI-CROCO Sud). Le code est disponible publiquement depuis la version 3.1.1 de ROMS-AGRIF et v1.0 de CROCO.

En 2018, j'ai ajouté de **nouvelles fonctionnalités** à la stratégie de couplage développée dans CROCO. J'ai intégré la possibilité d'utiliser des masques de couplage qui permettent de sélectionner les régions géographiques spécifiques dans lesquelles le modèle océanique régional est forcé et/ou couplé à la composante atmosphérique. De plus, ces masques permettent de dissocier les couplages dynamiques (tension de vent) des couplages thermosalins (flux de chaleur/eau douce). Cette nouvelle version du code permet en particulier d'effectuer des simulations forcées où le modèle CROCO, utilisé en mode forcé, envoie la température de surface à WRF (CROCO  $\xrightarrow{SST}$  WRF) et la réponse atmosphérique de surface peut ensuite être récupérée et analysée à partir des champs échangés par le coupleur, qui ne sont pas utilisés par CROCO. Dans le cadre de mes activités de recherche, ces développements me permettent de réaliser des simulations couplées de l'Atlantique Tropical (CROCO  $\rightleftharpoons$  WRF) dans lesquelles les régions où les ondes océaniques équatoriales de Kelvin sont forcées à distance (Atlantique Équatorial Ouest, cf. [Chapitre 4](#)) sont découplées, tandis que les régions où les interactions océan-atmosphère sont cruciales pour le timing des événements interannuels côtiers (Atlantique Équatorial Est et bande côtière Ouest Africaine, cf. [Section V.3](#)) sont couplées à WRF.

Cette nouvelle stratégie de couplage est très utile pour décomposer les étapes du couplage océan-atmosphère, d'une part pour optimiser les paramétrisations utilisées dans les modèles et valider les configurations régionales, mais aussi à des fins pédagogiques. En effet, la possibilité de coupler CROCO à un modèle conceptuel TOY (CROCO  $\xrightarrow{SST}$  TOY), dont l'unique rôle est de récupérer les champs envoyés par CROCO, permet de se familiariser avec le coupleur, en utilisant des scripts très similaires à ceux utilisés en mode forcé. Cet exercice permet de s'approprier rapidement les séquences temporelles de couplage et les interpolations spatiales proposées par le coupleur, en évitant d'ajouter une dimension technique lourde associée à la prise en charge du modèle WRF. Sur cette base pédagogique, j'ai développé une **formation sur le couplage océan-atmosphère** régional CROCO/WRF, que j'ai organisée en 2018 à l'Université du Cap (cf. [Section VII.1](#)) et qui sera désormais dispensée dans les écoles d'été du GDRI CROCO-Sud au Cap.

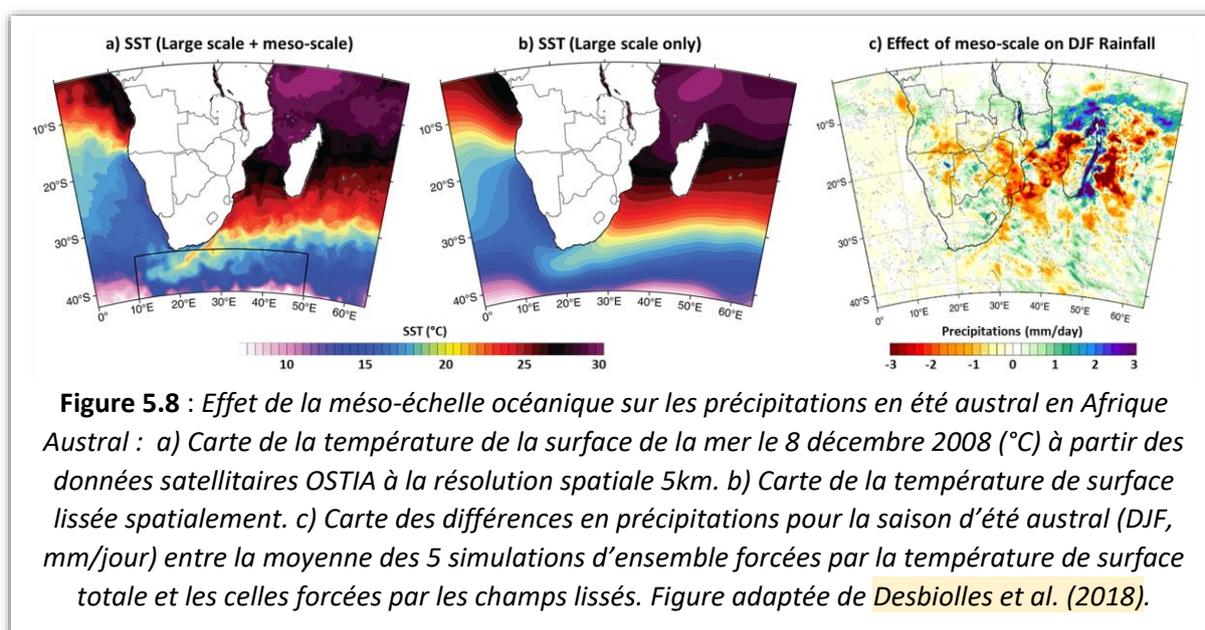
Le modèle régional couplé CROCO/WRF a été utilisé pour la première fois pour une étude de sensibilité sur le rôle du **couplage océan-atmosphère associé aux courants de surface – boucle de rétroaction mécanique** – dans le système d’upwelling de Californie, à laquelle j’ai participé. Renault et al. (2016) décrit pour la première fois le **processus d’eddy killing**, dans lequel le couplage avec les courants de surface affaiblit significativement l’activité méso-échelle océanique (cf. Fig.5.7), améliorant ainsi le réalisme des simulations en comparaison avec les données altimétriques. Cette étude est basée sur le développement de simulations de sensibilité avec la plateforme couplée CROCO/WRF dans lesquelles la rétroaction mécanique par les courants de surface océaniques est introduite progressivement. Nous avons commencé par une simulation océanique couplée, dans laquelle la tension de vent à la surface de l’océan est indépendante des courants de surface (EXP1). Ensuite, nous avons réalisé une simulation forcée utilisant l’atmosphère de EXP1 et dans laquelle la tension du vent est calculée en tenant compte de la différence de vitesse entre les deux fluides (EXP2). Enfin, dans la simulation couplée EXP3 les courants océaniques à la surface de l’océan sont également pris en compte dans la couche limite atmosphérique et modifient le vent. Nos résultats ont montré que la rétroaction mécanique réduit de moitié l’énergie cinétique turbulente en surface (cf. Fig.5.7ac) en atténuant les tourbillons et diminuant leur durée de vie. D’une part, la prise en compte des courants de surface réduit la génération côtière de tourbillons en affaiblissant la tension de vent et donc le travail positif



du vent sur l'océan. Aussi, en induisant un rotationnel de tension de vent opposé à la vorticité des courants, la rétroaction mécanique renvoie énergie du courant géostrophique vers l'atmosphère et att ne les tourbillons (cf. [Fig.5.7b](#)). D'autre part, la réponse du vent contrecarre la réponse de la tension de surface (cf. [Fig.5.7c](#)) en r energisant partiellement l'océan dans la région côtière et en diminuant le retour d'énergie vers l'atmosphère au large.

Cette étude, qui a proposé un élément supplémentaire dans le diagramme de Lorenz de conversion d'énergie : le transfert d'énergie induit par les courants de l'océan vers l'atmosphère à l'échelle des tourbillons. Elle a ouvert la voie à de nombreuses études sur le couplage océan-atmosphère à méso- et subm so-échelles avec des implications importantes pour la dynamique océanique dans les systèmes de courant de bords Est et de bords Ouest.

Dans la continuité des résultats de [Renault et al. \(2016\)](#), durant mon expatriation en Afrique du Sud dans le cadre du **LMI ICEMASA**, j'ai collaboré avec les partenaires Sud-Africains de l'*Université du Cap* sur l'étude des interactions entre les fines échelles océaniques et le climat régional en Afrique Australe. Plus spécifiquement, nous avons quantifié les effets de la **boucle de rétroaction thermique** sur la circulation atmosphérique et les précipitations en été Austral. Dans [Desbiolles et al. \(2018\)](#), nous avons développé une configuration du modèle atmosphérique WRF, première étape avant de créer une configuration couplée océan-atmosphère pour la région. Nous avons réalisé deux expériences de sensibilité, chacune composée de cinq simulations d'ensemble, qui différaient par les ** chelles spatiales de la température de la surface océanique** perçue par le modèle atmosphérique (cf. [Fig.5.8ab](#)). Nos résultats ont montré que les tourbillons et les méandres du courant des Aiguilles influent sur toute la colonne d'air jusqu'à la troposphère, et les structures océaniques   méso-échelle modifient de manière significative les flux d'humidité vers le continent Africain. L'impact de la méso-échelle océanique ne se limite pas aux régions océaniques mais implique également une réponse différenciée sur le continent Africain. Elle favorise les interactions tropiques/extratropiques et le développement de la bande de nuages sur le continent. En conséquence, le climat de l'été Austral est significativement modifié en termes de température de l'air, de couverture nuageuse et de précipitations moyennes (cf. [Fig.5.8c](#)), avec des différences notables dans les bandes de pluie tropicales du Sud-Ouest de l'Afrique.   l'échelle saisonnière, cela se traduit par des **différences en précipitations**, allant de +/-3 mm/jour, ce qui correspond, selon les zones, à des différences allant jusqu'à +/-25% des valeurs moyennes.

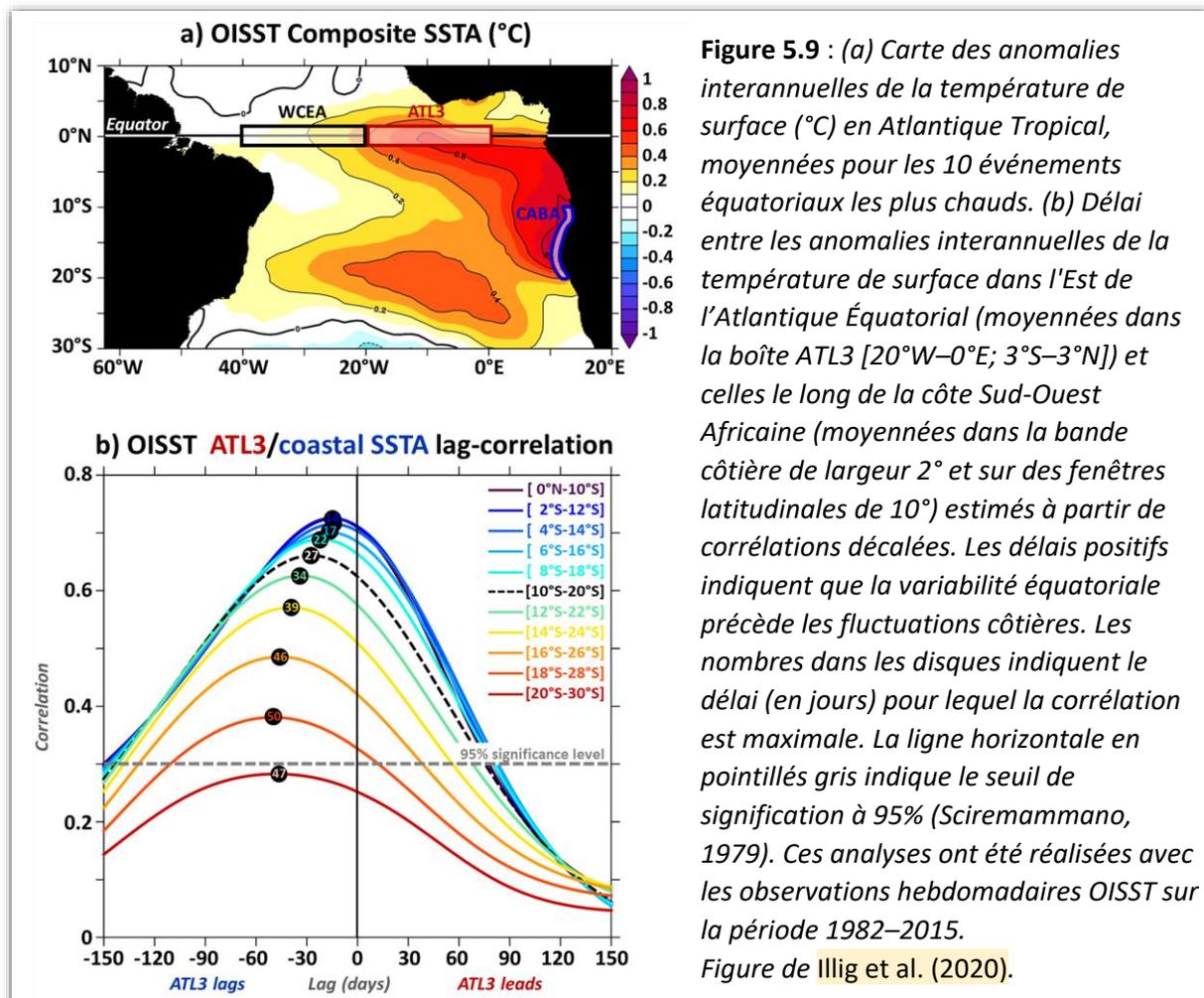


**Figure 5.8 :** Effet de la méso-échelle océanique sur les précipitations en été austral en Afrique Austral : a) Carte de la température de la surface de la mer le 8 décembre 2008 ( C)   partir des données satellitaires OSTIA à la résolution spatiale 5km. b) Carte de la température de surface lissée spatialement. c) Carte des différences en précipitations pour la saison d'été austral (DJF, mm/jour) entre la moyenne des 5 simulations d'ensemble forcées par la température de surface totale et les celles forcées par les champs lissés. Figure adaptée de [Desbiolles et al. \(2018\)](#).

Ces études ont mis en évidence l'importance des **processus non linéaires** dans les dynamiques océaniques et atmosphériques, en soulignant notamment les interactions d'échelles spatiales et temporelles ainsi que la rectification de l'état moyen océanique. Cette thématique de recherche a significativement enrichi ma compréhension de la dynamique océanique, initialement basée sur l'étude de la **dynamique linéaire** associée à la propagation des ondes équatoriales et côtières, dont les paramètres sont justement contrôlés par l'état moyen de l'océan. En intégrant ces nouvelles perspectives, j'ai pu développer une vision plus globale et complexe des phénomènes climatiques. En particulier, je me suis intéressée aux interactions océan-atmosphère et télé-connexions atmosphériques qui lient les événements interannuels équatoriaux et côtiers en Atlantique Sud-Est, au-delà de la connexion océanique linéaire étudiée dans le **Chapitre 4**. Ces activités sont détaillées dans la section suivante.

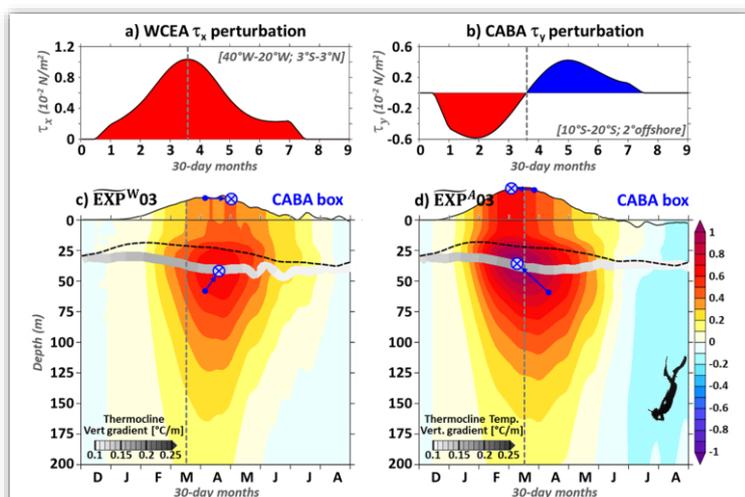
### V.3. Couplage océan-atmosphère et télé-connexions en Atlantique Tropical Sud-Est

Dans cette étude, menée dans le cadre du **projet européen TRIATLAS** (2019-2023), nous nous sommes intéressées au **lien entre les événements interannuels chauds équatoriaux qui se développent dans le Golfe de Guinée et les Benguela Niños**. Il est communément admis que les deux événements sont forcés par des ondes équatoriales et côtières initiées dans le bassin Équatorial Ouest par un relâchement des vents Alizés (cf. **Chapitre 4**). Pourtant, on observe que le réchauffement côtier a tendance à précéder celui observé dans le Golfe de Guinée d'environ 1 mois (cf. **Fig.5.9**). Illig et al. (2020) tente d'expliquer ce fait contre-intuitif en utilisant l'**expérimentation à l'aide d'un modèle océanique** de l'océan Atlantique Tropical.



Sur la base de nos études précédentes sur la variabilité interannuelle en Atlantique Sud-Est (cf. [Chapitre 4](#)), nous avons proposé **plusieurs hypothèses** pour expliquer la séquence surprenante des événements chauds : ① Les caractéristiques océaniques moyennes sont différentes en Atlantique Équatorial-Est et le long de la côte Ouest Africaine. La thermocline équatoriale, plus profonde qu’au large de l’Angola, retarderait la signature des ondes sur la température de surface le long de l’équateur (Lübbecke et al. 2010). Aussi, les stratifications différentes favoriseraient des ondes distinctes ayant des vitesses de propagation différentes (Bachèlery et al. 2020). Certaines peuvent atteindre la côte Africaine avant que les autres n’influencent la couche de surface équatoriale (Illig et Bachèlery 2019); ② Le rôle de la saisonnalité de la stratification océanique équatoriale qui verrouille le développement des *Atlantique Niños* à l’été boréal, ou la saison privilégiée à laquelle la relaxation des Alizés est observée peuvent contrôler la séquence temporelle de la variabilité de surface; ③ Le forçage local atmosphérique et les interactions océan-atmosphère peuvent aussi rectifier localement la variabilité forcée à distance (Richter et al. 2010; Bachèlery et al. 2016a).

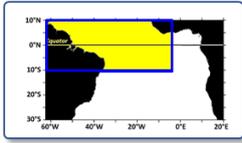
L’idée ici était d’utiliser un modèle océanique régional de l’Atlantique Tropical et de générer des événements chauds dans la bande équatoriale et le long de la côte Ouest Africaine dans des conditions réalistes et idéalisées, afin de tester en mode forcé chacun des mécanismes proposés (①, ②, et ③). Nous avons développé une configuration régionale de l’Atlantique Tropical du modèle océanique CROCO au 1/12° s’étendant sur tout l’Atlantique Tropical de 60°W à 20°E, couvrant les écosystèmes équatoriaux et côtiers de 10°N à 30°S. Une simulation longue de 58 ans (1958-2015) a d’abord été réalisée, nous permettant d’une part de valider la configuration du modèle et d’autre part d’isoler le forçage de surface en tension de vent associé aux événements extrêmes *Atlantique/Benguela Niño* (cf. [Fig.5.10ab](#)).



**Figure 5.10 :** a (b)) Perturbations en tension de vent ( $10^2 \times N/m^2$ ) zonale (méridienne) en Atlantique Équatorial Centre-Ouest (le long des côtes Angolaises, [20-10°S]). Événements interannuels côtiers pour les expériences où c) le forçage est réduit à la région Équatoriale Ouest et d) prescrit dans tout le bassin : Anomalies de température (couleur, °C) et du niveau de la mer (surface libre).

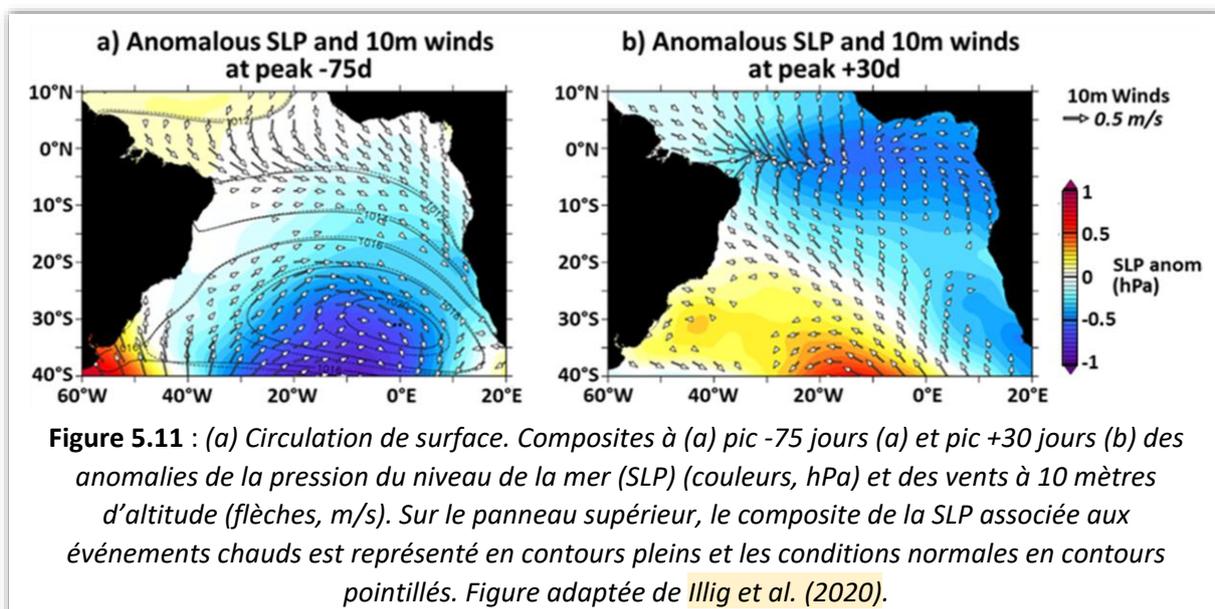
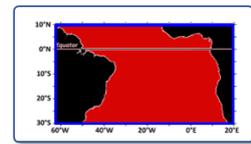
Les croix (points) bleus sont les maxima côtiers (équatoriaux) en température. Le forçage dans le bassin Équatorial Ouest (pointillés gris) est maximal au mois de Mars. La thermocline (base de la couche de mélange) est en gris (pointillé noir). Figure adaptée de Illig et al. (2020).

À partir des **perturbations idéalisées** de la tension de vent de surface, nous avons simulé des événements interannuels chauds dans le Golfe de Guinée et dans le système d’upwelling du Benguela. Nous avons tour à tour appliqué ce forçage sur un **état moyen océanique stationnaire** puis sur des **conditions océaniques variant selon les saisons**. Nous avons d’abord restreint les anomalies de tension de vent à la partie Équatoriale Ouest du bassin où les ondes équatoriales sont forcées, avant de prendre en compte le forçage atmosphérique sur l’ensemble du bassin, en particulier dans la région côtière. Nous avons ainsi réalisé 26 expériences de sensibilité, chacune composée de 10 simulations d’ensemble.



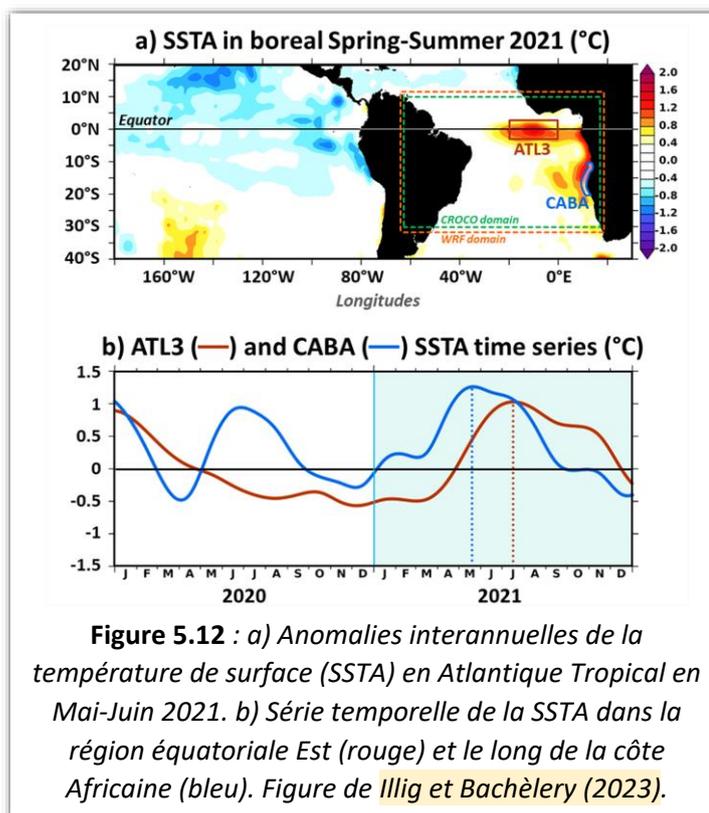
Les résultats ont montré que lorsque les perturbations de tension de vent sont confinées au bassin Atlantique Équatorial Ouest, le modèle génère des événements équatoriaux qui précèdent les variations de température dans la bande côtière Ouest Africaine (cf. [Fig.5.10c](#)), en accord la séquence de propagation des ondes équatoriales puis côtières (cf. [Fig.4.1](#)). Cela implique que ni l'état moyen océanique (①), ni le phasage saisonnier (②) n'expliquent la séquence temporelle observée des événements interannuels, même s'ils induisent une modulation substantielle du délai entre les *Atlantique Niños* et les *Benguela Niños* simulés. Ces expériences idéalisées ont néanmoins confirmé **l'importance de l'état moyen** sur l'amplitude des événements (Keenlyside et Latif 2007). Dans l'Est du Golfe de Guinée, nous avons observé que les anomalies de température de surface varient d'un facteur 4 selon que le forçage équatorial soit prescrit en juin (maximum) ou en décembre (minimum), contrôlé par la distance entre les anomalies de température en subsurface et la base de la couche de mélange. Dans la bande côtière, cette **modulation saisonnière** est moindre (facteur 1,2).

Ce n'est que lorsque des anomalies de tension vent sont également prescrites dans la bande côtière Africaine que le maximum du réchauffement côtier précède le pic des anomalies de la température de la surface de la mer dans le bassin Équatorial-Est (cf. [Fig.5.10d](#)), soulignant ainsi **le rôle du forçage côtier dans la phénologie des Benguela Niños** (③). Nos résultats montrent qu'il existe une **connexion à grande échelle** entre la variabilité interannuelle des Alizés en Atlantique Équatorial-Ouest et celle des vents côtiers le long du continent Ouest Africain, associée à une diminution de l'intensité de l'Anticyclone de Sainte-Hélène, 1 à 2 mois avant le pic de l'événement (cf. [Fig.5.11a](#)). Cette dernière est associée à des anomalies de vents côtiers soufflant vers le Sud, qui créent un réchauffement en diminuant localement l'upwelling côtier et l'évaporation. En conséquence, les événements côtiers commencent à se développer ~2 semaines avant que les ondes équatoriales n'impactent la température de surface en Atlantique Équatorial-Est. Les événements *Benguela Niño* sont aussi stoppés prématurément en raison du développement d'anomalies de vents côtiers soufflant parallèlement à la côte en direction de l'équateur (cf. [Fig.5.11b](#)). Ces derniers intensifient l'upwelling côtier et augmentent l'évaporation, créant ainsi un refroidissement océanique le long de la côte Ouest Africaine. Ces anomalies de vent de surface semblent être associées à une **circulation anormale convergente centrée sur l'événement chaud Atlantique Niño**.



Une des limitations de l'étude de Illig et al. (2020) a trait au fait que cette étude a été réalisée en mode forcé, *i.e.* à l'aide du modèle océanique CROCO forcé par des champs atmosphériques prescrits, pour lesquels il n'y a pas d'équilibre avec les conditions océaniques simulées. Afin d'étudier les télé-connexions océaniques et atmosphériques en jeu lors des événements *Atlantique Niño* et *Benguela Niño*, nous avons développé une étude en **mode couplé océan-atmosphère**. Nous avons choisi de nous **concentrer sur l'année 2021** durant laquelle un événement *Benguela Niño* a précédé un réchauffement

équatorial extrême (cf. [Fig.5.12](#)), en accord avec la séquence décrite dans Illig et al. (2020). Notre objectif était d'expliquer la phénoménologie de ces événements à la lumière de nos résultats obtenus en mode forcé (Illig et al. 2020). Nous souhaitons en particulier élucider leurs mécanismes de déclenchement et étudier les rôles respectifs du couplage océan-atmosphère et de la réponse aux forçages externes (prescrits aux frontières ouvertes du modèle couplé).



**Figure 5.12 :** a) Anomalies interannuelles de la température de surface (SSTA) en Atlantique Tropical en Mai-Juin 2021. b) Série temporelle de la SSTA dans la région équatoriale Est (rouge) et le long de la côte Africaine (bleu). Figure de Illig et Bachèlery (2023).

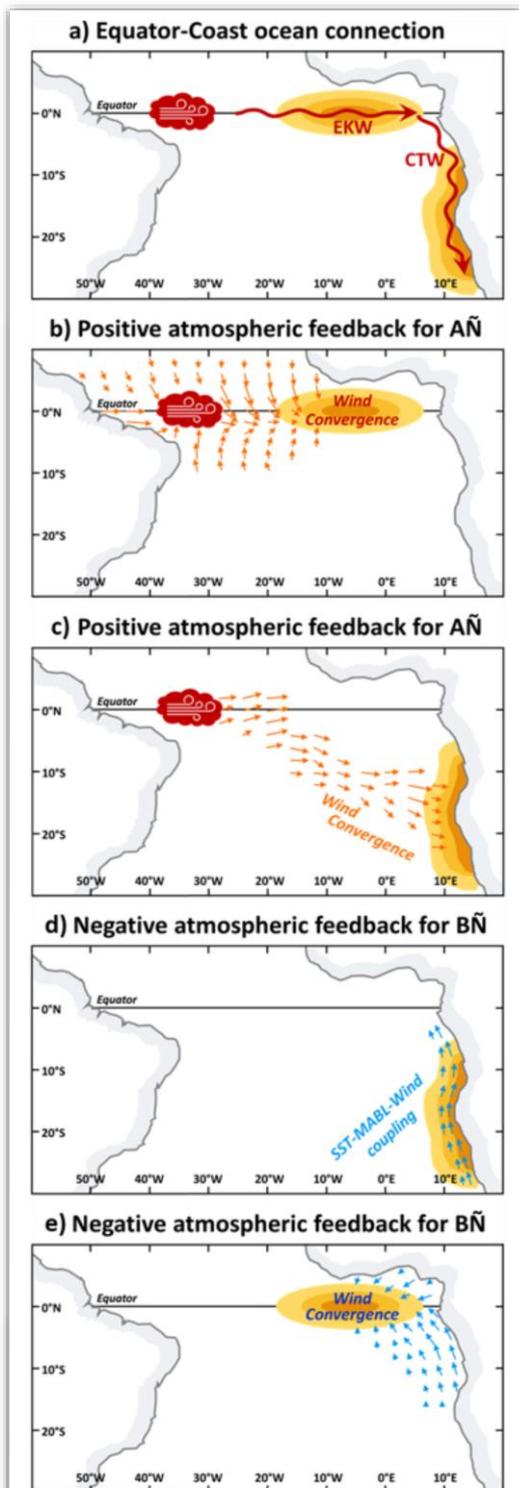
Nom	Design	Période	Restart CROCO	Forçage de surface CROCO	Frontières WRF	Ens. Sim.
CROCO <sup>LONG</sup>	CROCO seul	2012-2021	CARS2009	Interannuel	N/A	1
↳ Spawn CROCO <sup>INTER-2020</sup>		2020	CROCO <sup>INTER</sup>	Interannuel	N/A	5
CROCO <sup>CLIM</sup>	CROCO seul	2012-2021	CARS2009	Climatologique	N/A	1
↳ Spawn CROCO <sup>CLIM-2020</sup>		2020	CROCO <sup>CLIM</sup>	Climatologique	N/A	5
$\mathcal{F}^{\text{INTER}}$	CROCO $\xrightarrow{\text{SST}}$ WRF	2021	CROCO <sup>INTER-2020</sup>	Interannuel	Interannuel	5
$\mathcal{F}^{\text{CLIM-O}}$	CROCO $\xrightarrow{\text{SST}}$ WRF	2021	CROCO <sup>CLIM-2020</sup>	Climatologique	Interannuel	5
$\mathcal{F}^{\text{MEM}}$	CROCO $\xrightarrow{\text{SST}}$ WRF	2021	CROCO <sup>INTER-2020</sup>	Climatologique	Interannuel	5
$\mathcal{F}^{\text{CLIM}}$	CROCO $\xrightarrow{\text{SST}}$ WRF	2021	CROCO <sup>CLIM-2020</sup>	Climatologique	Pas d'Interannuel	5
$\mathcal{C}^{\text{CR}}$	CROCO $\Leftrightarrow$ WRF	2021	CROCO <sup>INTER-2020</sup>	Couplé à WRF	Interannuel	5
$\mathcal{C}^{\text{MEM}}$	CROCO $\Leftrightarrow$ WRF	2021	CROCO <sup>INTER-2020</sup>	Couplé à WRF	Pas d'Interannuel	5
$\mathcal{C}^{\text{NW}}$	CROCO $\Leftrightarrow$ WRF	2021	CROCO <sup>INTER-2020</sup>	Couplé à WRF	Interannuel NW	5
$\mathcal{C}^{\text{SOUTH}}$	CROCO $\Leftrightarrow$ WRF	2021	CROCO <sup>INTER-2020</sup>	Couplé à WRF	Interannuel SUD	5
$\mathcal{C}^{\text{SOUTH\_noBÑ}}$	CROCO $\Leftrightarrow$ WRF	2021	CROCO <sup>INTER-2020</sup>	$\mathcal{C}^{\text{CLIM}}$ SST Benguela, couplé ailleurs	Interannuel SUD	5
$\mathcal{C}^{\text{CLIM}}$	CROCO $\Leftrightarrow$ WRF	2021	CROCO <sup>CLIM-2020</sup>	Couplé à WRF	Pas d'Interannuel	5

**Tableau 2 :** Set de simulations : Nom, design (forcé vs. couplé), période, origine du restart océanique, forçage de surface du modèle CROCO, conditions aux frontières ouvertes du modèle WRF, et nb de simulations d'ensemble.

L'événement *Atlantique Niño* de 2021 est, à ce jour, l'**événement équatorial le plus chaud jamais observé** depuis l'avènement des observations satellites, tandis que le *Benguela Niño* de 2021, classé au 6<sup>e</sup> rang en termes d'anomalies de température côtière, est associé à la **production primaire la plus faible depuis 2002** (cf. [Fig.4.12](#)).

Afin de décrire la phénomologie de ces événements interannuels extrêmes et de mettre en évidence les interactions océaniques et atmosphériques en jeu, nous avons développé une configuration Atlantique Tropical du modèle régional couplé CROCO/WRF. Avec ce modèle, nous avons réalisé pas moins de 14 expériences de sensibilité, chacune composée de 5 simulations d'ensemble. Nous avons réalisé des simulations forcées (OBS→CROCO→WRF) et des simulations couplées (CROCO↔WRF), en modifiant tour à tour les forçages aux frontières ouvertes et la température de surface perçue par le modèle atmosphérique WRF (cf. [Tab.2](#)).

Nos résultats ont montré que les événements *Atlantique* et *Benguela Niño* de 2021 ne sont pas associés à la mémoire océanique à long terme antérieure à 2021, mais plutôt à un forçage atmosphérique externe amplifié par des interactions air-mer. Les simulations couplées ont révélé que, malgré les conditions froides dans l'Est du Pacifique Équatorial (cf. [Fig.5.12a](#)), le déclenchement des événements interannuels de 2021 n'était pas associé aux flux provenant du Pacifique, contrairement à l'événement *Atlantique Niño* de 1996 (cf. [Section 5.1](#), Illig et al. 2006). Nos résultats ont montré que les *Atlantique* et *Benguela Niños* de 2021 ont **tous deux été déclenchés** par des anomalies de vent dirigées vers le Sud à 32°S (frontière de notre



**Figure 5.13** : Schéma des processus de connexion identifiés lors des événements *Atlantique Niño* (AÑ) et *Benguela Niño* (BÑ) de 2021. a) Connexion océanique - propagations d'ondes longues. b) Développement d'une circulation atmosphérique convergente centrée sur le réchauffement équatorial → Affaiblissement de Alizés équatoriaux. c) Convergence des vents en direction du réchauffement côtier → Affaiblissement des Alizés dans la bande équatoriale. d) Approfondissement de la couche limite marine atmosphérique côtière au-dessus du réchauffement côtier → Couplage avec les vents de haute altitude dirigés vers l'équateur. e) Convergence équatoriale générant des vents côtiers favorables à l'upwelling.

Figure adaptée de Illig et Bachèlery (2023).

modèle), entraînant un **affaiblissement persistant de l'Anticyclone de l'Atlantique Sud**. Ces anomalies de vent au large de l'Afrique ont réduit l'upwelling côtier et l'évaporation, initiant le *Benguela Niño*. Le **relâchement des Alizés équatoriaux** a forcé une onde de Kelvin équatoriale, qui a réchauffé l'Atlantique Équatorial Est, marquant ainsi le début de l'*Atlantique Niño*. L'événement équatorial a atteint sa pleine maturité en juillet 2021 grâce à des interactions air-mer de type ENSO (cf. [Fig.5.13b](#)), renforcées par une connexion atmosphérique associée à la convergence des vents vers le réchauffement côtier lointain (cf. [Fig.5.13c](#)). Alors que les interactions air-mer constituent une rétroaction négative pour le réchauffement côtier (cf. [Fig.5.13de](#)), la connexion océanique avec la variabilité équatoriale par la propagation des ondes côtières forcées par l'équateur a intensifié le réchauffement côtier, qui a atteint son maximum fin mai 2021.

Ces résultats révèlent la **dynamique complexe** des événements extrêmes en Atlantique Tropical, mettant l'accent sur l'**interconnexion entre les deux systèmes** (cf. [Fig.5.13](#)) : le réchauffement *Benguela Niño* stimule l'*Atlantique Niño* par le biais d'une **télé-connexion atmosphérique** (cf. [Fig.5.13c](#)), et en retour, l'*Atlantique Niño* contrôle dans une large mesure le réchauffement côtier via la **connexion océanique** associée à la propagation d'ondes longues (cf. [Fig.5.13a](#)). Cette étude de cas fournit des informations essentielles sur les interactions océan-atmosphère en Atlantique Tropical et met en évidence le **rôle central de l'Anticyclone de l'Atlantique Sud**. Les événements *Atlantique* et *Benguela Niño* de 2021 partageant le même mécanisme de forçage externe, nos résultats suggèrent fortement que ces modes de variabilité interannuels constituent un **unique mode de variabilité de l'Atlantique Tropical**. Dans la continuité de ces travaux, je vais poursuivre mes recherches sur la phénologie des *Atlantique* et *Benguela Niños/Niñas* en m'intéressant maintenant à la phénologie des événements équatoriaux ou côtiers qui se développent de manière isolée, *i.e.* sans développement conjoint d'un événement interannuel dans l'autre système (cf. [Section VI.1](#)).

Nos résultats, dans le cadre du **projet européen TRIATLAS** (2019-2023), ont mis en évidence pour la première fois avec autant de détails les **mécanismes de rétroaction complexes** qui conduisent au développement d'événements extrêmes en Atlantique Tropical. En particulier, nous avons montré à quel point les **variabilités équatoriales et côtières sont inextricablement liées**, à travers des connexions océaniques et atmosphériques, et nous avons souligné le rôle central de l'Anticyclone. Nos travaux ont contribué à une meilleure compréhension de la dynamique du climat dans l'Atlantique Tropical, et ont également des implications importantes pour la **modélisation du système Terre et la prévision** de ces événements extrêmes. C'est l'une des perspectives scientifiques que je compte développer dans la suite de mes activités de recherche (cf. [Chapitre 6](#)).



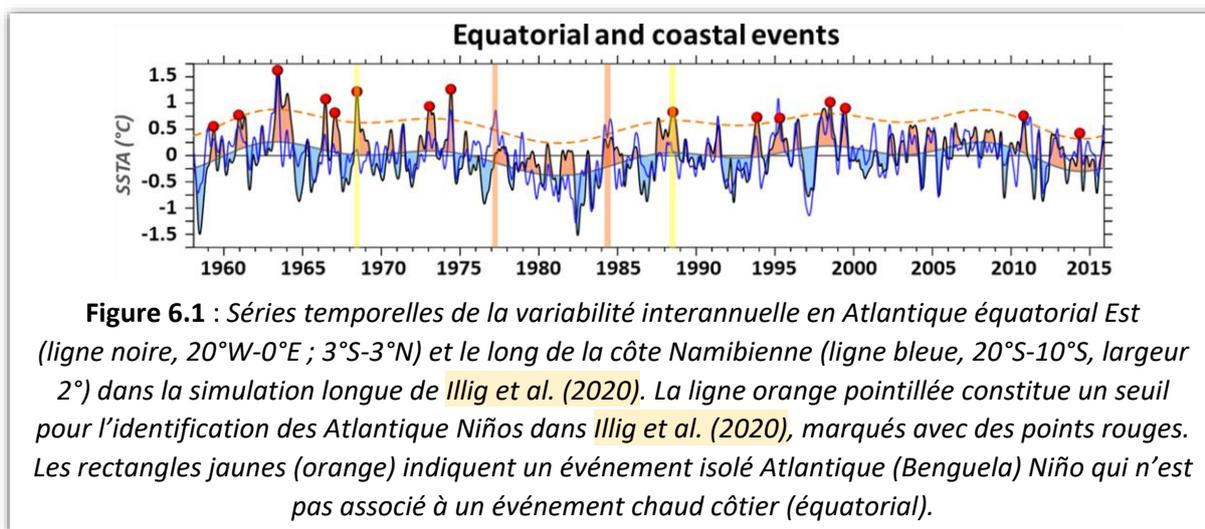
## Chapitre 6

### PROJETS DE RECHERCHE ET PERSPECTIVES

Mes perspectives de recherche pour les prochaines années s'inscrivent naturellement dans la continuité de mes travaux sur la **connexion équatoriale** et **les régions côtières d'upwelling**, tout en marquant une inflexion significative et une ouverture vers une approche plus intégrée de l'océanographie, mêlant expertise atmosphérique, intelligence artificielle et étude d'impacts. Tout d'abord, je vais poursuivre mes activités sur l'étude des **modes de variabilité interannuelle** de l'Atlantique Tropical, en lien avec les événements extrêmes *Atlantique* et *Benguela Niño* et leur prévision (cf. [Section VI.1](#)). Ces recherches permettront de mieux comprendre les mécanismes en jeu et de déterminer si les fluctuations interannuelles équatoriales et côtières sont l'expression d'un seul mode de variabilité à l'échelle du bassin Atlantique Tropical. De plus, dans la suite d'une thèse que j'ai récemment co-dirigée, je souhaite approfondir l'étude des **variations décennales** des conditions océaniques en lien avec les **pêcheries** dans l'upwelling Angolais et explorer la possible connexion avec des changements basse fréquence de la variabilité équatoriale (cf. [Section VI.2](#)). Cette recherche vise à identifier les tendances à long terme et les facteurs climatiques régionaux, contribuant ainsi à une meilleure gestion des ressources marines. Par ailleurs, en lien avec mon implication dans le Master SOAC OA au Bénin et les nouvelles collaborations que j'ai développées, je vais orienter mes activités de recherche vers l'hémisphère Nord et étudier la connexion linéaire équatoriale avec la région côtière bordant les côtes du **Nord du Golfe de Guinée**, qui abrite notamment l'*upwelling Ivoiro-Ghanéen* (cf. [Section VI.3](#)). Cette extension de mes travaux permettra d'approfondir notre compréhension des dynamiques océaniques locales et de leurs interactions avec les processus climatiques régionaux, en particulier avec la **mousson Africaine**. Comme tout au long de ma carrière, j'accompagnerai mes travaux de recherche d'**activités d'enseignement et de formation** (cf. [Section VI.4](#)). Je continuerai à m'investir dans la formation des étudiants, en partageant mes connaissances et en développant des formations pédagogiques, afin de contribuer à l'essor de la recherche en océanographie dans les pays du Sud.

#### VI.1. Phénologie et prévision des événements extrêmes Atlantique et Benguela Niño

Mes travaux de recherche sur la dynamique interannuelle en Atlantique Tropical Sud-Est et l'émergence des événements interannuels extrêmes *Atlantique* et *Benguela Niño* ont mis en évidence une **interconnectivité** remarquable **entre le système équatorial et le système d'upwelling de bords Est du Benguela Nord** (cf. [Chapitre 4](#) et [Section V.3](#)). D'une part, la connexion s'opère via la **connexion océanique** linéaire, caractérisée par la propagation séquentielle d'ondes océaniques équatoriales puis côtières à grande longueur d'onde. D'autre part, les **interactions océan-atmosphère** permettent le développement de télé-connexions atmosphériques associées aux perturbations de la température de surface océanique et établissent un lien bidirectionnel entre les deux événements, influençant leur intensité et leur timing. Ainsi, ces résultats (Illig et al. 2020; Illig et Bachèlery 2023) suggèrent fortement que la variabilité interannuelle dans la bande équatoriale et les fluctuations de la température de surface dans la bande côtière sont le résultat d'un **unique mode de variabilité El Niño** Atlantique Tropical couplé océan-atmosphère.



Afin de tester cette hypothèse, je souhaite maintenant étudier la relation entre les réchauffements équatoriaux et côtiers et les **télé-connexions atmosphériques** qui se développent, et décrire les réponses équatoriales et côtières associées. Une autre dimension de cette étude portera sur l'étude détaillée des **événements isolés**, i.e. examiner les processus en jeu lorsqu'un événement équatorial n'est pas accompagné d'un événement côtier et inversement, comme illustré par les rectangles colorés dans la **Figure 6.1**.

Dans cette étude, il s'agira tout d'abord d'élaborer un **indice** pour définir les événements équatoriaux modérés et extrêmes, comme nous l'avons fait pour les événements côtiers dans la thèse de R. Imbol Koungue (cf. **Section IV.2** et Imbol Koungue et al. (2017)). L'occurrence et l'intensité des événements *Atlantique* et *Benguela Niño* seront ensuite intercomparées afin de définir des **classes d'événements** (conjoints, isolés, etc...). Ces classes seront analysées en fonction de la région dans laquelle le réchauffement équatorial est maximal, i.e. en distinguant l'*Atlantique Niño* central et l'*Atlantique Niño* Est (Zhang et al. 2023). Le **débit du fleuve Congo** sera également considéré en raison de son impact sur les événements côtiers, comme observé pour le *Benguela Niño* de 2016 (Lübbecke et al. 2019).

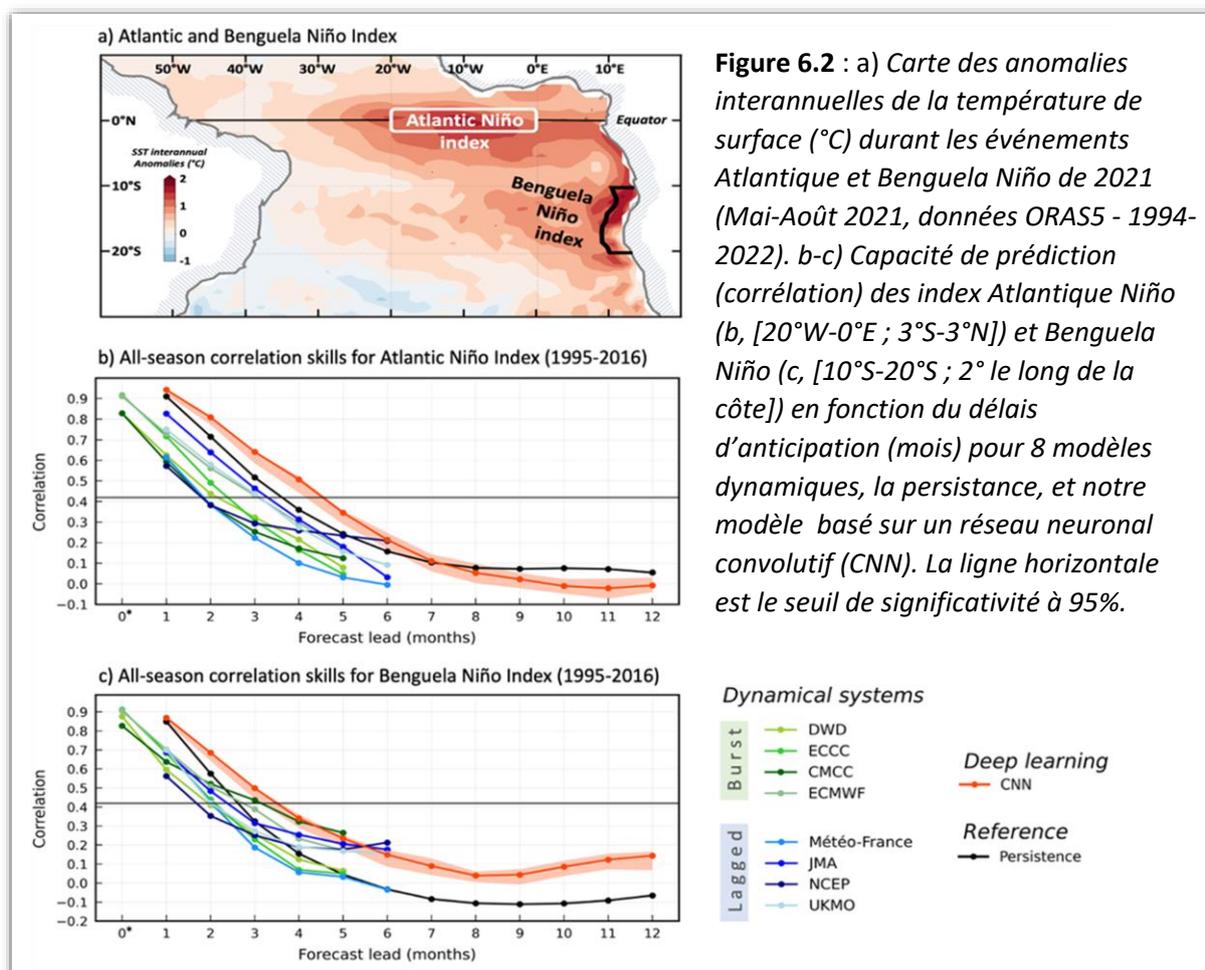
Dans un deuxième temps, en utilisant la configuration du modèle couplé océan-atmosphère CROCO/WRF développée dans Illig et Bachèlery (2023), je souhaite caractériser la relation entre l'amplitude des événements équatoriaux et côtiers et l'intensité des circulations convergentes qui en découlent (cf. **Fig.5.13ce**). L'objectif est de décrire les **réponses côtières et équatoriales associées** en termes d'**amplitude et de timing** et d'étudier leur modulation par le cycle saisonnier. Cette étude sera réalisée dans un **cadre idéalisé**, similaire à celui de Illig et al. (2020), mais **en mode couplé** (grâce aux masques de couplage, cf. **Section V.2**) : des perturbations de la tension de vent, d'intensité variable, seront prescrites dans le bassin Atlantique Équatorial Central Ouest puis le long de la côte Sud-Ouest Africaine à différentes saisons, tandis que le couplage océan-atmosphère sera actif dans l'ensemble de l'Atlantique Tropical. Parallèlement, une étude de sensibilité au débit du fleuve Congo sera également menée.

En complément, j'étudierai en détail la **phénologie des événements isolés** afin d'expliquer les mécanismes qui ont empêché le développement conjoint des réchauffements équatorial et côtier. Je développerai des études de cas à la manière de Illig et Bachèlery (2023).

Ces approches complémentaires permettront d'affiner la compréhension des processus spécifiques au développement des événements extrêmes en Atlantique Équatorial Est et dans le Benguela, et de mieux appréhender leur **indépendance ou interdépendance**. Elles fourniront également une série de proxys à des fins de **prévisions**.

Dans ce contexte, je contribue à une étude ambitieuse sur la **prévisibilité des événements Atlantique et Benguela Niño** à partir d'outils basés sur de l'**Intelligence Artificielle** (IA), en collaboration avec des chercheurs ayant participé au projet européen TRIATLAS (2019-2023). Comme expliqué dans le **Chapitre 4**, les événements *Atlantique* et *Benguela Niño* et *Niña* sont des phénomènes climatiques extrêmes de l'Atlantique Tropical, caractérisés par un réchauffement ou un refroidissement océanique anormal dans l'Atlantique Équatorial Est et les régions côtières du Sud-Ouest de l'Afrique (cf. **Fig.6.2a**). Ces événements influencent non seulement les précipitations et le climat régional (Rouault et al. 2003), mais jouent également un rôle important dans la variabilité de l'oxygène côtier (Monteiro et al. 2008; Bachèlery et al. 2016b), l'habitat des poissons et l'abondance des ressources marines (Binet et al. 2001; Boyer et al. 2001). Les événements *Atlantique Niño* influencent également l'oscillation australe *El Niño* dans le Pacifique (Ding et al. 2012). Ainsi, des **prévisions opérationnelles sont urgentes** pour la gestion des écosystèmes locaux et des services climatiques à l'échelle mondiale.

Il est particulièrement intéressant, mais surtout préoccupant de constater qu'en dépit des efforts significatifs fournis, il n'est aujourd'hui **pas possible de prédire** ces événements interannuels (Richter et al. 2018; Counillon et al. 2021), contrairement à ceux du Pacifique. En effet, les systèmes de prévision dynamiques les plus avancés ont en effet du mal à surpasser la persistance – référence la plus courante – ou à atteindre une significativité statistique (cf. **Fig.6.2bc**). En particulier, ils ont totalement échoué à prédire les événements exceptionnellement forts de 2021 (Li et al. 2023). Cela conduit à un consensus croissant dans la communauté scientifique selon lequel ces événements seraient intrinsèquement **imprévisibles**.



Contrairement à l'*El Niño* du Pacifique, le principal défi de la prévision en Atlantique Tropical tient au fait que la variabilité interannuelle est nettement plus faible que le cycle saisonnier. De plus, les **biais systématiques des modèles dynamiques** affectent les dynamiques atmosphériques et océaniques, ce qui peut expliquer ce manque de capacités prédictives. Cependant, la difficulté à prédire les événements *Atlantique* et *Benguela Niño* va au-delà du biais des modèles, probablement en raison de leurs **dynamiques complexes**, avec des processus non linéaires et des interactions entre les connexions océaniques et atmosphériques (Illig et al. 2020; Illig et Bachèlery 2023). Bien qu'ils atteignent leur pic à des saisons différentes, leurs développements semblent **inextricablement liés**. Les variations de l'Anticyclone de l'Atlantique Sud induisent une modulation des vents côtiers affectant l'upwelling au Sud-Ouest de l'Afrique et initiant les *Benguela Niños/Niñas*. Simultanément, les variations de l'Anticyclone déclenchent des anomalies de vent dans la partie Ouest du bassin équatorial qui forcent des ondes de Kelvin Équatoriales et des ondes côtières subséquentes, influençant les conditions océaniques équatoriales et puis côtières. Bien que cette connexion océanique contribue en grande partie aux événements *Atlantique* et *Benguela Niño*, à mesure que les événements mûrissent, de fortes interactions air-mer se développent entre les deux événements, les intensifiant ou les atténuant (cf. **Fig.5.13**). Les principales non-linéarités proviennent du *feedback* de Bjerknes, qui contrôle l'expression en surface des *Atlantique Niños/Niñas* via le couplage surface-subsurface (Keenlyside et Latif 2007; Illig et al. 2020) fortement lié au développement de la langue froide saisonnière dans le bassin Atlantique Équatorial Est. De plus, le couplage océan-atmosphère est également fortement modulé par la marche saisonnière de la zone de convergence intertropicale. En raison de ces mécanismes complexes et des processus non linéaires intrinsèques à ces événements interannuels extrêmes, les systèmes de prévision dynamiques peuvent manquer de prévisibilité.

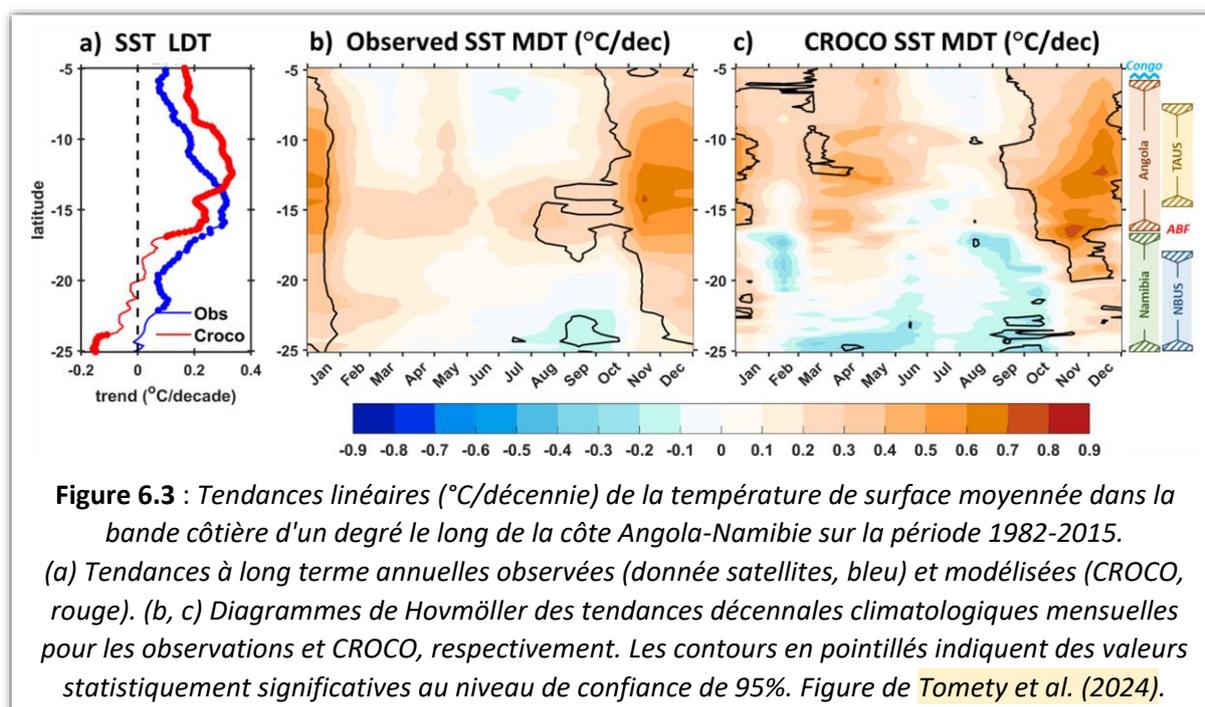
Bien que la prévision des événements *Niños/Niñas* Atlantique et du *Benguela* semble être actuellement dans une impasse, je pense que la forte connexion entre les deux événements via la propagation des ondes longues océaniques forcées en Atlantique Équatorial Ouest peut offrir une **prévisibilité** allant jusqu'à deux mois. De plus, leur relation avec l'Anticyclone de l'Atlantique Sud pourrait fournir une prévisibilité prolongée si ce dernier est lié à l'oscillation australe *El Niño*, par exemple. En outre, les avancées récentes en matière d'intelligence artificielle ouvrent une voie prometteuse pour améliorer la prévision de tels événements. Les techniques d'apprentissage IA, en particulier l'application des **réseaux de neurones convolutifs** (CNN), ont récemment montré des **capacités remarquables** en matière de prévision météorologique, capturant des schémas complexes et déchiffrant des relations intriquées au sein des données. Par exemple, en utilisant un modèle CNN, Ham et al. (2019) ont montré une nette amélioration dans la prévision saisonnière des événements *El Niño*.

Je propose d'adopter une approche similaire afin de démontrer que les **techniques d'apprentissage IA** peuvent offrir une solution efficace pour **prédire la variabilité interannuelle en Atlantique Tropical**. Cela permettrait de prouver qu'il existe une certaine prévisibilité pour les événements extrêmes. À cet effet, nous avons développé un modèle de prévision classique CNN pour les indices *Niño* de l'Atlantique et du *Benguela*. Nos premiers résultats sont prometteurs, montrant des capacités significatives de prédiction (cf. **Fig.6.2bc**). En outre, l'analyse du CNN nous permettra de fournir une interprétation physique des mécanismes responsables des prévisions réussies des *Atlantiques* et *Benguela Niños*. *In fine*, je souhaite développer une **plateforme web opérationnelle** pour rendre ces prédictions accessibles à la communauté scientifique, ainsi qu'aux autorités locales et acteurs économiques concernés.

## VI.2. Modulation décennale le long de la côte Sud-Ouest Africaine

La connexion océanique avec la variabilité équatoriale le long des côtes Angolaises a également été mise en lumière aux échelles temporelles plus longues. Durant la thèse de **Serge Tomety** (2017-2022, cf. [Section VII.2a](#)), que j'ai co-dirigée à l'*Université du Cap*, nous avons étudié les **variations décennales de la température de surface** le long de la bande océanique des côtes Angolaises. L'analyse des produits satellitaires disponibles a révélé un réchauffement de cette région côtière sur la période 1982-2015 (cf. [Fig.6.3a](#)), comme rapporté par Vizy et Cook (2016). L'originalité de notre approche résidait dans l'analyse de la **modulation saisonnière** de cette tendance décennale. Nous avons montré que le réchauffement annuel est principalement dû à un réchauffement marqué durant le **printemps et l'été Austral** (Nov-Jan, cf. [Fig.6.3b](#)). Notre objectif était d'identifier les processus responsables de cette tendance saisonnière. Pour cela, nous avons utilisé la simulation Atlantique Tropical du modèle CROCO développée par Illig et al. (2020), que nous avons validée aux échelles de temps décennales (cf. [Fig.6.3c](#)). À partir du bilan de chaleur journalier dans la couche de mélange de surface, nous avons développé une méthodologie permettant de déterminer les tendances décennales ainsi que leur modulation saisonnière pour chacun des termes (advection, mélange, forçage). Nos résultats indiquent que la tendance décennale au réchauffement observée au printemps/été austral est due à une **intensification du courant côtier d'Angola** au cours des dernières décennies, entraînant un transport accru d'eaux chaudes équatoriales vers le Sud (Tomety et al. 2024). Ces changements des courants côtiers sont associés à une modulation des **ondes côtières saisonnières**, qui sont forcées à distance le long du guide d'ondes équatorial.

Je m'intéresse maintenant aux conséquences de ces changements décennaux de la température de surface sur l'**écosystème Angolais**. D'un point de vue **écologique**, ces changements peuvent indiquer quelles régions le long de la côte Sud-Ouest Africaine sont climatiquement favorables à la reproduction des poissons. En effet, certaines espèces de poissons ont une tolérance thermique très étroite pendant leur phase de reproduction par rapport aux autres étapes de leur cycle de vie. Leur performance reproductive, et donc la taille future de la population, est très sensible aux écarts, même minimes, par rapport à la plage

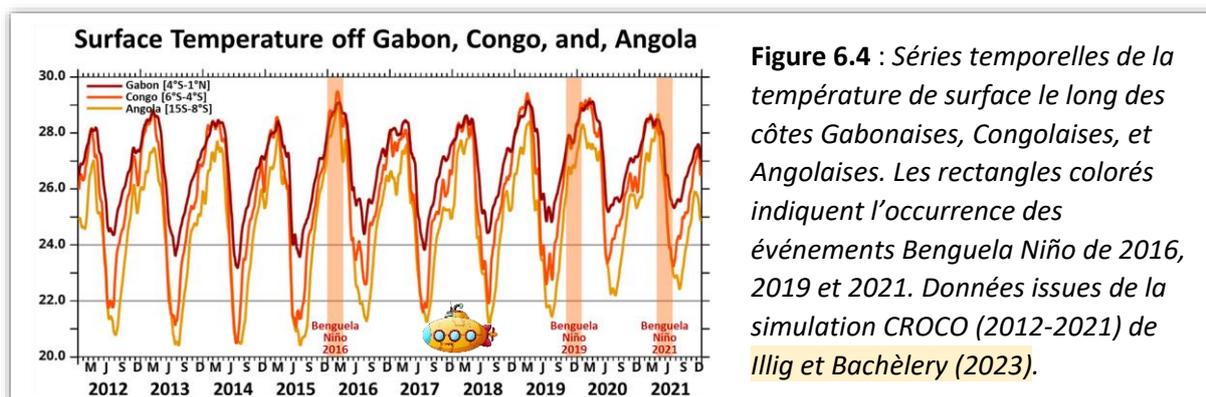


**Figure 6.3 :** Tendances linéaires (°C/décennie) de la température de surface moyennée dans la bande côtière d'un degré le long de la côte Angola-Namibie sur la période 1982-2015.

(a) Tendances à long terme annuelles observées (donnée satellites, bleu) et modélisées (CROCO, rouge). (b, c) Diagrammes de Hovmöller des tendances décennales climatologiques mensuelles pour les observations et CROCO, respectivement. Les contours en pointillés indiquent des valeurs statistiquement significatives au niveau de confiance de 95%. Figure de Tomety et al. (2024).

thermique optimale (Hjort 1914; Dahlke et al. 2020). On parle alors de **stress climatique** en cas de réchauffement des océans. Pour la *Sardinella Aurita*, le poisson pélagique dominant l'upwelling Angolais, essentiel à la sécurité alimentaire en Angola, la plage de température optimale pour la reproduction se situe dans la tranche basse de la vingtaine de degrés Celsius (Ettahiri et al. 2003), soit en hiver austral (Juin-Août) durant la saison d'upwelling. D'après les résultats de Tomety et al. (2024) (cf. Fig.6.3bc), la région au nord de 13°S n'a pas connu de réchauffement décennal pendant les hivers durant la période 1982-2015. Étant donné que l'habitat reproducteur de la *Sardinella Aurita* est limité à cette zone (Ghéno et Fontana 1981), on peut supposer que la reproduction de la *Sardinelle Angolaise* n'a probablement pas été affectée par le réchauffement des océans au cours des dernières décennies. Cette conclusion est corroborée par les estimations des stocks de poissons, qui, sur à peu près la même période, montrent des fluctuations interannuelles mais une taille stable de la population de *Sardinelle Angolaise* aux échelles décennales (FAO 2011). En revanche, les résultats de Tomety et al. (2024) révèlent une tendance décennale hivernale dans la région du Sud de l'Angola, entre 13°S et 17°S (cf. Fig.6.3bc), suggérant un impact négatif sur les populations de poissons côtiers résidents. Une étude de Potts et al. (2014) a examiné l'effet du réchauffement des océans dans cette région sur la distribution des espèces de poissons côtiers résidents et a conclu, conformément à cette hypothèse, que les tendances décennales des températures de surface ont entraîné des déplacements significatifs vers le pôle des zones favorables à leur reproduction et une diminution de la taille de leur population.

C'est après cette période que les estimations des stocks de poissons ont commencé à indiquer une **baisse massive des pêcheries pélagiques Angolaises**, passant des niveaux durables de 2015 à un état de **collapse en 2023**. Dans ce contexte, il apparaît pertinent et opportun de caractériser comment le **cycle annuel de la température de surface** dans la bande côtière Angolaise, ainsi qu'au large du Congo et du Gabon, a divergé des tendances à long terme décrites dans Tomety et al. (2024). Pour cela, je vais mener une étude, en collaboration avec nos partenaires Norvégiens et Sud-Africains précédemment impliqués dans le projet européen TRIATLAS (2019-2023). Notre objectif est d'identifier les facteurs climatiques pouvant expliquer l'effondrement observé des populations de poissons après le *Benguela Niño* de 2016 (cf. Fig.6.4). Pour ce faire, nous prolongerons la simulation longue réaliste CROCO réalisée dans Illig et Bachèlery (2023). **Dans l'hypothèse de Hjort** (Hjort 1914), nous analyserons les changements du cycle annuel de la température de surface et identifierons les processus en jeu, à la manière de Tomety et al. (2024). Nous examinerons en particulier l'impact des **trois Benguela Niños consécutifs** (cf. Fig.6.4). En complément, des expériences de suivi de particules lagrangiennes nous permettront d'explorer les changements potentiels dans les **schémas de rétention des larves** associés aux modifications des courants côtiers, qui peuvent également contribuer à cet effondrement.

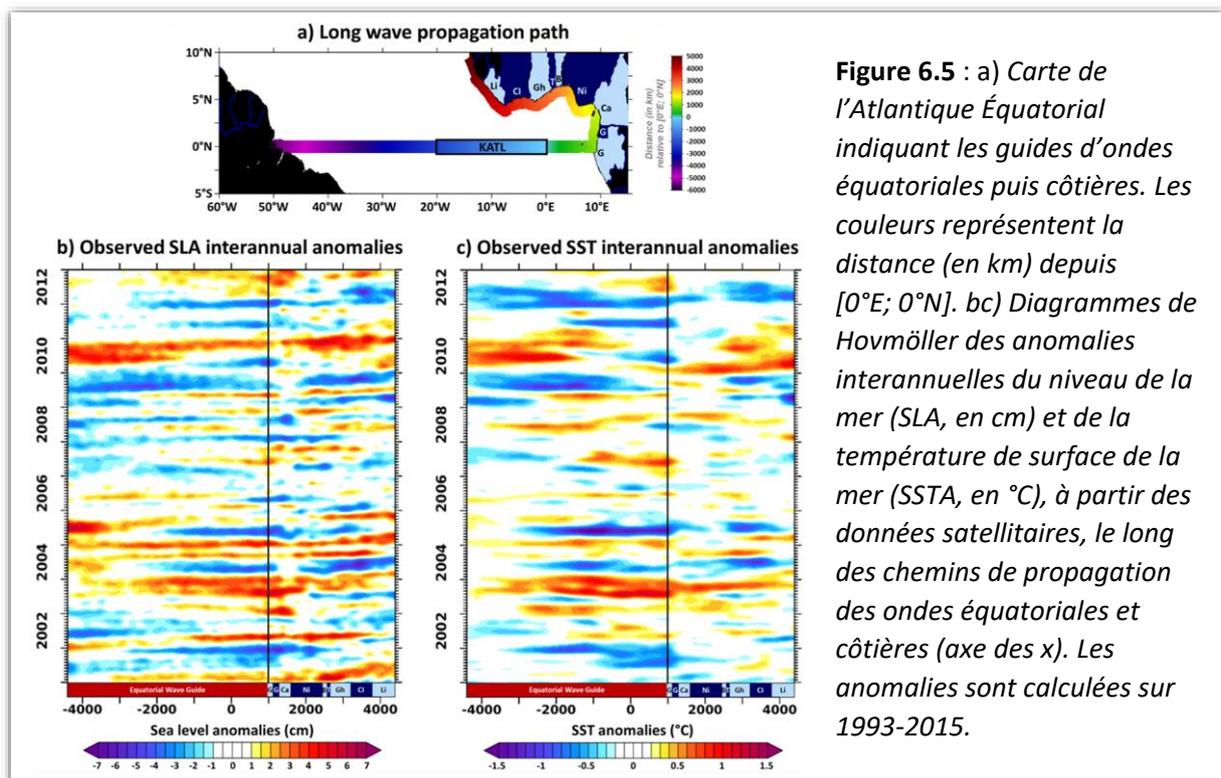


### VI.3. Connexion équatoriale dans le Nord du Golfe de Guinée et mousson Africaine

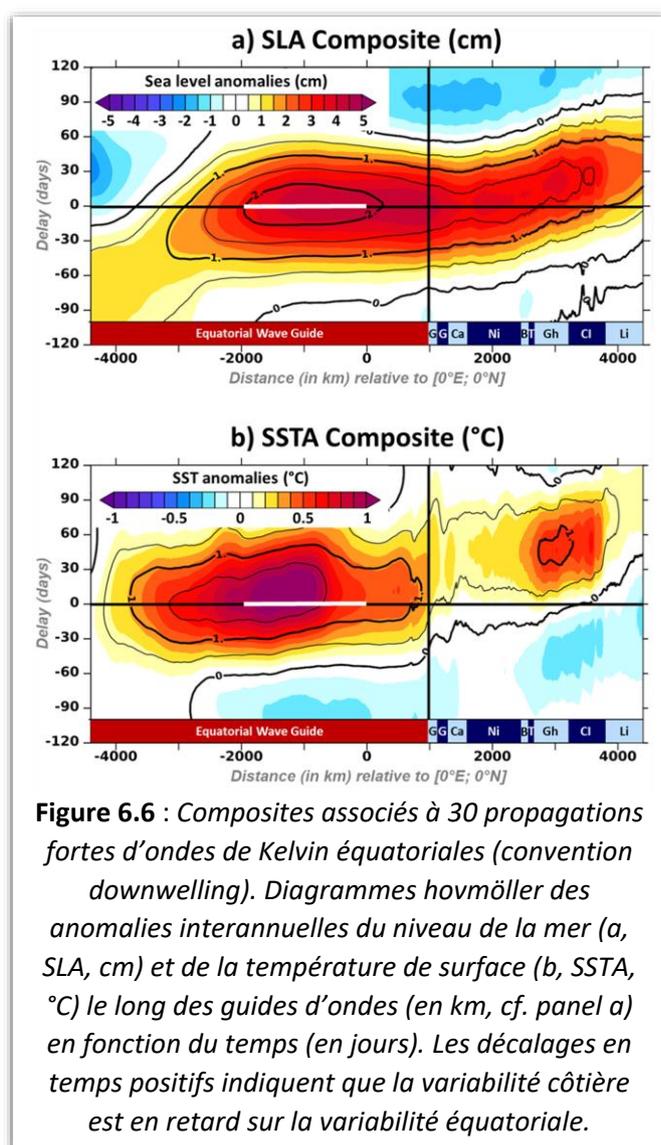
Ce volet de mes perspectives scientifiques marque un infléchissement important de mes activités de recherche sur un nouveau chantier. En effet, je souhaite étudier la variabilité océanique dans la bande côtière le long des pays bordants le **Nord du Golfe de Guinée** (cf. **Fig.6.5a**) : Cameroun, Togo, Bénin, Ghana, Côte d'Ivoire, Liberia, en lien avec la variabilité équatoriale distante. Mon objectif est d'étudier non seulement la **dynamique océanique** et les vagues de chaleur, mais aussi d'identifier leurs impacts sur la **circulation atmosphérique régionale**, et plus particulièrement sur les **précipitations**. Je souhaite ainsi acquérir une nouvelle expertise sur la **dynamique atmosphérique** et les systèmes convectifs. Ce projet sera réalisé en collaboration avec Fabien Desbiolles et l'équipe MOANA du LEGOS, les partenaires d'Afrique de l'Ouest impliqués dans la JEA IVOARE-UP (Pi. S. Djakouré, Côte d'Ivoire) et le master SOAC-OA (Cotonou, Bénin) co-accrédité avec l'*Université de Toulouse III (UT3)*.

Comparé au système du Benguela, **peu d'études ont été publiées** sur la thématique du contrôle de la variabilité océanique côtière dans le Nord du Golfe de Guinée par la dynamique linéaire équatoriale. En effet, dans cette région, la connexion équatoriale a été rapportée il y a longtemps aux échelles de temps sub-mensuelles (Picaut et Verstraete 1979; Clarke et Battisti 1983) et sub-saisonniers (Polo et al. 2008), avec des vitesses de propagation allant de 1,5 à 2,1 m/s. Le lien entre variabilité côtière et la dynamique linéaire équatoriale a également été suggéré pour expliquer le refroidissement saisonnier de la température de surface de la mer côtière (Picaut 1983), mais ce mécanisme reste incertain (Djakouré et al. 2017). Bien que la bande côtière le long de la côte Nord du Golfe de Guinée présente également une variabilité interannuelle substantielle (Merle et al. 1979; Hardman-Mountford et McGlade 2003; Sohou et al. 2020; Da-Allada et al. 2021), les mécanismes de forçage en jeu ne sont pas pleinement compris et la connexion avec la variabilité équatoriale n'a pas été examinée en détail.

Un premier examen des anomalies interannuelles du niveau de la mer dérivées des observations altimétriques le long des guides d'ondes équatoriales et côtières du Golfe de Guinée (cf. **Fig.6.5b**) révèle une forte **cohérence** entre les fluctuations équatoriales et les



anomalies le long des côtes du Cameroun, du Nigeria, du Bénin, du Togo, du Ghana, de la Côte d'Ivoire et du Liberia. De plus, le signal côtier présente des **caractéristiques propagatives**, suggérant une connexion efficace avec la variabilité équatoriale. Cependant, dans les observations satellitaires de la température de surface, la continuation du signal équatorial interannuel le long de la bande côtière du Golfe de Guinée semble moins évidente, bien que certaines connexions ressortent, notamment en 2004, 2005, 2010 et 2012 (cf. [Fig.6.5c](#)). Ces **événements côtiers** particuliers ont été précédemment documentés (Marin et al. 2009; Lefèvre et al. 2013; Djakouré et al. 2014, 2017; Sohou et al. 2020; Da-Allada et al. 2021) mais **pas en relation avec la variabilité équatoriale linéaire**. Ces fluctuations interannuelles de la température de surface, avec des anomalies s'écartant des conditions climatologiques jusqu'à 2°C, sont plus prononcées dans la région Ouest du Golfe de Guinée, au large de la Côte d'Ivoire et du Ghana, que dans la bande côtière Est, au large du Bénin et du Nigeria (Sohou et al. 2020). En outre, il a été montré que les anomalies de la température de surface dans le Golfe de Guinée influencent les **précipitations régionales** (Lamb 1978; Lamb et Pepler 1992; Fontaine et Janicot 1992; Vizy et Cook 2001; Ali et al. 2011; Brandt et al. 2011; Mohino et al. 2011; Rodríguez-Fonseca et al. 2015), ainsi que la production primaire, l'habitat des poissons pélagiques et l'abondance des ressources marines (Binet et Servain 1993; Binet et Marchal 1993).

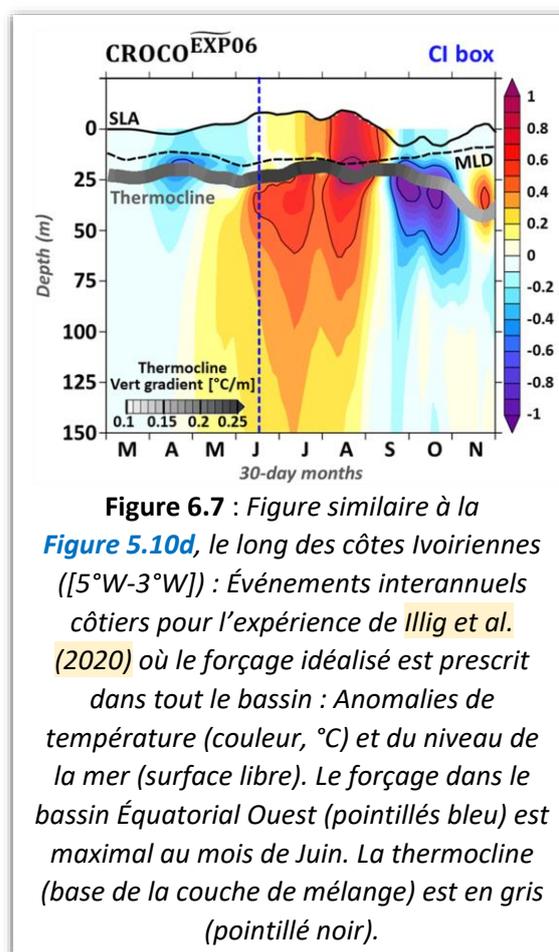


Suite à ces études antérieures et dans le cadre du Master 2 SOAC-OA au Bénin dans lequel j'ai dispensé des cours sur les ondes océaniques (cf. [Section VII.1](#)), j'ai proposé en 2022 une **étude exploratoire** visant à examiner dans quelle mesure la variabilité interannuelle côtière dans le Nord du Golfe de Guinée, et particulièrement dans l'upwelling Ivoirio-Ghanéen, est contrôlée par les propagations côtières forcées à distance dans la région équatoriale Ouest. Cette étude constitue une première étape dans la **transposition des questions scientifiques et des outils et méthodes** que j'ai développés et utilisés dans mes études sur les chantiers Humboldt et Benguela. Cette étude a été menée en collaboration avec S. Djakouré (Côte d'Ivoire) dans le cadre de la JEA IVOARE-UP et a constitué le sujet de stage d'un étudiant Béninois, Toussaint Mitchodigni (cf. [Section VII.2c](#)). Grâce à un financement ERASMUS+, Toussaint a eu l'opportunité de venir travailler 2 mois au LEGOS sous ma supervision.

Dans cette étude, nous avons exploité la simulation océanique CROCO de l'Atlantique Tropical de Illig et al. (2020), couvrant la période de 1958-2015. Nous avons identifié les propagations équatoriales les plus fortes et avons quantifié l'amplitude ainsi que le timing de la variabilité côtière associée (cf. Fig.6.6). Les résultats montrent un décalage temporel entre la variabilité équatoriale et celle dans la bande côtière le long des pays limitrophes du Nord du Golfe de Guinée, confirmant ainsi des **propagations de l'équateur vers les régions côtières**. Ces ondes équatoriales de Kelvin, générées suite à des anomalies de tension de vent dans l'Ouest de l'Atlantique équatorial, se propagent vers la côte Africaine. Une partie de leur énergie reste piégée à la côte et se propage vers l'Ouest le long des côtes du Cameroun, Nigeria, Bénin, Togo, Ghana et Côte d'Ivoire, avec une amplitude supérieure à 3 cm (cf. Fig.6.6a). Cette propagation est associée à des fluctuations de la température de surface de 0.5 à 1°C, particulièrement marquées dans l'upwelling au large du Ghana et de la Côte d'Ivoire (cf. Fig.6.6b). Il faut environ 1,5 mois pour que le signal équatorial à 0°E atteigne la côte du Liberia, ce qui correspond à des vitesses de propagation de 0,75 à 1,2 m/s le long de l'équateur et de la côte Nord du Golfe de Guinée. Les amplitudes et le timing de ces anomalies interannuelles sont comparables aux valeurs que nous avons diagnostiquées dans l'hémisphère Sud, le long des côtes Sud-Ouest Africaines (Bachèlery et al. 2016a; 2020).

Pour la première fois, le **forçage à distance** de la variabilité côtière dans le Nord du Golfe de Guinée est clairement mis en évidence aux échelles de temps interannuelles, en particulier au printemps/été boréal, avec des amplitudes significatives sur le niveau de la mer et la température de surface. Néanmoins, des analyses supplémentaires de la variabilité côtière révèlent une **dynamique plus complexe** que celle observée le long des côtes d'Angola ou de la Namibie. En effet, en raison de la proximité de la côte Nord du Golfe de Guinée avec l'équateur, la variabilité côtière forcée par la dynamique équatoriale linéaire semble être influencée non seulement par les ondes piégées à la côte, mais aussi par les **ondes de Rossby équatoriales**. En effet, les ondes de Rossby équatoriales résultent de la réflexion des ondes de Kelvin incidentes à la frontière à l'Est du bassin équatorial et se propagent aussi vers l'Ouest, avec leur nœud Nord situé à 3-4°N (cf. Fig.2.4). Les ondes de Rossby équatoriales se trouvent particulièrement proches de la côte de la Côte d'Ivoire, située à environ 5°N (cf. Fig.6.5a).

Sur la base des simulations idéalisées menées dans Illig et al. (2020) (cf. Section V.3), nous observons que dans l'upwelling Ivoiriano-Ghanéen, la variabilité côtière forcée par les ondes équatoriales révèle plusieurs maxima d'anomalies de température en subsurface (cf. Fig.6.7), contrastant avec la frange côtière de 100 km de large au large du Bénin et du Togo, où de telles structures ne sont pas rapportées. Ces anomalies peuvent être



associées à ces différents types d'ondes ou indiquer la signature de différents modes verticaux. Ces derniers, caractérisés par des vitesses de phase spécifiques (cf. [Section II.1](#)), peuvent en effet se séparer lors de leur propagation. Ce n'est qu'en décomposant la variabilité *cross-shore* en modes d'ondes côtières (Illig et al. 2018ab; Illig et Bachèlery 2019) et en ondes Rossby équatoriales (Illig et al. 2004) que nous pourrions démêler les effets de chaque type d'onde, pour une meilleure compréhension de la réponse côtière au forçage équatorial.

Dans ce projet, je propose d'étudier en détail la variabilité côtière le long des pays bordant la côte Nord du Golfe de Guinée en m'appuyant dans un premier temps sur les méthodologies qui ont guidé mes travaux sur le chantier Benguela. Mes objectifs sont d'évaluer les rôles respectifs du **forçage local atmosphérique** et du **forçage à distance** d'origine équatoriale sur les processus océaniques contrôlant à la variabilité des masses d'eaux côtières.

Aux échelles de temps **intra-saisonniers** (< 90 jours), je collabore avec les chercheurs du LEGOS, dans le cadre de la **thèse de Karim Thiam**, qui porte sur *l'influence de la dynamique de méso-échelle sur les échanges côte-large dans le Golfe de Guinée*. Poursuivant l'étude de Polo et al. (2008), nous visons à mettre en évidence et quantifier l'impact des propagations côtières forcées à l'équateur au cours de l'été boréal 2016, durant lequel un tourbillon cyclonique quasi-stationnaire s'est développé.

Aux échelles de temps **interannuelles**, dans la continuité des travaux présentés ci-dessus, je souhaite examiner la dynamique côtière et la réponse thermodynamique associée, en lien avec la modulation de l'amplitude et du timing de l'upwelling saisonnier le long des côtes Ivoiriennes et Ghanéennes (grande et petite saison froide). Pour ce faire, j'utiliserai une méthodologie basée sur l'analyse conjointe d'**observations** satellitaires et *in situ*, **l'expérimentation avec des modèles régionaux** océaniques, et des **décompositions modales**. En particulier, j'étudierai en détail les mécanismes de forçage de l'**événement interannuel côtier de 2012** documenté par Da-Allada et al. (2021), car mes premières analyses suggèrent un contrôle par la variabilité équatoriale.

Dans un second temps, j'analyserai la réponse atmosphérique associée à cette variabilité côtière interannuelle. À cette fin, je développerai une configuration du modèle WRF à haute résolution sur le Golfe de Guinée et l'Afrique de l'Ouest. Des simulations de sensibilité avec la plateforme couplée CROCO/WRF (cf. [Section V.2](#)) en mode forcé (OBS→CROCO→WRF) permettront d'étudier la modulation **des flux d'humidité entrant sur le continent Africain** et leur impact sur les **précipitations continentales** associées à la mousson Africaine, à la manière de de Coëtlogon et al. (2023). Des simulations en mode couplé (CROCO↔WRF) permettront de quantifier le rôle des **interactions océan-atmosphère**.

L'agriculture, l'élevage et la pêche constituent les piliers de l'économie Ouest-Africaine, ce qui rend la population de cette région particulièrement **vulnérable** aux variations du régime des **précipitations**. Dans ce contexte, l'exploration des liens potentiels entre les précipitations continentales et la variabilité océanique le long des côtes du Nord du Golfe de Guinée, en relation avec la variabilité linéaire équatoriale et la modulation des Alizés dans le bassin équatorial Ouest, pourrait offrir une certaine **prévisibilité saisonnière** des pluies.

Pour mener à bien ce projet, je développerai de **nouvelles collaborations** en sciences de l'atmosphère et modélisation atmosphérique à fine échelle. En particulier, je m'appuierai sur le cadre fédérateur de la JEA IVOAREUP (PI. S. Djakouré, Côte d'Ivoire), sur le **projet SWOT-ETAO** (dont je suis co-PI, PI I. Dadou au LEGOS) et sur l'expertise de l'équipe MOANA du LEGOS.

## VI.4. Formations et enseignements

Dans le cadre de mes missions à l'IRD, **l'enseignement et la formation** sont des activités qui me tiennent particulièrement à cœur et dans lesquelles j'investis une grande partie de mon temps (cf. [Chapitre 7](#)). Pour la suite de mon parcours, mes travaux de recherche seront naturellement accompagnés d'actions de formation, principalement dans les pays du **Sud**, avec et chez mes partenaires d'Afrique de l'Ouest et d'Afrique du Sud. Plus spécifiquement :

Je continuerai à intervenir annuellement pour **l'enseignement des statistiques** dans la formation *Honors en sciences de l'océan et de l'atmosphère* du département d'océanographie de l'Université du Cap (UCT) en Afrique du Sud (36h/an, cf. [Section VII.1](#)) et à encadrer les projets des étudiants.

À la suite des cours magistraux en *dynamique des fluides géophysiques* et d'*ondes océaniques* que j'ai dispensés à l'Université de Toulouse et à l'Université d'Abomey Calavi au Bénin (cf. [Section VII.1](#)), j'ai saisi l'opportunité de prendre la **responsabilité du module d'océanographie** (50h/an) du master en *Sciences Environnementales Appliquées* à l'université d'Hanoï (USTH, Vietnam) pour les prochaines années universitaires, dans le cadre du LMI LOTUS.

Je resterai également très investie dans les **formations en modélisations régionales** que nous dispensons chaque année avec notre partenaire Sud-Africain (J. Veitch, SEON), dans le cadre du GDRI-CROCO Sud (cf. [Section VII.1](#)). J'anime la formation *CROCO Basics* et je développe, pour les prochaines années, les cours et travaux dirigés de la formation *CROCO expert* en couplage océan-atmosphère avec la plateforme couplée CROCO/OASIS-MCT/WRF. Dans les années à venir, ces formations seront également dispensées chez d'autres partenaires du Sud, comme en Nouvelle-Calédonie et au Mexique.

Dans le cadre des perspectives scientifiques que j'ai évoquées précédemment, je prévois d'**encadrer des étudiants du Sud**. En particulier, pour l'étude de l'effondrement des stocks de poissons pélagiques dans le système d'upwelling tropical d'Angola et le shift de l'état moyen océanique observé depuis 2016 (cf. [Section VI.2](#)), je vais continuer à **accompagner Serge Tomety** afin qu'il valorise les travaux et méthodologies qu'il a développés dans sa thèse. Pour l'étude de la variabilité océanique dans le Nord du Golfe de Guinée (cf. [Section VI.3](#)), avec l'obtention de mon Habilitation à Diriger des Recherches, je prévois d'encadrer dès 2025 un étudiant du **master SOAC-OA** de Cotonou (Bénin) et de proposer un **sujet de thèse** pour un financement IRD ARTS.

Ainsi, je continuerai à m'investir dans la **formation des étudiants**, en master et en doctorat, en partageant mes connaissances, en accompagnant les étudiants et en développant des formations pédagogiques innovantes, dans le but de contribuer à l'essor de la recherche en océanographie et de la modélisation numérique dans les pays du Sud. Par ce biais, j'aspire non seulement à **renforcer les compétences locales**, mais aussi à **stimuler les collaborations internationales**.

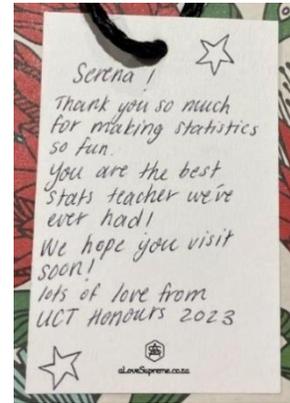


## VII. ENSEIGNEMENTS ET ENCADREMENTS

### VII.1. Enseignements et formations

Mes travaux de recherche sont, autant que possible, accompagnés d'activités d'enseignement et de formations diversifiées, menées à différents niveaux (Post-doc, PhD, Master, *Honors*) et dans des cadres variés, presque exclusivement en lien avec le « Sud » :

▪ À la demande du partenaire Sud-Africain, je dispense chaque année depuis 2016 des **cours de statistiques** aux étudiants de Honors (maîtrise) du département d'océanographie de l'*Université du Cap* (UCT). Cette formation intensive d'une semaine inclut des cours marginaux, des travaux pratiques et dirigés, ainsi qu'un examen, totalisant 36 heures par an. J'y enseigne les fondamentaux des statistiques descriptives et inférentielles, en mettant l'accent sur les outils statistiques nécessaires pour les comparaisons de séries, les analyses temps-fréquence et les analyses spatio-temporelles ([http://sillig.free.fr/Courses\\_STATS.html](http://sillig.free.fr/Courses_STATS.html)). En 2020 et 2021, en raison de la crise sanitaire, ces cours ont été dispensés en distanciel, élargissant ainsi la formation à un public plus large composé d'étudiants de master et de doctorants de UCT.



**Cours Master SOAC (Cotonou, Bénin, Octobre 2021)**

▪ Entre 2020 et 2023, dans le cadre du Master en Sciences de l'Océan, de l'Atmosphère et du Climat (SOAC) de l'*Université Paul Sabatier* (UPS/ENSEEIH/ISAE/ENM), j'ai assuré la responsabilité de plusieurs modules. En Master 2, j'ai dispensé les cours de **dynamique des fluides géophysiques** (15 heures par an, [http://sillig.free.fr/Courses\\_GFD.html](http://sillig.free.fr/Courses_GFD.html)) et **ondes océaniques, marées et dynamique équatoriale** (36 heures par an). En Master 1, j'ai pris en charge le cours sur les **ondes océaniques** (18 heures par an, [http://sillig.free.fr/Courses\\_WAVES.html](http://sillig.free.fr/Courses_WAVES.html)). Les cours magistraux et les travaux dirigés ont été dispensés chaque année à l'Université de Toulouse, à Météo-France et à l'Université d'Abomey Calavi (Cotonou, Bénin). Par ailleurs, j'ai également pris la responsabilité du module d'océanographie (50 heures par an) à l'*Université des Sciences et Technologies de Hanoi* (USTH, Vietnam) dans cadre du LMI LOTUS pour les années à venir.

↳ Suite à la préparation de ces cours thématiques, j'ai créé 2 ouvrages synthétiques de respectivement 128pp ([http://sillig.free.fr/GFD/Course\\_GFD.pdf](http://sillig.free.fr/GFD/Course_GFD.pdf)) et 125pp ([http://sillig.free.fr/WAVES/Course\\_WAVES.pdf](http://sillig.free.fr/WAVES/Course_WAVES.pdf)) à destination des étudiants et chercheurs.

▪ Durant mes périodes d'expatriation, j'ai organisé de nombreuses formations en **modélisation océanique régionale**. J'ai ainsi créé une formation d'une semaine dédiée non seulement à la prise en main du modèle CROCO (anciennement ROMS-AGRIF), mais aussi à la compréhension des équations physiques, de la stabilité des schémas numériques et des forçages du modèle. J'ai élaboré un ensemble de cours, accompagnés de TP/TD et d'activités de groupe, afin de mettre en pratique les principes théoriques et techniques enseignés ([http://sillig.free.fr/Courses\\_ROMS.html](http://sillig.free.fr/Courses_ROMS.html)). J'ai dispensé cette formation :

↔ **Au Pérou**, à *Instituto Geofísico del Perú*, en 2011

↔ **Au Vietnam**, à *Université des Sciences et Technologies de Hanoi*, en 2015

↔ **En Afrique du Sud**, chaque année de 2015 à 2019, j'ai dispensé 5 formations à l'*Université du Cap* dans le cadre du LMI ICEMASA2. En 2018 et 2019, j'ai bénéficié de l'aide de chercheuses Sud-Africaines, J. Veitch et C. Collins (SEON), le but étant d'opérer un transfert de compétence afin que ces actions de formation puissent continuer après mon retour d'expatriation. Une newsletter a d'ailleurs été publiée à SEON en 2018 (<http://k6.re/Rm74x>).



**CROCO Summer School 2022 (Le Cap, Afrique du Sud) – Première semaine (CROCO Basics)**

↔ **En Afrique du Sud**, au *Centre for High Performance Computing (CHPC, Rondebosh, Cape Town)*, en Automne 2022 et 2023 dans le cadre du GDRI-CROCO (<https://en.ird.fr/croco-summer-school-training-coastal-and-regional-ocean-community-model>).

▪ En 2018, j'ai créé et dispensé une formation de 2,5 jours au *département d'océanographie* de l'*Université du Cap* sur le **couplage océan-atmosphère** avec la plateforme couplée CROCO/WRF que j'ai développée en 2014-2015 (cf. **Section V.2**). Cette formation, destinée aux modélisateurs de UCT et aux partenaires du LMI ICEMASA2, était basée sur un ensemble d'outils numériques pédagogiques que j'ai conçus. Ces outils visaient à décomposer les étapes de couplage et à familiariser les étudiants avec les séquences temporelles de transmission des champs entre les modèles et les interpolations spatiales ([http://sillig.free.fr/Courses\\_ROMS\\_WRF.html](http://sillig.free.fr/Courses_ROMS_WRF.html)). Cette formation sera incluse dans l'école d'été CROCO en Afrique du Sud en Novembre 2024.

▪ Entre 2008 et 2009, j'ai dispensé 3 formations, au LEGOS et au CERFACS (Toulouse, France), sur les **fonctions externes fortran** dédiées au logiciel de visualisation et d'analyse FERRET développé par la NOAA. Ces formations ont été labellisées par le CNRS.

## VII.2. Encadrements d'étudiants

### a) Collaborations : Post-Doctorants et Volontaires internationaux

- **2020-2021** : Fanny CHENILLAT, post-doctorante dans le cadre du **projet Européen TRIATLAS**  
Publication : Chenillat et al. (2021)
- **2017-2019** : Marie-Lou BACHÈLERY, post-doctorante dans le cadre du **projet Européen TRIATLAS** et de la **chaire NRF SARCHI "modeling ocean-atmosphere-land interactions"**  
Publication : Bachèlery et al. (2020)
- **2015-2017** : Emeline CADIER, VIA dans le cadre du **LMI ICEMACA2**  
Publications : Illig et al. (2018a), Illig et al. (2018b)
- **2012-2013** : Katerina GOUBANOVA, post-doctorante dans le cadre des **projets CNES EBUS-SOUTH** et **ESA Ocean-Flux**  
Publication : Goubanova et al. (2013)
- **2010-2012** : Florian MONETTI, VIA dans le cadre du **LMI DISCOH**  
Publication : Illig et al. (2014)
- **2006-2007** : Joseph DUREAU, VIA dans le cadre d'un **projet NASA-JPL**

### b) Doctorants



**Kobi Alberto MOSQUERA-VASQUEZ** (<https://orcid.org/0000-0003-0253-4201>)

**2010-2015**, Instituto Geofísico del Perú, Pérou

*The intraseasonal Kelvin wave and the dynamics of the Central Pacific El Niño events.*

**Directeurs** : B. Dewitte et S. Illig

**Publications** : Mosquera-Vásquez et al. (2013, 2014)

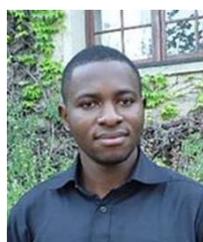
**Marie-Lou BACHÈLERY** (<https://orcid.org/0000-0002-5335-2267>)

**2013-2016**, Université de Toulouse, France

*Coastal physical and biogeochemical variability in the Southeastern Atlantic: Role of local atmospheric forcing versus oceanic teleconnection.*

**Directrices** : I. Dadou et S. Illig

**Publications**: Bachèlery et al. (2016a, 2016b)



**Rodrigue Anicet IMBOL KOUNGUE** (<https://orcid.org/0000-0003-1447-4226>)

**2015-2018**, Université du Cap, Afrique du Sud

*A study of Benguela Niños and Niñas from 1958 to 2015.*

**Directeurs** : M. Rouault (UCT), S. Illig et J. Deshayes

**Publications** : Imbol Koungue et al. (2017, 2019)

**Folly Serge TOMETY** (<https://orcid.org/0000-0001-7059-6194>)

**2017-2022**, Université du Cap, Afrique du Sud

*Coastal climate change and Variability in the Benguela Current System.*

**Directeurs** : M. Rouault et S. Illig

**Publication** : Tomety et al. (2024)



### c) Etudiants de Master

- Encadrante du projet de Master 2 de **Toussaint MITCHODIGNI** (Cotonou, Bénin) en **2022** : *Propagation d'ondes côtières interannuelles le long de la côte Nord du Golfe de Guinée.*
- Co-encadrante du projet de Master 2 de **Dame GYEYE** (Cotonou, Bénin) en **2021** : *Rôle de la dynamique océanique sur le « North Tropical Atlantic pattern ».*
- Co-encadrante du projet de Master 2 de **Dorine NOLA** (Cotonou, Bénin) en **2021** : *Variabilité interannuelle des propriétés biogéochimiques dans le Golfe de Guinée.*
- Co-encadrante du stage de Master 2 de **Edwige ADANMAZE** (Cotonou, Bénin) en **2013** : *Impact des ondes piégées à la côte sur l'upwelling au Nord du Golfe de Guinée.*
- Co-encadrante du stage de Master 2 de **Bruno MICHON** (école d'ingénieurs ISAE) en **2012** : *Influence of the intra-seasonal forcing on the Angola-Benguela upwelling system.*

### d) Etudiants de License et Maîtrise

- Co-encadrante de **Liisa SHANGHETA** (UCT, Afrique du Sud) en **2018** : *Evaluation of the surface winds in the Benguela Upwelling System using the new reanalysis JRA-55.*
- Encadrante de **Nicholas SALONEN** (UCT, Afrique du Sud) en **2017** : *Effects of the seasonal stratification on the developments of Benguela Niño: case study of the 2001 event.*
- Encadrante du stage de **Pauline CHARUYER**, en 2e année à l'école d'ingénieurs ENSTA en **2014** : *Structures spatiales des ondes piégées côtières.*
- Co-encadrante de la *maestria* de **Carlos QUISPE** (IMARPE, Pérou) en **2011-2013** : *Linear dynamics in the equatorial Pacific and El Niño forecasts.*
- Co-encadrante de la *maestria* d'**Yvan ROMERO** (IMARPE, Pérou) en **2011-2012** : *Modélisation régionale à haute résolution le long des côtes péruviennes.*

## VIII. CV et PUBLICATIONS

IRD-LEGOS

14 av E. Belin, 31400 Toulouse (France)  
[serena.illiq@ird.fr](mailto:serena.illiq@ird.fr)

31/01/1979

3 enfants

<http://silliq.free.fr>

### *Mon profil:*

Modélisatrice numérique de l'Océan Tropical  
Spécialiste des interactions Océan-Atmosphère  
et des télé-connexions équatoriales

### *Mes objectifs:*

Inter-comparaison des systèmes d'upwelling de l'hémisphère Sud :  
Télé-connexions équatoriales  
et rétroactions Océan-Atmosphère à l'échelle régionale

## ACTIVITÉS DE RECHERCHE

Depuis 2007



**Chercheur** pour l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) au *Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiale (LEGOS, Toulouse, France)*: «Inter-comparison of the Upwelling Systems in the Southern Hemisphere: Equatorial Remote Connections and Climatic Evolutions on a Regional Scale».

*Mes recherches portent sur la phénologie des systèmes d'upwelling de bords Est de l'hémisphère Sud, le long des côtes du Pérou et du Chili dans le système du courant de Humboldt, ainsi que le long des côtes de l'Angola et de la Namibie dans le système d'upwelling du nord de Benguela. Je suis spécialisé dans la connexion avec les dynamiques équatoriales linéaires et les interactions air-mer à l'échelle régionale et à celle des bassins.*

2015-2019



**Chercheur** pour IRD en affectation en Afrique du Sud au département d'océanographie de l'*Université du Cap (UCT)* dans le cadre du PPR CUTE et de la phase 2 du LMI ICEMASA.

2010-2012



**Chercheur** pour IRD en affectation au Pérou à l'*Instituto del Mar del Perú (IMARPE, Callao, Pérou)* et à l'*Instituto de Geofisico del Perú (IGP, La Molina, Pérou)* dans le cadre du LMI DISCOH.

2005-2007



**Post-Docorat** au *Jet Propulsion Laboratory (JPL/NASA, Los Angeles, USA)*, financé par **CALTECH**: *Interactions air-mer et connexions Indo-Pacifique dans l'Océan Indien Tropical.*

2005

**Ingénieur de Recherche** à MERCATOR-OCEAN (Toulouse, France) pendant 3 mois : *Impact de l'assimilation de donnée dans la réanalyse MERA-11, étude des ondes longues équatoriales.*

2001-2005

**Doctorat** au LEGOS : Variabilité interannuelle en Atlantique équatoriale et influence de l'oscillation Australe El Niño à partir de modèles couplés intermédiaires et de données satellitaires et *in situ*.

↳ Co-PI des projets MERCATOR intitulés "*Analyse de la variabilité de la structure verticale équatoriale des modèles MERCATOR*" en 2003 and 2004.

## ENSEIGNEMENTS ET FORMATIONS

2021-2023

Cours annuel (30h) *Ondes océaniques, marées et dynamique tropicale* dans le M2 SOAC Océan et Applications à l'Université de Toulouse (UT3, France) et l'Université d'Abomey Calavi (Cotonou, Bénin).

2020-2023

Cours annuel (15h) *Dynamique des fluides géophysiques* dans le M2 SOAC Dynamique du Climat à l'Université de Toulouse (UT3/ENSEEIH/ENM, Toulouse, France).

2021-2023

Cours annuel (18h) *Ondes océaniques* dans le M1 SOAC de l'Université de Toulouse (UT3, France).

2016-2023

Cours annuel (30h) *Notions fondamentales en statistiques descriptives et inférentielles* à l'Université du Cap (UCT, Afrique du Sud) dans le cadre de la maîtrise en sciences de l'océan et de l'atmosphère

11/2023

10/2022

04/2019

02/2018

02/2017

02/2016

02+09/2015

02/2011

Formation de 5 jours (30h) en *modélisation océanique régionale*, cours magistraux et travaux pratiques (dynamique des modèles, aspects numériques, zoom à haute résolution, flotteurs lagrangiens, simulation interannuelle, validation)

⇒ 2 formations en Afrique du Sud dans le cadre du GDRI CROCO-South.

⇒ 5 formations en Afrique du Sud à UCT dans le cadre du LMI ICEMASA.

⇒ 1 formation à l'Université de Hanoï (Vietnam) dans le cadre du master co-labellisé franco-

vietnamien Water-Environment-Oceanography.

⇒ 1 formation à l'*Instituto de Geofisico del Perú (IGP, La Molina, Peru)* pour le LMI DISCOH

06/2018

Formation de 15h sur le couplage océan-atmosphère avec les modèles régionaux CROCO/WRF, dispensée à l'Université du Cap (UCT, Afrique du Sud) dans le cadre de du LMI ICEMASA.

2008-2009

3 formations *FERRET External functions*, labellisées CNRS, dispensées au LEGOS et au CERFACS.

## DISTINCTIONS

2019, 2017



*Stanley Jackson Awards* décerné par la South African Society for Atmospheric Sciences pour 2 articles reconnus contributions scientifiques majeures aux sciences atmosphériques et océaniques.

Depuis 2019



Membre du Comité éditorial pour le journal *Nature Scientific Reports*

## COMITÉS ET COMMISSIONS

Depuis 2020

Membre de la commission pédagogique de l'école doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E, Toulouse).

Depuis 2018

Membre du comité des développeurs du modèle CROCO.

Membre des comités de thèse de Margot Béniche (2019-2024), Sane Badara (2019-2024), et Karim Thiam (2023-2026).

Membre du Jury de thèse de Sheveenah Taukoor (2024).

## ENCADREMENTS

Doctorants

Co-directrice du doctorat de **Serge Tomety** (2017/2022) : *Coastal climate change and variability around Southern Africa*.

Co-directrice du doctorat de **Rodrigue Anicet Imbol Koungue** (2014/2018) : *A study of Benguela Niños and Niñas from 1958 to 2015*.

Co-directrice du doctorat de **Marie-Lou Bachèlery** (2013/16) : *Physical and biogeochemical variability in the Benguela upwelling system : ocean teleconnexion versus local forcing*

Co-directrice du doctorat de **Kobi Mosquera** (2010/15) : *The intraseasonal Kelvin wave and the dynamics of the Central Pacific El Niño events*.

Post doctorantes  
Volontaires (VIA)

Co-responsable de **Fanny CHENILLAT** (2020-2021), post-doctorante dans le cadre du projet Européen TRIATLAS

Co-responsable de **Marie-Lou Bachèlery** (2017-2019), post-doctorante du projet Européen TRIATLAS et de la chaire NRF SARCHI *modeling ocean-atmosphere-land interactions*

Encadrante de **Emeline CADIER** (2015-2017), VIA dans le cadre du LMI ICEMACA2

Responsable de **Katerina GOUBANOVA** (2012-2013), post-doctorante dans le cadre des projets CNES EBUS-SOUTH et ESA Ocean-Flux

Encadrante de **Florian MONETTI** (2010-2012), VIA dans le cadre du LMI DISCOH

Encadrante de **Joseph DUREAU** (2006-2007), VIA dans le cadre d'un projet NASA-JPL

Etudiants de Master

Encadrante du projet de M2 de **Toussaint Mitchodigni** (Cotonou, Bénin) en 2022 : *Propagation d'ondes côtières interannuelles le long de la côte du Nord du Golfe de Guinée*.

Co-encadrante du projet de M2 de **Dame Gyeye** (Cotonou, Bénin) en 2021 : *Rôle de la dynamique océanique sur le « North Tropical Atlantic pattern »*.

Co-encadrante du projet de M2 de **Dorine Nola** (Cotonou, Bénin) en 2021 : *Variabilité interannuelle des propriétés biogéochimiques dans le Golfe de Guinée*.

Co-encadrante du projet de M2 de **Edwige Adanmaze** (Cotonou, Bénin) en 2013 : *Impact of coastal trapped waves on the upwelling on the North of Gulf of Guinea*.

Co-encadrante du projet de M2 de **Bruno Michon** (ISAE) en 2012 : *Influence of the intra-seasonal forcing on the Angola-Benguela upwelling system*

License / Maitrise

Co-encadrante de **Liisa Shangheta** (UCT, Capetown, South Africa) en 2018 : *Evaluation of the surface winds in the Benguela Upwelling System using the new reanalysis JRA-55*.

Encadrante de **Nicholas Salonen** (UCT, Capetown, South Africa) en 2017 : *Effects of the seasonal stratification on the Benguela Niño developments: case study of the 2001 event*.

Encadrante du stage de **Pauline Charuyer**, en 2<sup>ème</sup> année à ENSTA (France) en 2014 : *Coastal Trapped Wave spatial structures*.

Co-encadrante de la *maestria* de **Carlos Quispe** (IMARPE, Callao, Peru) en 2011-2013 : *Linear dynamics in the equatorial Pacific and El Niño forecasts*.

Co-encadrante de la *maestria* d'**Yvan Romero** (IMARPE, Callao, Peru) en 2011-2012 : *High-resolution Regional modelisation along the Peruvian coasts*.

## DIPLOMES

- 2001/05** | **Doctorat** en Océanographie Physique Tropicale au Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiale (LEGOS, Toulouse, France) : « Variabilité basse fréquence de l'Atlantique tropical : Rôle de la dynamique océanique équatoriale et Influence d'*El Niño Southern Oscillation* ».
- 2000/01** | **Master** en Sciences du Milieu Marin - Option Océanographie Côtière au Centre Océanographique de Marseille (COM, Marseille, France). Mention Bien.
- 1998/01** | **Diplôme d'Ingénieur** à l'Institut de Sciences de l'Ingénieur de Toulon et du Var (ISITV). Option Ingénierie Marine, spécialisée en océanographie physique et instrumentation. Mention Très Bien.

## COMPÉTENCES

### MODÉLISATION :

**Océan** : CROCO, CROCO-tools, modèles intermédiaires et linéaires (upwelling et équateur)  
**Atmosphère** : WRF, QTCM, modèles intermédiaires  
**Couplage** : OASIS3-MCT

### INFORMATIQUE :

**Développement** : Fortran 77 / 90, Python, C/C++.  
**Calcul Scientifique** : Matlab, IDL, NCL  
**Visualisation** : Pyferret, Ferret, Matlab, GMT  
**Bureautique** : Word, Power Point, Latex.  
**OS** : Linux, Windows, Mac, Unix.

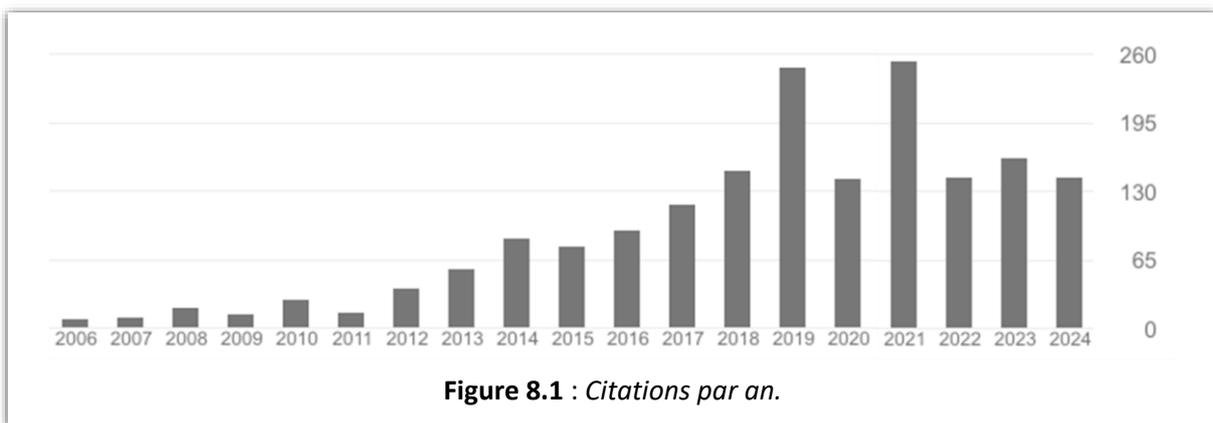
### LANGUES :

**Anglais** : Bilingue.  
**Espagnol** : Conversationnel.  
**Allemand** : Niveau basique.  
**Suédois** : Niveau basique.

## PUBLICATIONS

### BIBLIOMETRIE (source Google Scholar Juin 2024) :

**Nombre de Publications (rang-A)** : 38  
**Publications en premier auteur** : 10  
**Nbre de citations** : 1850  
**h-index** : 25  
**i10-index** : 35



### RÉFÉRENCES - ARTICLES RANG-A :

- XX. Illig S., S. Djakouré & T. Mitchodigni, **2024**: Influence of the remote equatorial dynamics on the interannual variability along the northern coast of the Gulf of Guinea. *In revision for JGR-Oceans*.
- XX. Ngakala R.D., G. Alory, C.Y. Da-Allada, I. Dadou, C. Cardot, G. Morvan, J. Jouanno, S. Illig & E. Baloïtcha, **2024**: Seasonal Mixed-Layer Temperature in the Congolese Upwelling System. *In revision for JGR-Oceans*.

38. Tomety, F. S., **S. Illig**, M. Ostrowski, F. M. Awo, M.-L. Bachèlery, N. Keenlyside, et M. Rouault. 2024. « Long-Term Climatological Trends Driving the Recent Warming along the Angolan and Namibian Coasts ». *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-024-07305-z>.
37. Körner M., P. Brand, **S. Illig**, M. Dengler, A. Subramaniam, M.L. Bachèlery & G. Krahnemann, 2024: Coastal trapped waves and tidal mixing control primary production in the tropical Angolan upwelling system. *Science Advances*, 10, eadj6686. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adj6686>.
36. **Illig S.** & M.-L. Bachèlery, 2024: The 2021 Atlantic Niño and Benguela Niño Events: External forcings and air-sea interactions. *Climate Dynamics*, 62, 679-702. <https://doi.org/10.1007/s00382-023-06934-0>.
35. Chenillat, F., **S. Illig**, J. Jouanno, F. M. Awo, G. Alory & P. Brehmer, 2021: How do climate modes shape the chlorophyll-a interannual variability in the tropical Atlantic? *Geophysical Research Letter*, 48, e2021GL093769. <https://doi.org/10.1029/2021GL093769>.
34. **Illig S.**, M.-L. Bachèlery & J. F. Lübbecke, 2020: Why do Benguela Niños lead Atlantic Niños? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2019JC016003. <https://doi.org/10.1029/2019JC016003>.
33. Bachèlery, M.-L., **S. Illig** & M. Rouault, 2020: Interannual Coastal Trapped Waves in the Angola-Benguela Upwelling System and Benguela Niño and Niña events. *Journal of Marine Systems*, Vol 203, March 2020, 103262, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.103262>.
32. Imbol Koungue R.A., M. Rouault, **S. Illig**, M. Rouault, P. Brandt & J. Jouanno, 2019: Benguela Niños and Benguela Niñas in forced ocean simulation from 1958 to 2015. *J. Geophys. Res.*, 124, 5923-5951. <https://doi.org/10.1029/2019JC015013>.
31. Foltz, G. R., P. Brandt, I. Richter, B. Rodríguez-Fonseca, F. Hernandez, M. Dengler, R. R. Rodrigues, J. O. Schmidt, L. Yu, N. Lefevre, L. Cotrim Da Cunha, M. J. McPhaden, M. Araujo, J. Karstensen, J. Hahn, M. Martín-Rey, C. M. Patricola, P. Poli, P. Zuidema, R. Hummels, R. C. Perez, V. Hatje, J. F. Lübbecke, I. Polo, R. Lumpkin, B. Bourlès, F. E. Asuquo, P. Lehodey, A. Conchon, P. Chang, P. Dandin, C. Schmid, A. Sutton, H. Giordani, Y. Xue, **S. Illig**, T. Losada, S. A. Grodsky, F. Gasparin, T. Lee, E. Mohino, P. Nobre, R. Wanninkhof, N. Keenlyside, V. Garçon, E. Sánchez-Gómez, H. C. Nnamchi, M. Drévillon, A. Storto, E. Remy, A. Lazar, S. Speich, M. Goes, T. Dorrington, W. E. Johns, J. N. Moum, C. Robinson, C. Perruche, R. B. de Souza, A. T. Gaye, J. López-Parages, P. A. Monerie, P. Castellanos, N. U. Benson, M. N. Hounkonnou, J. Trotte Duhá, R. Laxenaire, & N. Reul. 2019. « The Tropical Atlantic Observing System ». *Frontiers in Marine Science* 6. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00206>.
30. **Illig S.** & M.-L. Bachèlery, 2019: Propagation of Subseasonal Equatorially-Forced Coastal Trapped Waves down to the Benguela Upwelling System. *Nature - Scientific Reports*, 9, 5306. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-41847-1>.
29. Bretagnon, M., A. Paulmier, V. Garçon, B. Dewitte, **S. Illig**, N. Lebond, L. Coppola, F. Campo, F. Velazco, C. Panagiotopoulos, A. Oschlies, J.M. Hernandez-Ayon, H. Maske, O. Vergara, I. Montes, P. Martinez, E. Carrasco, J. Grelet, O. Depretz-de-Gesincourt, C. Maes & L. Scouarnec, 2018: Modulation of the vertical particules transfer efficiency in the Oxygen Minimum Zone off Peru. *Biogeosciences Discussions*, 15, 5093-5111. <https://doi.org/10.5194/bg-2018-103>.
28. Desbiolles, F., R.C. Blamey, **S. Illig**, R. James, R. Barimalala, L. Renault & C.J.C. Reason, 2018: Upscaling impact of Wind/sea surface temperature mesoscale interactions on southern Africa austral summer Climate. *Int. J. Climatol.*, 38, 4651-4660. <https://doi.org/10.1002/joc.5726>.
27. **Illig S.**, E. Cadier, M.-L. Bachèlery & M. Kersalé, 2018a: Subseasonal Coastal Trapped Wave *propagations* in the Southeastern Pacific and Atlantic oceans. Part I: A new approach to estimate wave amplitudes. *J. Geophys. Res. Oceans*. 123, 3915-3941. <https://doi.org/10.1029/2017JC013539>.

26. Illig S., M.-L. Bachèlery & E. Cadier, **2018b**: Subseasonal Coastal Trapped Wave propagations in the Southeastern Pacific and Atlantic oceans. Part II: Wave characteristics and connection with equatorial variability. *J. Geophys. Res. Oceans*. 123, 3942-3961. <https://doi.org/10.1029/2017JC013540>.
25. Rouault, M., S. Illig, J. Lübbecke & R.A. Imbol Koungue, **2017**: Origin, development and demise of the 2010-2011 Benguela Niño, *Journal of Marine Systems*, In Press, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.07.007>.
24. Imbol Koungue R.A., S. Illig & M. Rouault, **2017**: Role of Interannual Kelvin wave propagations in the equatorial Atlantic on the Angola Benguela current system, *J. Geophys. Res.*, 122, <https://doi.org/10.1002/2016JC012463>.
23. Astudillo O., B. Dewitte, M. Mallet, F. Frappart, J. Rutllant, M. Ramos, L. Bravo. K. Goubanova & S. Illig, **2017**: Surface Winds off Peru-Chile: Observing closer to the coast from radar altimetry, *Journal of Remote Sensing of Environment*, 191, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.01.010>.
22. Bachèlery, M.-L., S. Illig & I. Dadou, **2016**: Forcings of Nutrient, Oxygen and Primary Production interannual variability in the South-East Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 43, <https://doi.org/10.1002/2016gl070288>.
21. Renault, L., M. J. Molemaker, J. C. McWilliams, A. F. Shchepetkin, F. Lemarié, D. Chelton, S. Illig & A. Hall, **2016**: Modulation of Wind-Work by Oceanic Current Interaction with the Atmosphere, *J. Phys. Oceanogr.*, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0232.1>.
20. Bachèlery, M.-L., S. Illig & I. Dadou, **2016**: Interannual variability in the South-East Atlantic Ocean, focusing on the Benguela Upwelling System: Remote versus local forcing, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, <https://doi.org/10.1002/2015JC011168>.
19. Hernández-Carrasco I., J. Sudre, V. Garçon, H. Yahia, C. Garbe, A. Paulmier, B. Dewitte, S. Illig & I. Dadou, **2015**: Reconstruction of super-resolution fields of ocean pCO<sub>2</sub> and air-sea fluxes of CO<sub>2</sub> from satellite imagery in the Southeastern Atlantic, *Biogeosciences Discuss.*, 12, 1405-1452, <https://doi.org/10.5194/bgd-12-1405-2015>.
18. Illig S., B. Dewitte, K. Goubanova, G. Cambon, J. Boucharel, F. Monetti, C. Romero, S. Purca & R. Flores, **2014**: Forcing mechanisms of intraseasonal SST variability off Central Peru in 2000-2008, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 3548-3573, <https://doi.org/10.1002/2013JC009779>.
17. Mosquera-Vásquez K., B. Dewitte & S. Illig, **2014**: The Central Pacific El Niño intraseasonal Kelvin wave, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119, 10, 6605. <https://doi.org/10.1002/2014JC010044>.
16. Goubanova K., S. Illig, E. Machu, V. Garçon & B. Dewitte, **2013**: SST subseasonal variability in the Benguela upwelling system as inferred from satellite observations (2000-2008), *J. Geophys. Res.-Oceans*, 118, 4092-4110. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20287>.
15. Cambon G., K. Goubanova, P. Marchesiello, B. Dewitte & S. Illig, **2013**: Assessing the impact of downscaled winds on a regional ocean model simulation of the Humboldt system, *Ocean Modelling*, 65, 11-24. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.01.007>.
14. Mosquera, K., B. Dewitte, S. Illig, K. Takahashi & G. Garric, **2013**: The 2002/03 El Niño: Equatorial wave sequence and their impact on Sea Surface Temperature. *J. Geophys. Res.-Oceans*, vol. 118, 1-12. ISSN 2169-9275. <https://doi.org/10.1002/2014JC010044>.
13. Thual. S., B. Dewitte, S.-I. An, S. Illig & N. Ayoub, **2013**: Influence of Recent Stratification Changes on ENSO stability in a Conceptual Model of the Equatorial Pacific. *J. Climate*, 26(13): 4790-4802. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00363.1>.
12. Alory, G., C. Maes, T. Delcroix, N. Reul & S. Illig, Seasonal dynamics of sea surface salinity off Panama: The Far Eastern Pacific fresh pool, *J. Geophys. Res.*, 117, C4, doi:10.1029/2011JC007802, **2012**. <https://doi.org/10.1029/2011JC007802>.

11. Renault L., B. Dewitte, P. Marchesiello, **S. Illig**, V. Echevin, G. Cambon, M. Ramos, O. Astudillo, P. Minnis & J. K. Ayers, **2012**: Upwelling response to atmospheric coastal jets off Central Chile: A modeling study of the October 2000 event. *J. Geophys. Research*, V. 117, C02030. <https://doi.org/10.1029/2011JC007446>.
10. Dewitte B., J. Vazquez-Cuervo, K. Goubanova, **S. Illig**, K. Takahashi, G. Cambon, S. Purca, D. Correa, D. Gutierrez, A. Sifeddine & L. Ortlieb, **2012**: Change in El Niño flavours over 1958-2008: Implications for the long-term trend of the upwelling off Peru. *Deep Sea Research II*, <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.011>.
9. Dewitte B., **S. Illig**, L. Renault, K. Goubanova, K. Takahashi, D. Gushchina, K. Mosquera & S. Purca, **2011**: Modes of covariability between sea surface temperature and wind stress intraseasonal anomalies along the coast of Peru from satellite observations (2000-2008). *J. Geophys. Res.*, 116, <https://doi.org/10.1029/2010JC006495>.
8. Dewitte B., S. Purca, **S. Illig**, L. Renault & B. Giese, **2008**: Low frequency modulation of the intra-seasonal equatorial Kelvin wave activity in the Pacific ocean from SODA: 1958-2001. *J. Climate*, 21, 6060-6069. <https://doi.org/10.1175/2008jcli2277.1>.
7. **Illig S.** & C. Perigaud, **2007**: Seasonal impact of intra-monthly rain fluctuations on the Indian Ocean surface salinity, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L12609. <https://doi.org/10.1029/2007GL029655>.
6. Rouault M., **S. Illig**, C Bartholomae, C.J.C. Reason & A. Bentamy, **2007**: Propagation and origin of warm anomalies in the Angola Benguela upwelling system in 2001, *Journal of Marine Systems*, 68 (3-4), 473-488. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.11.010>.
5. **Illig S.**, D. Gushchina, B. Dewitte, N. Ayoub & Y. du Penhoat, **2006**: The 1996 Equatorial Atlantic Warm Event: Origin and Mechanisms, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L09701. <https://doi.org/10.1029/2005GL025632>. *Editor's Highlight*
4. **Illig S.** & B. Dewitte, **2006**: Local Coupled Equatorial Variability Versus Remote ENSO Forcing in an Intermediate Coupled Model of the Tropical Atlantic, *J. Climate*, Vol. 19, N° 20, 5227-5252. <https://doi.org/10.1175/JCLI3922.1>
3. Gushchina D., B. Dewitte & **S. Illig**, **2006**: Remote ENSO forcing versus local air-sea interaction in QTCM: a sensitivity study to intraseasonal variability. *Advance in Geoscience*, 6, 289-297. <https://doi.org/10.5194/adgeo-6-289-2006>.
2. **Illig S.**, B. Dewitte, N. Ayoub, Y. du Penhoat, G. Reverdin, P. De Mey, F. Bonjean & G.S. E. Lagerloef, **2004**: Interannual Long Equatorial Waves in the Tropical Atlantic from a High Resolution OGCM Experiment in 1981-2000. *J. Geophys. Res.*, 109 (C2). <https://doi.org/10.1029/2003JC001771>.
1. Dewitte B., **S. Illig**, L. Parent, Y. du Penhoat, L. Gourdeau & J. Verron, **2003**: Tropical Pacific baroclinic mode contribution and associated long waves for the 1994-1999 period from an assimilation experiment with altimetric data. *J. Geophys. Res.*, 108 (C4). <https://doi.org/10.1029/2002JC001362>.

## RÉFÉRENCES - AUTRES:

- Auclair, Francis, Rachid Benshila, Lucie Bordoïs, Martial Boutet, Maurice Brémond, Matthieu Caillaud, Gildas Cambon, Xavier Capet, Laurent Debreu, Nicolas Ducouso, François Dufois, Franck Dumas, Christian Ethé, Jonathan Gula, Christophe Hourdin, **Serena Illig**, Swen Jullien, Matthieu Le Corre, Solène Le Gac, Sylvie Le Gentil, Florian Lemarié, Patrick Marchesiello, Camille Mazoyer, Guillaume Morvan, Cyril Nguyen, Pierrick Penven, Renaud Person, Joris Pianezze, Stéphane Pous, Lionel Renault, Laurent Roblou, Andres Sepulveda, et Sebastien Theetten. 2024. « Coastal and Regional Ocean Community model ».
- Rouault M., B. Monyela, R. A. Imbol Kounge, A. S. Nkwinkwa Njouodo, B. Dieppois, **S. Illig** & Keenlyside N., **2019**: Ocean Impact on Southern African Climate Variability and Water

Resources Report to the Water Research Commission. WRC Report No. 2425/1/18, ISBN 978-0-6392-0079-8.

- Bachèlery, M.-L., **Illig, S.**, Rouault, M., **2018**: How low-frequency Equatorial Kelvin Wave activity and local coastal winds modulate the south-eastern interannual Atlantic variability? Proceedings of 34th Annual conference of the South African Society for Atmospheric Science, Durban, South-Africa, 20-21 September 2018, pp 18-21, ISBN 978-0-520-80825-5.
- Dewitte B., K. Takahashi , K. Goubanova, A. Montecinos, K. Mosquera, **S. Illig**, I. Montes, A. Paulmier, V. Garçon, S. Purca, R. Flores, L. Bourrel, P. Rau, D. Labat, W. Lavado & J.C. Espinoza, **2014**: Las diversas facetas de El Niño y sus efectos en la costa del Perú, Book Chapter, El Perú frente al cambio climático, 125-140.
- Mosquera, K., B. Dewitte & **S. Illig**, **2014**: Ondas Kelvin intraestacionales en el evento El Niño del Pacífico central, Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Instituto Geofísico del Perú, 1 (7), 8-9.
- Garbe C.S., Butz A., Dadou I., Dewitte Boris, Garçon V., **Illig S.**, Paulmier A., Sudre J. & H. Yahia. Climatically-active gases in the eastern boundary upwelling and oxygen minimum zone (OMZ) systems. In : IEEE international geoscience and remote sensing symposium (IGARSS) : proceedings . Piscataway : IEEE, **2012**, p. 6150-6153. (Geoscience and Remote Sensing Symposium). IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) : Remote Sensing for a Dynamic Earth, 31., Munich (DEU), 2012/07/22-27. ISBN 978-1-4673-1160-1.
- Purca S., B. Dewitte, **S. Illig**, M. Graco, J. Vazquez & L. Vasquez, **2011**: Seasonal to decadal variability of temperature off Peruvian coast: connection with the Equatorial variability. The third Anchovy book (IMARPE).
- Illig S.**, **2010**: Validation des données altimétriques côtières du CTOH par les données classiques AVISO et les données marégraphiques. Rapport interne pour le Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH, LEGOS).
- Mosquera, K., B. Dewitte, **S. Illig**, K. Takahashi y G. Garric, **2010**: Actividad de las ondas ecuatoriales y su impacto en la Temperatura Superficial del Mar en el Fenómeno El Niño 2002/2003, Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Instituto Geofísico del Perú, 1 (10), 4-7.
- Illig S.**, B. Dewitte, C. Perigaud & C. Derval. Equatorial wave intra-seasonal variability in the Indian and Pacific oceans in the Mercator Ocean POG05B simulation. Mercator Newsletter, **2007**, 45-56.
- Illig S.**, B. Dewitte, N. Ayoub, D. Gushchina, Y. duPenhoat, G. Reverdin, P. deMey, F. Bongean & G. S. E. Lagerloef, **2006**: Inter-Annual Long Equatorial Waves in the Tropical Atlantic (1981-2000). Proceedings of The "15 Years of Progress in Radar Altimetry" Symposium, 13th-18th March 2006, Venice, Italy.
- Dewitte B., **S. Illig**, L. Parent, Y. duPenhoat, L. Gourdeau & J. Verron, **2006**: Tropical Pacific long waves for the 1997-1998 El Niño-La Niña event from an altimetric data assimilation experiment. Proceedings of The "15 Years of Progress in Radar Altimetry" Symposium, 13th-18th March 2006, Venice, Italy.
- Illig S.**, **2005**: Variabilité basse fréquence de l'Atlantique tropicale: Rôle de la dynamique océanique équatoriale et Influence d'El Niño Southern Oscillation. Thèse de doctorat de l'université Paul Sabatier (Toulouse, France), 180pp.



## IX. RÉFÉRENCES

- Abramowitz, Milton, et Irene A. Stegun. 1965. *Handbook of Mathematical Functions: With Formulas, Graphs, and Mathematical Tables*. Courier Corporation.
- Ali, K. E., K. Y. Kouadio, E. P. Zahiri, A. Amam, A. P. Assamoi, et Bernard Boulès. 2011. « Influence of the Gulf of Guinea Coastal and Equatorial Upwellings on the Precipitations along Its Northern Coasts during the Boreal Summer Period ». *Asian Journal of Applied Sciences* 4:271-85. doi: 10.3923/ajaps.2011.271.285.
- Alory, Gaël, Christophe Maes, Thierry Delcroix, Nicolas Reul, et Serena Illig. 2012. « Seasonal Dynamics of Sea Surface Salinity off Panama: The Far Eastern Pacific Fresh Pool ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117(C4). doi: 10.1029/2011JC007802.
- An, Soon-Il, et Fei-Fei Jin. 2001. « Collective Role of Thermocline and Zonal Advective Feedbacks in the ENSO Mode ». *Journal of Climate* 14(16):3421-32. doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<3421:CROTAZ>2.0.CO;2.
- Astudillo, O., B. Dewitte, M. Mallet, F. Frappart, J. A. Rutllant, M. Ramos, L. Bravo, K. Goubanova, et S. Illig. 2017. « Surface winds off Peru-Chile: Observing closer to the coast from radar altimetry ». *Remote Sensing of Environment* 191:179-96. doi: 10.1016/j.rse.2017.01.010.
- Auclair, Francis, Rachid Benschila, Lucie Bordoïs, Martial Boutet, Maurice Brémond, Matthieu Caillaud, Gildas Cambon, Xavier Capet, Laurent Debreu, Nicolas Ducouso, François Dufois, Franck Dumas, Christian Ethé, Jonathan Gula, Christophe Hourdin, Serena Illig, Swen Jullien, Matthieu Le Corre, Solène Le Gac, Sylvie Le Gentil, Florian Lemarié, Patrick Marchesiello, Camille Mazoyer, Guillaume Morvan, Cyril Nguyen, Pierrick Penven, Renaud Person, Joris Pianezze, Stéphane Pous, Lionel Renault, Laurent Roblou, Andres Sepulveda, et Sebastien Theetten. 2024. « Coastal and Regional Ocean COmmunity model ».
- Bachèlery, M.-L., S. Illig, et I. Dadou. 2016. « Forcings of Nutrient, Oxygen, and Primary Production Interannual Variability in the Southeast Atlantic Ocean ». *Geophysical Research Letters* 43(16):8617-25. doi: 10.1002/2016GL070288.
- Bachèlery, Marie-Lou, Serena Illig, et Isabelle Dadou. 2016. « Interannual Variability in the South-East Atlantic Ocean, Focusing on the Benguela Upwelling System: Remote versus Local Forcing ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121(1):284-310. doi: 10.1002/2015JC011168.
- Bachèlery, Marie-Lou, Serena Illig, et Mathieu Rouault. 2020. « Interannual Coastal Trapped Waves in the Angola-Benguela Upwelling System and Benguela Niño and Niña events ». *Journal of Marine Systems* 203:103262. doi: 10.1016/j.jmarsys.2019.103262.
- Binet, D., et J. Servain. 1993. « Have the recent hydrological changes in the northern gulf of guinea induced the sardinella-aurita outburst » édité par Gauthier-Villars. *Oceanologica Acta* 16(3):247-60.
- Binet, Denis, Bertrand Gobert, et Lucien Maloueki. 2001. « El Niño-like warm events in the Eastern Atlantic (6°N, 20°S) and fish availability from Congo to Angola (1964–1999) ». *Aquatic Living Resources* 14(2):99-113. doi: 10.1016/S0990-7440(01)01105-6.
- Binet, Denis, et Emile Marchal. 1993. « The Large Marine Ecosystem of Shelf Areas in the Gulf of Guinea : Long-Term Variability Induced by Climatic Changes ». P. 104-18 in *Large marine ecosystems : stocks, mitigation and sustainability*. Vol. 92.
- Boulanger, Jean-Philippe. 1994. « Influence des ondes équatoriales sur la variabilité basse-fréquence de l’océan pacifique tropical ». These de doctorat, Paris 6.
- Boulès, Bernard, Moacyr Araujo, Michael J. McPhaden, Peter Brandt, Gregory R. Foltz, Rick Lumpkin, Hervé Giordani, Fabrice Hernandez, Nathalie Lefèvre, Paulo Nobre, Edmo Campos, Ramalingam Saravanan, Janice Trotte-Duhà, Marcus Dengler, Johannes Hahn, Rebecca Hummels, Joke F. Lübbecke, Mathieu Rouault, Leticia Cotrim, Adrienne Sutton, Markus Jochum, et Renellys C. Perez. 2019. « PIRATA: A Sustained Observing System for Tropical Atlantic Climate Research and Forecasting ». *Earth and Space Science* 6(4):577-616. doi: 10.1029/2018EA000428.

- Boyer, D. C., H. J. Boyer, I. Fossen, et A. Kreiner. 2001. « Changes in Abundance of the Northern Benguela Sardine Stock during the Decade 1990 &#150; 2000, with Comments on the Relative Importance of Fishing and the Environment ». *African Journal of Marine Science* 23:67-84.
- Brandt, Peter, Guy Caniaux, Bernard Bourlès, Alban Lazar, Marcus Dengler, Andreas Funk, Verena Hormann, Herve Giordani, et Frédéric Marin. 2011. « Equatorial Upper-Ocean Dynamics and Their Interaction with the West African Monsoon ». *Atmospheric Science Letters* 12(1):24-30. doi: 10.1002/asl.287.
- Bretagnon, Marine, Aurélien Paulmier, Véronique Garçon, Boris Dewitte, Séréna Illig, Nathalie Leblond, Laurent Coppola, Fernando Campos, Federico Velazco, Christos Panagiotopoulos, Andreas Oeschlies, J. Martin Hernandez-Ayon, Helmut Maske, Oscar Vergara, Ivonne Montes, Philippe Martinez, Edgardo Carrasco, Jacques Grelet, Olivier Desprez-De-Gesincourt, Christophe Maes, et Lionel Scouarnec. 2018. « Modulation of the Vertical Particle Transfer Efficiency in the Oxygen Minimum Zone off Peru ». *Biogeosciences* 15(16):5093-5111. doi: 10.5194/bg-15-5093-2018.
- Brink, K. H. 1982. « A Comparison of Long Coastal Trapped Wave Theory with Observations off Peru ». *Journal of Physical Oceanography* 12(8):897-913. doi: 10.1175/1520-0485(1982)012<0897:ACOLCT>2.0.CO;2.
- Brink, K. H. 1989. « Energy Conservation in Coastal-Trapped Wave Calculations ». *Journal of Physical Oceanography* 19(7):1011-16. doi: 10.1175/1520-0485(1989)019<1011:ECICTW>2.0.CO;2.
- Brink, Kenneth H., et David C. Chapman. 1987. *Programs for computing properties of coastal-trapped waves and wind-driven motions over the continental shelf and slope*. 2nd ed. Woods Hole, Mass: Woods Hole Oceanographic Institution.
- Cambon, Gildas, Katerina Goubanova, Patrick Marchesiello, Boris Dewitte, Séréna Illig, et Vincent Echevin. 2013. « Assessing the impact of downscaled winds on a regional ocean model simulation of the Humboldt system ». *Ocean Modelling* 65:11-24. doi: 10.1016/j.ocemod.2013.01.007.
- Cane, Mark A., et Randall J. Patton. 1984. « A Numerical Model for Low-Frequency Equatorial Dynamics ». *Journal of Physical Oceanography* 14(12):1853-63. doi: 10.1175/1520-0485(1984)014<1853:ANMFLF>2.0.CO;2.
- Cane, Mark, et E. Sarachik. 1977. « Forced baroclinic ocean motions: II. The linear equatorial bounded case ». *Journal of Marine Research* 35(2).
- Cane, Mark, et E. Sarachik. 1979. « Forced baroclinic ocean motions, III: The linear equatorial basin case ». *Journal of Marine Research* 37(2).
- Chapman, David C. 1987. « Application of Wind-Forced, Long, Coastal-Trapped Wave Theory along the California Coast ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 92(C2):1798-1816. doi: 10.1029/JC092iC02p01798.
- Chenillat, Fanny, Serena Illig, Julien Jouanno, Founi Mesmin Awo, Gaël Alory, et Patrice Brehmer. 2021. « How Do Climate Modes Shape the Chlorophyll-a Interannual Variability in the Tropical Atlantic? » *Geophysical Research Letters* 48(14):e2021GL093769. doi: 10.1029/2021GL093769.
- Church, John A., Howard J. Freeland, et Robert L. Smith. 1986. « Coastal-Trapped Waves on the East Australian Continental Shelf Part I: Propagation of Modes ». *Journal of Physical Oceanography* 16(11):1929-43. doi: 10.1175/1520-0485(1986)016<1929:CTWOTE>2.0.CO;2.
- Clarke, Allan J. 1977. « Observational and Numerical Evidence for Wind-Forced Coastal Trapped Long Waves ». *Journal of Physical Oceanography* 7(2):231-47. doi: 10.1175/1520-0485(1977)007<0231:OANEFW>2.0.CO;2.
- Clarke, Allan J., et David S. Battisti. 1983. « Identification of the Fortnightly Wave Observed Along the Northern Coast of the Gulf of Guinea ».
- Clarke, Allan J., et Stephen Van Van Gorder. 1986. « A Method for Estimating Wind-Driven Frictional, Time-Dependent, Stratified Shelf and Slope Water Flow ». *Journal of Physical Oceanography* 16(6):1013-28. doi: 10.1175/1520-0485(1986)016<1013:AMFEWD>2.0.CO;2.

- de Coëtlogon, G., A. Deroubaix, C. Flamant, L. Menut, et M. Gaetani. 2023. « Impact of the Guinea coast upwelling on atmospheric dynamics, precipitation and pollutant transport over southern West Africa ». *Atmospheric Chemistry and Physics* 23(24):15507-21. doi: 10.5194/acp-23-15507-2023.
- Counillon, François, Noel Keenlyside, Thomas Toniazzo, Shunya Koseki, Teferi Demissie, Ingo Bethke, et Yiguo Wang. 2021. « Relating Model Bias and Prediction Skill in the Equatorial Atlantic ». *Climate Dynamics* 56(7):2617-30. doi: 10.1007/s00382-020-05605-8.
- Craig, Anthony, Sophie Valcke, et Laure Coquart. 2017. « Development and Performance of a New Version of the OASIS Coupler, OASIS3-MCT\_3.0 ». *Geoscientific Model Development* 10(9):3297-3308. doi: 10.5194/gmd-10-3297-2017.
- Da-Allada, C. Y., J. Agada, E. Baloitcha, M. N. Hounkonnou, J. Jouanno, et G. Alory. 2021. « Causes of the Northern Gulf of Guinea Cold Event in 2012 ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 126(8):e2021JC017627. doi: 10.1029/2021JC017627.
- Dahlke, Flemming T., Sylke Wohlrab, Martin Butzin, et Hans-Otto Pörtner. 2020. « Thermal bottlenecks in the life cycle define climate vulnerability of fish ». *Science* 369(6499):65-70. doi: 10.1126/science.aaz3658.
- Desbiolles, Fabien, Ross Blamey, Serena Illig, Rachel James, Rondrotiana Barimalala, Lionel Renault, et Chris Reason. 2018. « Upscaling Impact of Wind/Sea Surface Temperature Mesoscale Interactions on Southern Africa Austral Summer Climate ». *International Journal of Climatology* 38(12):4651-60. doi: 10.1002/joc.5726.
- Dewitte, B., S. Illig, L. Renault, K. Goubanova, K. Takahashi, D. Gushchina, K. Mosquera, et S. Purca. 2011. « Modes of Covariability between Sea Surface Temperature and Wind Stress Intraseasonal Anomalies along the Coast of Peru from Satellite Observations (2000–2008) ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116(C4). doi: 10.1029/2010JC006495.
- Dewitte, B., J. Vazquez-Cuervo, K. Goubanova, S. Illig, K. Takahashi, G. Cambon, S. Purca, D. Correa, D. Gutierrez, A. Sifeddine, et L. Ortlieb. 2012. « Change in El Niño flavours over 1958–2008: Implications for the long-term trend of the upwelling off Peru ». *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 77-80:143-56. doi: 10.1016/j.dsr2.2012.04.011.
- Dewitte, Boris, Séréna Illig, Laurent Parent, Yves duPenhoat, Lionel Gourdeau, et Jacques Verron. 2003. « Tropical Pacific Baroclinic Mode Contribution and Associated Long Waves for the 1994–1999 Period from an Assimilation Experiment with Altimetric Data ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108(C4). doi: 10.1029/2002JC001362.
- Dewitte, Boris, Sara Purca, Serena Illig, Lionel Renault, et Benjamin S. Giese. 2008. « Low-Frequency Modulation of Intraseasonal Equatorial Kelvin Wave Activity in the Pacific from SODA: 1958–2001 ». *Journal of Climate* 21(22):6060-69. doi: 10.1175/2008JCLI2277.1.
- Ding, Hui, Noel S. Keenlyside, et Mojib Latif. 2012. « Impact of the Equatorial Atlantic on the El Niño Southern Oscillation ». *Climate Dynamics* 38(9):1965-72. doi: 10.1007/s00382-011-1097-y.
- Djakouré, S., P. Penven, B. Bourlès, V. Koné, et J. Veitch. 2017. « Respective Roles of the Guinea Current and Local Winds on the Coastal Upwelling in the Northern Gulf of Guinea ». doi: 10.1175/JPO-D-16-0126.1.
- Djakouré, Sandrine, Pierrick Penven, Bernard Bourlès, Jennifer Veitch, et Vamara Koné. 2014. « Coastally Trapped Eddies in the North of the Gulf of Guinea ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119(10):6805-19. doi: 10.1002/2014JC010243.
- Ettahiri, O., Am Berraho, G. Vidy, M. Ramdani, et T. Do chi. 2003. « Observation on the spawning of *Sardina* and *Sardinella* off the south Moroccan Atlantic coast (21–26°N) ». *Fisheries Research* 60(2):207-22. doi: 10.1016/S0165-7836(02)00172-8.
- FAO. 2011. *Review of the state of world marine fishery resources*. Rome.
- Florenchie, Pierre, Johann R. E. Lutjeharms, C. J. C. Reason, S. Masson, et M. Rouault. 2003. « The Source of Benguela Niños in the South Atlantic Ocean ». *Geophysical Research Letters* 30(10). doi: 10.1029/2003GL017172.

- Foltz, G. R., P. Brandt, I. Richter, B. Rodríguez-Fonseca, F. Hernandez, M. Dengler, R. R. Rodrigues, J. O. Schmidt, L. Yu, N. Lefevre, L. Cotrim Da Cunha, M. J. McPhaden, M. Araujo, J. Karstensen, J. Hahn, M. Martín-Rey, C. M. Patricola, P. Poli, P. Zuidema, R. Hummels, R. C. Perez, V. Hatje, J. F. Lübbecke, I. Polo, R. Lumpkin, B. Bourlès, F. E. Asuquo, P. Lehodey, A. Conchon, P. Chang, P. Dandin, C. Schmid, A. Sutton, H. Giordani, Y. Xue, S. Illig, T. Losada, S. A. Grodsky, F. Gasparin, T. Lee, E. Mohino, P. Nobre, R. Wanninkhof, N. Keenlyside, V. Garçon, E. Sánchez-Gómez, H. C. Nnamchi, M. Drévilon, A. Storto, E. Remy, A. Lazar, S. Speich, M. Goes, T. Dorrington, W. E. Johns, J. N. Moum, C. Robinson, C. Perruche, R. B. de Souza, A. T. Gaye, J. López-Parages, P. A. Monerie, P. Castellanos, N. U. Benson, M. N. Hounkonnou, J. Trotte Duhá, R. Laxenaire, et N. Reul. 2019. « The Tropical Atlantic Observing System ». *Frontiers in Marine Science* 6. doi: 10.3389/fmars.2019.00206.
- Fontaine, Bernard, et Serge Janicot. 1992. « Wind-Field Coherence and Its Variations over West Africa ».
- Ghéno, Yves, et André Fontana. 1981. « Les stocks de petits pélagiques côtiers : les sardinelles ». P. 213-57 in *Milieu marin et ressources halieutiques de la République Populaire du Congo, Travaux et Documents de l'ORSTOM*. Paris: ORSTOM.
- Gill, A. E., et A. J. Clarke. 1974. « Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes ». *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 21(5):325-45. doi: 10.1016/0011-7471(74)90038-2.
- Goubanova, Katerina, Séréna Illig, Eric Machu, Véronique Garçon, et Boris Dewitte. 2013. « SST Subseasonal Variability in the Central Benguela Upwelling System as Inferred from Satellite Observations (1999–2009) ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118(9):4092-4110. doi: 10.1002/jgrc.20287.
- Gushchina, D., B. Dewitte, et S. Illig. 2006. « Remote ENSO Forcing versus Local Air-Sea Interaction in QTCM: A Sensitivity Study to Intraseasonal Variability ». *Advances in Geosciences* 6:289-97. doi: 10.5194/adgeo-6-289-2006.
- Gutknecht, E., I. Dadou, B. Le Vu, G. Cambon, J. Sudre, V. Garçon, E. Machu, T. Rixen, A. Kock, A. Flohr, A. Paulmier, et G. Lavik. 2013. « Coupled Physical/Biogeochemical Modeling Including O<sub>2</sub>-Dependent Processes in the Eastern Boundary Upwelling Systems: Application in the Benguela ». *Biogeosciences* 10(6):3559-91. doi: 10.5194/bg-10-3559-2013.
- Ham, Yoo-Geun, Jeong-Hwan Kim, et Jing-Jia Luo. 2019. « Deep Learning for Multi-Year ENSO Forecasts ». *Nature* 573(7775):568-72. doi: 10.1038/s41586-019-1559-7.
- Han, Weiqing, Julian P. McCreary, D. L. T. Anderson, et Arthur J. Mariano. 1999. « Dynamics of the Eastern Surface Jets in the Equatorial Indian Ocean ».
- Hardman-Mountford, N. J., et J. M. McGlade. 2003. « Seasonal and interannual variability of oceanographic processes in the Gulf of Guinea: An investigation using AVHRR sea surface temperature data ». *International Journal of Remote Sensing* 24(16):3247-68. doi: 10.1080/0143116021000021297.
- Hernández-Carrasco, I., J. Sudre, V. Garçon, H. Yahia, C. Garbe, A. Paulmier, B. Dewitte, S. Illig, I. Dadou, M. González-Dávila, et J. M. Santana-Casiano. 2015. « Reconstruction of Super-Resolution Ocean pCO<sub>2</sub> and Air–Sea Fluxes of CO<sub>2</sub> from Satellite Imagery in the Southeastern Atlantic ». *Biogeosciences* 12(17):5229-45. doi: 10.5194/bg-12-5229-2015.
- Hjort, Johan. 1914. *Fluctuations in the Great Fisheries of Northern Europe, Viewed in the Light of Biological Research*. Copenhagen, Denmark: Andr. Fred. Høst & Fils.
- Huthnance, John M. 1978. « On Coastal Trapped Waves: Analysis and Numerical Calculation by Inverse Iteration ». *Journal of Physical Oceanography* 8(1):74-92. doi: 10.1175/1520-0485(1978)008<0074:OCTWAA>2.0.CO;2.
- Illig, S., B. Dewitte, N. Ayoub, Y. du Penhoat, G. Reverdin, P. De Mey, F. Bonjean, et G. S. E. Lagerloef. 2004. « Interannual Long Equatorial Waves in the Tropical Atlantic from a High-Resolution Ocean General Circulation Model Experiment in 1981–2000 ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109(C2). doi: 10.1029/2003JC001771.

- Illig, S., D. Gushchina, B. Dewitte, N. Ayoub, et Y. du Penhoat. 2006. « The 1996 Equatorial Atlantic Warm Event: Origin and Mechanisms ». *Geophysical Research Letters* 33(9). doi: 10.1029/2005GL025632.
- Illig, Serena, et Marie-Lou Bachèlery. 2019. « Propagation of Subseasonal Equatorially-Forced Coastal Trapped Waves down to the Benguela Upwelling System ». *Scientific Reports* 9(1):5306. doi: 10.1038/s41598-019-41847-1.
- Illig, Serena, et Marie-Lou Bachèlery. 2023. « The 2021 Atlantic Niño and Benguela Niño Events: External Forcings and Air–Sea Interactions ». *Climate Dynamics* 62(1):679-702. doi: 10.1007/s00382-023-06934-0.
- Illig, Serena, Marie-Lou Bachèlery, et Emeline Cadier. 2018. « Subseasonal Coastal-Trapped Wave Propagations in the Southeastern Pacific and Atlantic Oceans: 2. Wave Characteristics and Connection With the Equatorial Variability ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123(6):3942-61. doi: 10.1029/2017JC013540.
- Illig, Serena, Marie-Lou Bachèlery, et Joke F. Lübbecke. 2020. « Why Do Benguela Niños Lead Atlantic Niños? ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125(9):e2019JC016003. doi: 10.1029/2019JC016003.
- Illig, Serena, Emeline Cadier, Marie-Lou Bachèlery, et Marion Kersalé. 2018. « Subseasonal Coastal-Trapped Wave Propagations in the Southeastern Pacific and Atlantic Oceans: 1. A New Approach to Estimate Wave Amplitude ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123(6):3915-41. doi: 10.1029/2017JC013539.
- Illig, Serena, et Boris Dewitte. 2006. « Local Coupled Equatorial Variability versus Remote ENSO Forcing in an Intermediate Coupled Model of the Tropical Atlantic ». *Journal of Climate* 19(20):5227-52. doi: 10.1175/JCLI3922.1.
- Illig, Serena, Boris Dewitte, Katerina Goubanova, Gildas Cambon, Julien Boucharel, Florian Monetti, Carlos Romero, Sara Purca, et Roberto Flores. 2014. « Forcing Mechanisms of Intraseasonal SST Variability off Central Peru in 2000–2008 ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119(6):3548-73. doi: 10.1002/2013JC009779.
- Illig, Serena, et Claire Perigaud. 2007. « Yearly Impact of Submonthly Rain Fluctuations on the Indian Ocean Salinity ». *Geophysical Research Letters* 34(12). doi: 10.1029/2007GL029655.
- Imbol Koungue, Rodrigue Anicet, Serena Illig, et Mathieu Rouault. 2017. « Role of Interannual Kelvin Wave Propagations in the Equatorial Atlantic on the Angola Benguela Current System ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122(6):4685-4703. doi: 10.1002/2016JC012463.
- Imbol Koungue, Rodrigue Anicet, Mathieu Rouault, Serena Illig, Peter Brandt, et Julien Jouanno. 2019. « Benguela Niños and Benguela Niñas in Forced Ocean Simulation From 1958 to 2015 ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 124(8):5923-51. doi: 10.1029/2019JC015013.
- Keenlyside, Noel S., et Mojib Latif. 2007. « Understanding Equatorial Atlantic Interannual Variability ». doi: 10.1175/JCLI3992.1.
- Körner, Mareike, Peter Brandt, Serena Illig, Marcus Dengler, Ajit Subramaniam, Marie-Lou Bachèlery, et Gerd Krahnmann. 2024. « Coastal trapped waves and tidal mixing control primary production in the tropical Angolan upwelling system ». *Science Advances* 10(4):eadj6686. doi: 10.1126/sciadv.adj6686.
- Lamb, P. J. 1978. « Large-Scale Tropical Atlantic Surface Circulation Patterns Associated with Subsaharan Weather Anomalies ». *Tellus* 30(3):240-51. doi: 10.1111/j.2153-3490.1978.tb00839.x.
- Lamb, Peter J., et Randy A. Peppler. 1992. « Further Case Studies of Tropical Atlantic Surface Atmospheric and Oceanic Patterns Associated with Sub-Saharan Drought ». doi: 10.1175/JCLI3992.1.
- Lefèvre, Nathalie, Guy Caniaux, Serge Janicot, et Abdou Karim Gueye. 2013. « Increased CO2 Outgassing in February-May 2010 in the Tropical Atlantic Following the 2009 Pacific El Niño ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118(4):1645-57. doi: 10.1002/jgrc.20107.
- Li, Xiaofan, Wei Tan, Zeng-Zhen Hu, et Nathaniel C. Johnson. 2023. « Evolution and Prediction of Two Extremely Strong Atlantic Niños in 2019–2021: Impact of Benguela Warming ». *Geophysical Research Letters* 50(12):e2023GL104215. doi: 10.1029/2023GL104215.

- Lin, Johnny Wei-Bing, J. David Neelin, et Ning Zeng. 2000. « Maintenance of Tropical Intraseasonal Variability: Impact of Evaporation–Wind Feedback and Midlatitude Storms ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 57(17):2793-2823. doi: 10.1175/1520-0469(2000)057<2793:MOTIVI>2.0.CO;2.
- Liouville, Joseph. 1836. « Mémoire Sur Le Développement Des Fonctions Ou Parties de Fonctions En Séries Dont Les Divers Termes Sont Assujettis à Satisfaire à Une Même Équation Différentielle Du Second Ordre Contenant Un Paramètre Variable ». *Journal de Mathématiques Pures et Appliquées* 1:253-65.
- Lübbecke, Joke F., Claus W. Böning, Noel S. Keenlyside, et Shang-Ping Xie. 2010. « On the Connection between Benguela and Equatorial Atlantic Niños and the Role of the South Atlantic Anticyclone ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115(C9). doi: 10.1029/2009JC005964.
- Lübbecke, Joke F., Peter Brandt, Marcus Dengler, Robert Kopte, Jan Lüdke, Ingo Richter, Meike Sena Martins, et Pedro C. M. Tchipalanga. 2019. « Causes and Evolution of the Southeastern Tropical Atlantic Warm Event in Early 2016 ». *Climate Dynamics* 53(1):261-74. doi: 10.1007/s00382-018-4582-8.
- Marin, Frédéric, Guy Caniaux, Hervé Giordani, Bernard Boulrès, Yves Gouriou, et Erica Key. 2009. « Why Were Sea Surface Temperatures so Different in the Eastern Equatorial Atlantic in June 2005 and 2006? » doi: 10.1175/2008JPO4030.1.
- Matsuno, Taroh. 1966. « Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area ». *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 44(1):25-43. doi: 10.2151/jmsj1965.44.1\_25.
- McPhaden, Michael J., Kenneth J. Connell, Gregory R. Foltz, Renellys C. Perez, et Karen Grissom. 2023. « Tropical Ocean Observations for Weather and Climate: A Decadal Overview of the Global Tropical Moored Buoy Array ». *Oceanography* 36(2–3):32-43. doi: 10.5670/oceanog.2023.211.
- Merle, J., M. Fieux, et P. Hisard. 1979. « ANNUAL SIGNAL AND INTERANNUAL ANOMALIES OF SEA SURFACE TEMPERATURE IN THE EASTERN EQUATORIAL ATLANTIC OCEAN ». P. 77-101 in *Oceanography and Surface Layer Meteorology in the B/C Scale*, édité par G. Siedler, J. D. Woods, et W. Düing. Pergamon.
- Mohino, Elsa, Belén Rodríguez-Fonseca, Teresa Losada, Sébastien Gervois, Serge Janicot, Juergen Bader, Paolo Ruti, et Fabrice Chauvin. 2011. « Changes in the Interannual SST-Forced Signals on West African Rainfall. AGCM Intercomparison ». *Climate Dynamics* 37(9):1707-25. doi: 10.1007/s00382-011-1093-2.
- Monteiro, P. M. S., A. K. van der Plas, J. L. Mélice, et P. Florenchie. 2008. « Interannual hypoxia variability in a coastal upwelling system: Ocean–shelf exchange, climate and ecosystem-state implications ». *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 55(4):435-50. doi: 10.1016/j.dsr.2007.12.010.
- Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, S. Illig, K. Takahashi, et G. Garric. 2013. « The 2002/2003 El Niño: Equatorial Waves Sequence and Their Impact on Sea Surface Temperature ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118(1):346-57. doi: 10.1029/2012JC008551.
- Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, et Serena Illig. 2014. « The Central Pacific El Niño Intraseasonal Kelvin Wave ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119(10):6605-21. doi: 10.1002/2014JC010044.
- Neelin, J. David, et Ning Zeng. 2000. « A Quasi-Equilibrium Tropical Circulation Model—Formulation ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 57(11):1741-66. doi: 10.1175/1520-0469(2000)057<1741:AQETCM>2.0.CO;2.
- Penhoat, Yves Du, et Anne Marie Treguier. 1985. « The Seasonal Linear Response of the Tropical Atlantic Ocean ». *Journal of Physical Oceanography* 15(3):316-29. doi: 10.1175/1520-0485(1985)015<0316:TSLROT>2.0.CO;2.
- Philander, S. G. H. 1978. « Forced Oceanic Waves ». *Reviews of Geophysics* 16(1):15-46. doi: 10.1029/RG016i001p00015.
- Picaut, Joël. 1983. « Propagation of the Seasonal Upwelling in the Eastern Equatorial Atlantic ».
- Picaut, Joël, et Jean Marc Verstraete. 1979. « Propagation of a 14.7-Day Wave along the Northern Coast of the Guinea Gulf ».

- Polo, Irene, Alban Lazar, Belen Rodriguez-Fonseca, et Sabine Arnault. 2008. « Oceanic Kelvin Waves and Tropical Atlantic Intraseasonal Variability: 1. Kelvin Wave Characterization ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113(C7). doi: 10.1029/2007JC004495.
- Potts, Warren M., Anthony J. Booth, Timothy J. Richardson, et Warwick H. H. Sauer. 2014. « Ocean Warming Affects the Distribution and Abundance of Resident Fishes by Changing Their Reproductive Scope ». *Reviews in Fish Biology and Fisheries* 24(2):493-504. doi: 10.1007/s11160-013-9329-3.
- Renault, Lionel, Boris Dewitte, Patrick Marchesiello, Sérena Illig, Vincent Echevin, Gildas Cambon, Marcel Ramos, Orlando Astudillo, Patrick Minnis, et J. Kirk Ayers. 2012. « Upwelling Response to Atmospheric Coastal Jets off Central Chile: A Modeling Study of the October 2000 Event ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117(C2). doi: 10.1029/2011JC007446.
- Renault, Lionel, M. Jeroen Molemaker, James C. McWilliams, Alexander F. Shchepetkin, Florian Lemarié, Dudley Chelton, Serena Illig, et Alex Hall. 2016. « Modulation of Wind Work by Oceanic Current Interaction with the Atmosphere ». *Journal of Physical Oceanography* 46(6):1685-1704. doi: 10.1175/JPO-D-15-0232.1.
- Richter, Ingo, Swadhin K. Behera, Yukio Masumoto, Bunmei Taguchi, Nobumasa Komori, et Toshio Yamagata. 2010. « On the Triggering of Benguela Niños: Remote Equatorial versus Local Influences ». *Geophysical Research Letters* 37(20). doi: 10.1029/2010GL044461.
- Richter, Ingo, Takeshi Doi, Swadhin K. Behera, et Noel Keenlyside. 2018. « On the Link between Mean State Biases and Prediction Skill in the Tropics: An Atmospheric Perspective ». *Climate Dynamics* 50(9):3355-74. doi: 10.1007/s00382-017-3809-4.
- Rodríguez-Fonseca, Belen, Elsa Mohino, Carlos R. Mechoso, Cyril Caminade, Michela Biasutti, Marco Gaetani, J. Garcia-Serrano, Edward K. Vizy, Kerry Cook, Yongkang Xue, Irene Polo, Teresa Losada, Leonard Druyan, Bernard Fontaine, Juergen Bader, Francisco J. Doblas-Reyes, Lisa Goddard, Serge Janicot, Alberto Arribas, William Lau, Andrew Colman, M. Vellinga, David P. Rowell, Fred Kucharski, et Aurore Voldoire. 2015. « Variability and Predictability of West African Droughts: A Review on the Role of Sea Surface Temperature Anomalies ». doi: 10.1175/JCLI-D-14-00130.1.
- Rouault, M., S. Illig, C. Bartholomae, C. J. C. Reason, et A. Bentamy. 2007. « Propagation and origin of warm anomalies in the Angola Benguela upwelling system in 2001 ». *Journal of Marine Systems* 68(3):473-88. doi: 10.1016/j.jmarsys.2006.11.010.
- Rouault, Mathieu, Pierre Florenchie, Nicolas Fauchereau, et Chris J. C. Reason. 2003. « South East Tropical Atlantic Warm Events and Southern African Rainfall ». *Geophysical Research Letters* 30(5). doi: 10.1029/2002GL014840.
- Rouault, Mathieu, Serena Illig, Joke Lübbecke, et Rodrigue Anicet Imbol Koungue. 2018. « Origin, development and demise of the 2010–2011 Benguela Niño ». *Journal of Marine Systems* 188:39-48. doi: 10.1016/j.jmarsys.2017.07.007.
- Rouault, Mathieu, Bellinda Monyela, Rodrigue Anicet Imbol Koungue, A. Stella, N. Njouodo, et B. Dieppois. 2019. « Ocean impact on southern African climate variability and water resources ». *Pretoria: Water Research Commission*.
- Shannon, L. V., A. J. Boyd, G. B. Brundrit, et J. Taunton-Clark. 1986. « On the Existence of an El Niño-Type Phenomenon in the Benguela System ». *Journal of Marine Research* 44(3):495-520. doi: 10.1357/002224086788403105.
- Sohou, Z., V. Koné, Y. C. Da-Allada, S. Djakouré, B. Bourlès, V. Racape, G. Degbe, et C. Adje. 2020. « Seasonal and inter-annual ONSET Sea Surface Temperature variability along the northern coast of the Gulf of Guinea ». *Regional Studies in Marine Science* 35:101129. doi: 10.1016/j.rsma.2020.101129.
- Thual, Sulian, Boris Dewitte, Soon-Il An, Serena Illig, et Nadia Ayoub. 2013. « Influence of Recent Stratification Changes on ENSO Stability in a Conceptual Model of the Equatorial Pacific ». *Journal of Climate* 26(13):4790-4802. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00363.1.

- Tomety, Folly Serge, Serena Illig, Marek Ostrowski, Founi Mesmin Awo, Marie-Lou Bachèlery, Noel Keenlyside, et Mathieu Rouault. 2024. « Long-Term Climatological Trends Driving the Recent Warming along the Angolan and Namibian Coasts ». *Climate Dynamics*. doi: 10.1007/s00382-024-07305-z.
- Vizy, Edward K., et Kerry H. Cook. 2001. « Mechanisms by Which Gulf of Guinea and Eastern North Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies Can Influence African Rainfall ».
- Vizy, Edward K., et Kerry H. Cook. 2016. « Understanding Long-Term (1982–2013) Multi-Decadal Change in the Equatorial and Subtropical South Atlantic Climate ». *Climate Dynamics* 46(7):2087-2113. doi: 10.1007/s00382-015-2691-1.
- Wang, Dong-Ping, et Christopher N. K. Mooers. 1976. « Coastal-Trapped Waves in a Continuously Stratified Ocean ». *Journal of Physical Oceanography* 6(6):853-63. doi: 10.1175/1520-0485(1976)006<0853:CTWIAC>2.0.CO;2.
- Zebiak, Stephen E. 1993. « Air–Sea Interaction in the Equatorial Atlantic Region ». *Journal of Climate* 6(8):1567-86. doi: 10.1175/1520-0442(1993)006<1567:AIITEA>2.0.CO;2.
- Zebiak, Stephen E., et Mark A. Cane. 1987. « A Model El Niño–Southern Oscillation ».
- Zhang, Lei, Chunzai Wang, Weiqing Han, Michael J. McPhaden, Aixue Hu, et Wen Xing. 2023. « Emergence of the Central Atlantic Niño ». *Science Advances* 9(43):eadi5507. doi: 10.1126/sciadv.adi5507.

## X. APPENDICES

### A.1. Équation des ondes linéaires en $v$

Dans cet appendice, je dérive l'équation des ondes planétaires libres sur un plan  $\beta$  en **courant méridien**  $v$  des – Équation (4a) dans la [Section II.1](#) – qui est utilisée pour déterminer les caractéristiques des ondes libres (structure, vitesse de propagation). Cette équation est obtenue sans hypothèse préalable sur la structure verticale des ondes (séparation des variables sur la verticale/horizontale ou considération *Shallow Water*). Elle mêle donc les composantes verticales et horizontales des ondes et me permet de mettre en évidence les différences entre les systèmes équatoriaux et côtier.

Cette équation qui s'**applique aux deux systèmes étudiés** (équatorial et côtier) est généralement utilisée pour l'étude de la dynamique équatoriale linéaire. Elle est donnée dans l'appendice B de Philander (1978) sans aucune démonstration.

$$\begin{aligned} u_t - fv &= -p_x & (A1) \\ \epsilon v_t + fu &= -p_y & (A2) \\ u_x + v_y &= \mathcal{Z}(p_t) & (A3) \end{aligned}$$

Pour démontrer cette équation, on part du système d'équations linéaires (3) de la [Section II.1](#) où  $\mathcal{Z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{N^2} \frac{\partial}{\partial z} \right)$  et  $f = f(y) = f_0 + \beta y$ . Dans l'approximation ondes longues,  $\epsilon = 0$ .

▪ La dérivée de (A2) par rapport au temps s'écrit  $\epsilon v_{ttt} + fu_{tt} = -p_{tty}$ . On utilise (A1) pour éliminer  $u_{tt}$  ( $u_{tt} = fv_t - p_{tx}$ ). Il vient  $\epsilon v_{ttt} + f^2 v_t = -p_{tty} + fp_{tx}$ . On applique ensuite l'opérateur  $\mathcal{Z}$  de chaque côté de l'équation et on simplifie l'écriture en utilisant l'opérateur  $\mathcal{M}_\epsilon = \left( \epsilon \frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right)$ . Il vient :  $\mathcal{Z}(\mathcal{M}_\epsilon(v_t)) = -\mathcal{Z}(p_{tty}) + f\mathcal{Z}(p_{tx})$  (\*)

↳ La dérivée de (A3) par rapport à  $x$  permet d'obtenir une formulation pour  $f\mathcal{Z}(p_{tx})$  ( $f\mathcal{Z}(p_{tx}) = fu_{xx} + fv_{yx}$ ), qui combinée avec (\*) permet d'obtenir :

$$\mathcal{Z}(\mathcal{M}_\epsilon(v_t)) = -\mathcal{Z}(p_{tty}) + fu_{xx} + fv_{yx} \quad (B)$$

▪ On dérive (A3) par rapport au temps:  $u_{tx} + v_{ty} = \mathcal{Z}(p_{tt})$  et on utilise la dérivée de (A1) par rapport à  $x$  et  $t$  pour éliminer  $u_{tx}$  ( $u_{tx} = fv_x - p_{xx}$ ). Il vient  $v_{ty} + fv_x = \mathcal{Z}(p_{tt}) + p_{xx}$ . La dérivée de cette équation par rapport à  $y$  s'écrit :  $v_{tyy} + fv_{yx} + \beta v_x = \mathcal{Z}(p_{tty}) + p_{yxx}$  (\*\*)

↳ La dérivée seconde de (A2) par rapport à  $x$  permet d'obtenir une formulation pour  $p_{yxx}$  ( $p_{yxx} = -fu_{xx} - \epsilon v_{txx}$ ), qui combinée avec (\*\*) permet d'obtenir :

$$\epsilon v_{txx} + v_{tyy} + \beta v_x = \mathcal{Z}(p_{tty}) - fu_{xx} - fv_{yx} \quad (C)$$

➡ La somme des équations (B) et (C) permet d'éliminer  $\mathcal{Z}(p_{tty})$ ,  $fu_{xx}$ , et  $fv_{yx}$ .

↳ On obtient l'équation des ondes linéaires sur un plan  $\beta$  (Philander 1978) :

$$\epsilon v_{txx} + v_{tyy} + \beta v_x + \mathcal{Z}(\mathcal{M}_\epsilon(v_t)) = 0 \quad (D)$$

↳ Dans l'approximation **ondes-longues**, la solution  $v = \tilde{v}(y, z) \times e^{i(kx - \omega t)}$  satisfait :

$$\tilde{v}_{yy} - \frac{\beta k}{\omega} \tilde{v} + f^2 \mathcal{Z}(\tilde{v}) = 0 \quad (E)$$



## A.2. Équation des ondes linéaires en $p$

Dans cet appendice, je dérive l'équation de vorticité en perturbations de pression des ondes planétaires libres sur un plan  $\beta$  –  quation (4b) dans la [Section II.1](#). Cette équation est **valide dans les deux systèmes étudiés** ( quatorial et côtier) et me permet de mettre en évidence les différences entre les systèmes équatoriaux et côtier. Néanmoins, elle est préférentiellement utilisée pour l'étude de la dynamique linéaire se propageant le long des côtes pour déterminer les caractéristiques des ondes libres (structure, vitesse de propagation).

Cette équation est développée et résolue dans Wang et Mooers (1976) sur un plan- $f$ . Elle est complexifiée pour inclure les variations de  $f$  sur un plan  $\beta$  dans Chapman (1987), mais n'est pas démontrée.

$$u_t - fv = -p_x \quad (A1)$$

$$\varepsilon v_t + fu = -p_y \quad (A2)$$

$$u_x + v_y = \mathcal{Z}(p_t) \quad (A3)$$

Pour dériver cette équation, on part du système d'équations linéaires (3) de la [Section II.1](#) où  $\mathcal{Z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{N^2} \frac{\partial}{\partial z} \right)$  et  $f = f(y) = f_0 + \beta y$ . Dans l'approximation ondes longues,  $\varepsilon = 0$ .

■ Pour  $\varepsilon = 1$ , on dérive (A1) par rapport au temps,  $u_{tt} - fv_t = -p_{tx}$  et on utilise (A2) pour éliminer  $v_t$  ( $v_t = -fu - p_y$ ). Si  $\varepsilon = 0$ , on prend directement (A2) que l'on multiplie par  $f$ . On obtient une équation pour  $u$  :  $\varepsilon u_{tt} + f^2 u = -\varepsilon p_{tx} - fp_y$ .

On définit l'opérateur  $\mathcal{M}_\varepsilon = \left( \varepsilon \frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right)$  tel que l'on peut écrire  $\mathcal{M}_\varepsilon(u) = -\varepsilon p_{tx} - fp_y$  (\*).

↪ Dans le but d'utiliser cette formulation dans (A3), on dérive cette équation par rapport à  $x$ . Il vient :  $\mathcal{M}_\varepsilon(u_x) = -\varepsilon p_{txx} - fp_{yx}$  ou encore :  $\mathcal{M}_\varepsilon^2(u_x) = -\mathcal{M}_\varepsilon(\varepsilon p_{txx}) - f\mathcal{M}_\varepsilon(p_{yx})$  (B)

■ On dérive (A2) par rapport au temps  $\varepsilon v_{tt} + fu_t = -p_{ty}$  et on utilise (A1) pour éliminer  $u_t$  ( $u_t = fv - p_x$ ). On obtient une équation pour  $v$  :  $\varepsilon v_{tt} + f^2 v = -p_{ty} + fp_x$  que l'on peut écrire  $\mathcal{M}_\varepsilon(v) = -p_{ty} + fp_x$  (\*\*).

$$\begin{aligned} \varepsilon u_{tt} + f^2 u &= -\varepsilon p_{tx} - fp_y \\ \varepsilon v_{tt} + f^2 v &= -p_{ty} + fp_x \\ u_x + v_y &= (p_{zt}/N^2)_z \end{aligned}$$

↪ Dans le but d'utiliser cette formulation dans (A3), on dérive cette équation par rapport à  $y$  en faisant attention à dériver  $f$ . Il vient :  $\mathcal{M}_\varepsilon(v_y) = -p_{tyy} + fp_{yx} + \beta p_x - 2f\beta v$ , ou encore :  $\mathcal{M}_\varepsilon^2(v_y) = -\mathcal{M}_\varepsilon(p_{tyy} - \beta p_x) + f\mathcal{M}_\varepsilon(p_{yx}) - 2f\beta \mathcal{M}_\varepsilon(v)$ . On utilise (\*\*) pour remplacer  $2f\beta v$ . Il vient :  $\mathcal{M}_\varepsilon^2(v_y) = -\mathcal{M}_\varepsilon(p_{tyy} - \beta p_x) + f\mathcal{M}_\varepsilon(p_{yx}) + 2f\beta p_{ty} - 2f^2 \beta p_x$  (C)

⇒ On combine (B) et (C) grâce à l'équation de continuité (A3), tel que l'on écrit :

$$-\mathcal{M}_\varepsilon^2(u_x) - \mathcal{M}_\varepsilon^2(v_y) + \mathcal{M}_\varepsilon^2(\mathcal{Z}(p_t)) = 0$$

↪ On obtient l'équation des ondes linéaires sur un plan  $\beta$  (Chapman 1987) :

$$\mathcal{M}_\varepsilon(p_{tyy} + \varepsilon p_{txx} - \beta p_x) - 2f\beta p_{ty} + 2f^2 \beta p_x + \mathcal{M}_\varepsilon^2(\mathcal{Z}(p_t)) = 0$$

↪ Dans l'approximation **ondes-longues**, la solution  $p = \tilde{p}(y, z) \times e^{i(kx - \omega t)}$  satisfait :

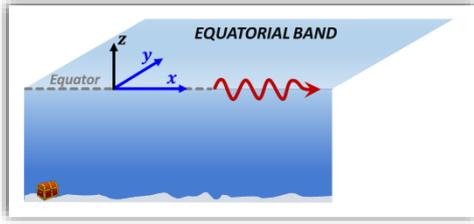
$$f^2 \tilde{p}_{yy} - 2\beta f \tilde{p}_y - \frac{\beta f^2 k}{\omega} \tilde{p} + f^4 \left( \frac{\tilde{p}_z}{N^2} \right)_z = 0$$

**NB** : Sur un plan- $f$ , l'équation générale des ondes côtières de Wang et Mooers (1976) s'écrit :

$$\tilde{p}_{yy} + (f_0^2 - \varepsilon \omega^2) \left( \frac{\tilde{p}_z}{N^2} \right)_z - \varepsilon k^2 \tilde{p} = 0$$



### A.3. Ondes équatoriales et séparation des variables sur la verticale



Dans la bande équatoriale, on résout préférentiellement l'équation des **ondes linéaires** exprimée en termes de **courant méridien  $v$**  (cf. **Appendice A1**)\*. On se place dans l'approximation **ondes longues basse fréquence** telle que :

$$f^{-2} \left( \tilde{v}_{yy} - \frac{\beta k}{\omega} \tilde{v} \right) = -Z(\tilde{v}) \text{ avec } Z = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{N^2} \frac{\partial}{\partial z} \right)$$

Sur la verticale, les conditions aux frontières (cf. **Section 2.1**) sont :

- Surface libre :  $-p_{zt}/N^2 = p_t/g$  en  $z = 0$
- Fond plat :  $p_z = 0$  en  $z = -H$ .

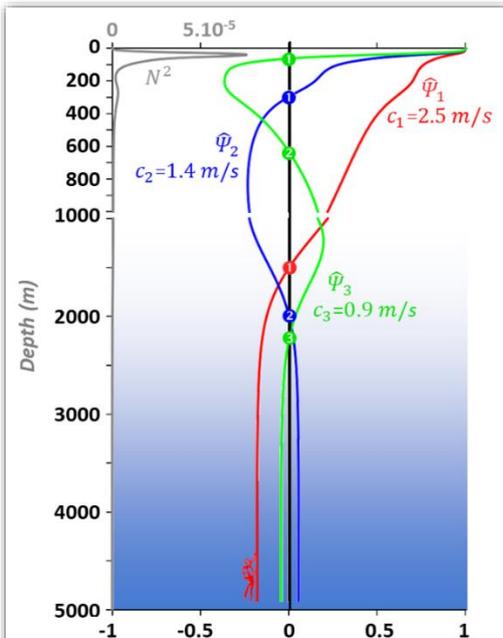
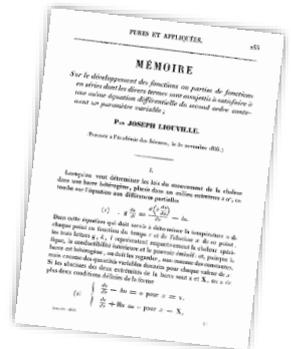
\*On peut aussi bien poser le problème de la séparation des variables sur la verticale avec l'équation exprimée en termes en pression  $p$  (cf. **Appendice A2**).

L'équation différentielle aux dérivées partielles à résoudre et ses conditions aux limites ont une forme algébrique **séparable sur la verticale**. On cherche donc des solutions de la forme  $(\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{p}) \sim (\tilde{u}(y), \tilde{v}(y), \tilde{p}(y)) \times \hat{\psi}(z)$ . Il vient :

$$\frac{f^{-2}}{\hat{v}} \left( \hat{v}_{yy} - \frac{\beta k}{\omega} \hat{v} \right) = -\frac{Z(\hat{\psi})}{\hat{\psi}} = \lambda \quad (A)$$

Cette égalité doit être vérifiée pour toutes valeurs de  $y$  et  $z$ . On introduit alors une **constante de séparation** notée  $\lambda$ .

L'équation différentielle sur la verticale  $Z(\hat{\psi}) + \lambda \hat{\psi} = 0$  est de la **forme Sturm-Liouville** et forme, avec les conditions aux extrémités sur l'intervalle  $[-H, 0]$  ( $\hat{\psi}_z + \frac{N^2}{g} \hat{\psi} = 0$  en  $z = 0$  et  $\hat{\psi}_z = 0$  en  $z = -H$ ), un **problème aux valeurs propres** régulier (Liouville 1836).



**Figure A3** : Stratification verticale moyenne  $N^2$  (en  $s^{-2}$ , 1958-2009, réanalyse SODA) à  $[0^\circ E; 0^\circ N]$  et premiers modes baroclines associés.

Ce système admet, sur l'intervalle  $[-H, 0]$ , une infinité de solutions non-nulles qui sont dénotées par des couples  $(\hat{\psi}_n, \lambda_n)$ , où  $\lambda_n$  est la valeur propre associée à la fonction propre  $\hat{\psi}_n$ .

- La structure verticale barotrope  $\hat{\psi}_0(z) = cst$ , associée à la valeur propre  $\lambda_0 = 0$ , est solution de ce système.

- Comme la stratification océanique  $N^2(z)$  est positive et non nulle, dans notre cas, les valeurs propres sont réelles, discrètes et positives. Elles forment une séquence ordonnée :  $\lambda_0 (= 0) < \lambda_1 < \lambda_2 < \dots < \lambda_{n-1} < \lambda_n < \lambda_{n+1} \dots$ .

- Les structures baroclines associées  $(\hat{\psi}_n(z))$  sont oscillantes et plus l'ordre du mode est élevé plus elles sont ondulées : la fonction propre d'ordre  $n$  croise  $n$  fois le zéro (cf. **Fig.A3**).

- Les fonctions propres sont orthogonales :  $\forall n, \forall m, \int_{-H}^0 \hat{\psi}_n \hat{\psi}_m dz = \delta_{n,m} \int_{-H}^0 \hat{\psi}_n^2 dz$  ( $\delta_{n,m}$  est le symbole de Kronecker) et peuvent être normalisées. J'utilise la convention de normalisation usuelle :  $\hat{\psi}_n(z = 0) = 1$ .

Si l'on injecte ces couples de solutions dans l'équation de continuité  $u_x + v_y = Z(p_t)$  (cf. [Section II.1](#)), il vient :  $\lambda_n \dot{p}_{n_t} \hat{\psi}_n + \dot{u}_{n_x} \hat{\psi}_n + \dot{v}_{n_y} \hat{\psi}_n = 0$ . Par analogie avec l'équation de continuité dans un Océan *shallow water* à une couche d'une profondeur équivalente  $H_e$  ( $\eta_t + H_e(u_x + v_y) = 0$ ), on notera  $\lambda_n = c_n^{-2}$ , où  $c_n = \sqrt{gH_e}$  est la vitesse des ondes de gravité associée au mode barocline  $n$  (cf. Matsuno 1966 (section 9)).

Pour une stratification équatoriale réaliste, les modes baroclines et les vitesses de phase associées à l'équation verticale  $Z(\hat{\psi}_n) + c_n^{-2} \hat{\psi}_n = 0$  et ses conditions aux limites sont **résolues numériquement**.

▪ Les modes verticaux constituent une **base orthogonale complète** sur laquelle peut se décomposer le mouvement équatorial tel que :

$$(u, v, p) = \sum_{n=0}^{\infty} (u_n, v_n, p_n) \times \hat{\psi}_n(z) \quad (B)$$

où  $(u_n, v_n, p_n)(x, y, t)$  sont les contributions en courant horizontal et pression du mode vertical  $n$ . Leur amplitude s'obtient en projetant les champs sur le mode vertical  $n$  considéré :

$$(u_n, v_n, p_n) = (u, v, p) \otimes \hat{\psi}_n = \frac{\int_{-H}^0 (u, v, p) \cdot \hat{\psi}_n dz}{\left(\int_{-H}^0 \hat{\psi}_n^2 dz\right)^{1/2}} \quad (C)$$

▪ En projetant le système d'équations (3) (cf. [Section II.1](#)) sur chaque mode barocline, on obtient le système d'équations horizontal pour les ondes linéaires libres ( $\sim e^{i(kx - \omega t)}$ ) :

$$\begin{array}{ll} \tilde{u}_{n_t} - f \tilde{v}_n = -\tilde{p}_{n_x} & (D1) \\ \varepsilon \tilde{v}_{n_t} + f \tilde{u}_n = -\tilde{p}_{n_y} & (D2) \\ \tilde{u}_{n_x} + \tilde{v}_{n_y} + c_n^{-2} \tilde{p}_{n_t} = 0 & (D3) \end{array} \quad \text{ou} \quad \begin{array}{ll} -i\omega \tilde{u}_n - f \tilde{v}_n = -ik \tilde{p}_n & (D1') \\ -i\omega \varepsilon \tilde{v}_n + f \tilde{u}_n = -\tilde{p}_{n_y} & (D2') \\ ik \tilde{u}_n + \tilde{v}_{n_y} - i\omega c_n^{-2} \tilde{p}_n = 0 & (D3') \end{array}$$

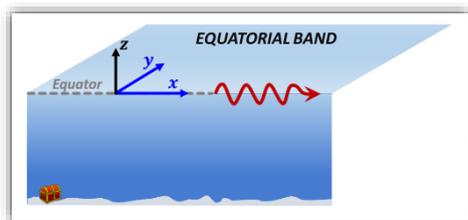
→ L'équation différentielle des **ondes longue à basse fréquences** exprimée en termes de la contribution barocline des courants méridiens ( $\dot{v}_n(y)$ ) s'obtient en substituant  $Z(\hat{\psi}_n) + c_n^{-2} \hat{\psi}_n = 0$  dans l'équation (A), puis en projetant sur les modes verticaux ( $\hat{\psi}_n$ ) :

$$\dot{v}_{n_{yy}} - \frac{\beta k}{\omega} \dot{v}_n - \frac{f^2}{c_n^2} \dot{v}_n = 0 \quad (E)$$

→ En utilisant les équations (D1) et (D3),  $u$  ( $((D1)_t - (D3)_x)$ ) et  $p$  ( $((D3)_t - (D1)_x)$ ) peuvent être exprimés simplement en fonction de  $\dot{v}_n(y)$ :

$$\begin{array}{l} u_{tt} - c_n^2 u_{xx} = f v_t + c_n^2 v_{yx} \\ p_{tt} - c_n^2 p_{xx} = -c_n^2 v_{ty} - c_n^2 f v_x \end{array} \Leftrightarrow \begin{array}{l} u = \frac{1}{c_n^2 k^2 - \omega^2} (-i\omega f v + ik c_n^2 v_y) \\ p = \frac{1}{c_n^2 k^2 - \omega^2} (i\omega c_n^2 v_y - ik c_n^2 f v) \end{array} \quad (F)$$

## A.4. Ondes équatoriales et structures méridiennes



Dans la bande équatoriale, l'équation des **ondes longues linéaires** et ses conditions aux limites ont une forme algébrique **séparable sur la verticale** (cf. **Appendice A3**) telle que l'on peut décomposer la variabilité en une infinité de modes verticaux :

$$(\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{p}) = \sum_{n=0}^{\infty} (\tilde{u}_n(y), \tilde{v}_n(y), \tilde{p}_n(y)) \times \hat{\psi}_n(z)$$

$$\tilde{u}_{nt} - \beta y \tilde{v}_n = -\tilde{p}_{nx} \quad (A1)$$

$$\mathcal{E} \tilde{v}_{nt} + \beta y \tilde{u}_n = -\tilde{p}_{ny} \quad (A2)$$

$$\tilde{u}_{nx} + \tilde{v}_{ny} + c_n^{-2} \tilde{p}_{nt} = 0 \quad (A3)$$

Pour chaque mode barocline  $n$ , on résout le système d'équations sur l'horizontale ci-contre obtenu dans l'**Appendice A3** avec  $f = \beta y$  et en cherchant des solutions de type ondes planes ( $\sim e^{i(kx - \omega t)}$ ).

- Dans l'océan Pacifique Tropical, le système d'équations est résolu sans limites méridiennes, tel que :

$$(\tilde{u}_n(y), \tilde{v}_n(y), \tilde{p}_n(y)) \xrightarrow{y \rightarrow \pm\infty} 0 \text{ – cas infini de Matsuno (1966)}$$

- En Atlantique Tropical, la présence de frontières proches de l'équateur dans le Golfe de Guinée et à proximité des côtes Sud-Américaines (Illig et al. 2004) impose de nouvelles conditions aux limites  $\tilde{v}_n = 0$  à  $y = Y_S$  et  $Y_N$ , où  $Y_S$  et  $Y_N$  sont les limites Sud et Nord (à une longitude donnée), respectivement – cas borné de Cane et Sarachik (1979).



Il y a **2 grandes classes de solutions** à ce système. Les solutions pour lesquelles  $\tilde{v}_n \equiv 0$  et celles pour lesquelles  $\tilde{v}_n \neq 0$ .

### a) Ondes de Kelvin équatoriales

Pour chaque mode barocline  $n$ , la classe de solution pour laquelle  $\tilde{v}_n \equiv 0$  satisfait le système d'équations linéaire ci-contre.

$$\tilde{u}_{nt} = -\tilde{p}_{nx} \quad (B1)$$

$$\beta y \tilde{u}_n = -\tilde{p}_{ny} \quad (B2)$$

$$\tilde{u}_{nx} + c_n^{-2} \tilde{p}_{nt} = 0 \quad (B3)$$

- En combinant (B1) et (B3), il vient :  $u_{ntt} = c_n^2 u_{nxx}$  et  $p_{ntt} = c_n^2 p_{nxx}$ .

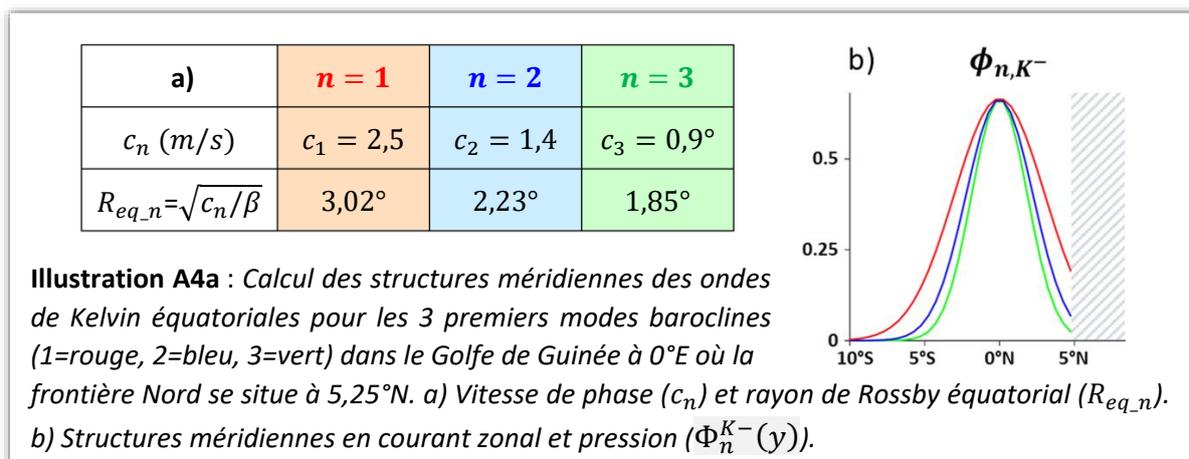
Cette solution est l'**onde équatoriale non-dispersive de Kelvin** (notée  $K^-$ ) qui se **propage vers l'Est** avec  $\tilde{p}_n = c_n \tilde{u}_n$ . Son équation de dispersion s'écrit :  $\frac{\omega}{k} = c_n$ .

- L'équation (B2), équilibre géostrophique de part et d'autre de l'équateur, donne une structure méridienne en  $\tilde{u}_n$  et  $\tilde{p}_n$  symétrique de part et d'autre de l'équateur et maximale à l'équateur  $\sim e^{-\frac{\beta}{c_n^2} y^2}$ .

En **adimensionnant** la distance par rapport à l'équateur ( $y$ ) par le **rayon équatorial du mode barocline  $n$**  considéré ( $R_{eq-n} = \sqrt{c_n/\beta}$ ) tel que  $y' = y/R_{eq-n}$ ,  $Y'_S = Y_S/R_{eq-n}$ , et  $Y'_N = Y_N/R_{eq-n}$ , on définit la **structure méridienne normalisée des ondes de Kelvin équatoriales en courant zonal** ( $\tilde{u}_n$ ) et pression ( $p_n$ ) :

$$\Phi_n^{K^-}(y') = \frac{1}{\sqrt{2}} e^{-\frac{y'^2}{2}} / \left( \int_{Y'_S}^{Y'_N} e^{-\frac{y'^2}{2}} dy' \right)^{\frac{1}{2}} \quad (C)$$

Plus l'ordre du mode barocline est élevé, plus la vitesse de phase du mode est faible et donc plus les ondes de Kelvin équatoriales sont confinées à l'équateur (cf. *Illustration.A4a*).



**NB :** Dans les configurations des bassins Atlantique et Pacifique Équatorial, en tout point  $Y'_N$  ou  $|Y'_S|$  tendent vers l'infini. L'onde dite anti-Kelvin ( $K^+$ ) qui se propage vers l'Ouest ( $\omega/k = -c_n$ ) et dont l'amplitude est maximale aux frontières Nord et Sud (onde côtière) n'est pas solution du système d'équations (A).

## b) Ondes longues de Rossby équatoriales

Pour chaque mode barocline  $n$ , la classe de solution pour laquelle  $\tilde{v}_n \neq 0$  satisfait l'équation différentielle pour la vitesse méridienne  $\dot{v}_n(y)$  (équation (E) de *Appendice A3*, i.e. la composante horizontale de l'équation (A) de *Appendice A3*) avec  $\lambda = c_n^{-2}$  et  $f = \beta y$  :

$$\dot{v}_{n,yy} - \frac{\beta k}{\omega} \dot{v}_n = \frac{(\beta y)^2}{c_n^2} \dot{v}_n \quad (D)$$

$$\text{ou } \dot{v}_{n,yy} + \frac{\beta^2}{c_n^2} (Y_n^2 - y^2) \dot{v}_n = 0 \text{ avec } Y_n^2 = -\frac{c_n^2 \beta k}{\beta^2 \omega}$$

En **adimensionnant** la longueur  $y$  par le **rayon équatorial du mode barocline  $n$**  considéré ( $R_{eq\_n} = \sqrt{c_n/\beta}$ ) tel que  $y' = y/R_{eq\_n}$  et  $Y'_n = Y_n/R_{eq\_n}$ , il vient :

$$\dot{v}_{n,y'y} + (Y_n'^2 - y'^2) \dot{v}_n = 0 \text{ avec } Y_n'^2 = -\frac{c_n k}{\omega} \quad (E)$$

Pour chaque mode barocline  $n$ , l'équation différentielle (E) et ses conditions aux limites forment un **problème aux valeurs propres standard de Sturm Liouville** qui admet une infinité de solutions non-nulles (Cane et Sarachik 1979). Chaque modes méridiens  $m$  ( $m = 0, 1, 2, \dots, \infty$ ) est associé à une valeur propre  $\mu_{n,m}$  et à une structure méridienne normalisée notée  $\varphi_{n,m}(y)$ .

▪ **Les valeurs propres** constituent une suite croissante réelle non négative et forment un ensemble d'équations de dispersion pour les ondes longues à basse fréquence, telle que  $Y_n'^2 = -\frac{c_n k}{\omega} = 2\mu_{n,m} + 1$ .

Ces solutions ondulatoires **se propagent vers l'Ouest** à la vitesse de phase :

$$\frac{\omega}{k} = -\frac{c_n}{2\mu_{n,m} + 1} \quad (F)$$

Ce sont les **ondes non-dispersives de Rossby** longues à basse fréquence.

▪ Cane et Sarachik (1979) montre que les fonctions propres sont des combinaisons linéaires des **fonctions cylindriques paraboliques**  $U$  et  $V$ , qui s'écrivent (en utilisant les notations d'Abramowitz et Stegun (1965)) :

$$\varphi_{n,m}(y') = U(-\mu_{n,m} - 1/2, \sqrt{2}y') + b_m V(-\mu_{n,m} - 1/2, \sqrt{2}y') \quad (G)$$

→ La condition à la frontière Nord ( $\dot{v}_n(y = Y'_N) = 0$ ) permet d'obtenir une équation pour  $b_m$  telle que  $b_m = -U(-\mu_{n,m} - 1/2, \sqrt{2}Y'_N)/V(-\mu_{n,m} - 1/2, \sqrt{2}Y'_N)$

→ La condition à la frontière Sud ( $\dot{v}_n(y = -|Y'_S|) = 0$ ) fournit une équation aux valeurs propres pour la suite  $\mu_{n,m}$  :

$$U(-\mu_{n,m} - 1/2, -\sqrt{2}|Y'_S|) - \frac{U(-\mu_{n,m} - 1/2, \sqrt{2}Y'_N)}{V(-\mu_{n,m} - 1/2, \sqrt{2}Y'_N)} V(-\mu_{n,m} - 1/2, -\sqrt{2}|Y'_S|) = 0$$

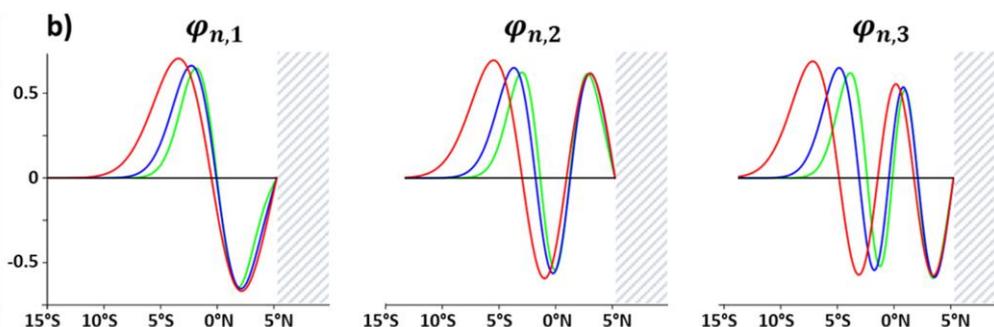
▪ Dans les cas infini ou borné, les structures méridiennes sont oscillantes et plus l'ordre du mode est élevé plus elles sont ondulées : la fonction propre d'ordre  $m$  croise  $m$  fois le zéro (cf. **Illustration.A4b**). Pour chaque mode barocline  $n$ , elles forment une base complète et orthonormale sur l'intervalle  $[Y'_S, Y'_N]$  telle que  $\varphi_{n,m}(y') = \dot{v}_{n,m} \times \left[ \int_{Y'_S}^{Y'_N} \dot{v}_{n,m}^2 dy' \right]^{-1/2}$  et

$$\forall i, \forall j, \int_{Y'_S}^{Y'_N} \varphi_{n,i} \varphi_{n,j} dy' = \delta_{i,j}.$$

▪ Quand  $|Y'_S|$  et  $Y'_N$  tendent vers l'infini,  $b_m \rightarrow 0$ ,  $\mu_{n,m} \rightarrow m$ , et les fonctions propres tendent vers la base complète des **fonctions d'Hermite**  $\varphi_{n,m}(y') \xrightarrow[|Y'_S| \text{ et } Y'_N \rightarrow \infty]{} H_n(y') e^{-y'^2/2}$ .

Les équations de dispersion se simplifient telle que  $\frac{\omega}{k} = -\frac{c_n}{2m+1}$  (Cane et Sarachik 1977).

a)	Mode barocline 1	Mode barocline 2	Mode barocline 3
$R_{eq} = \sqrt{c_n/\beta}$	$R_{eq\_1} = 3,02^\circ$	$R_{eq\_2} = 2,23^\circ$	$R_{eq\_3} = 1,85^\circ$
Frontières	$ Y'_S  = \infty$ et $Y'_N = 1,7$	$ Y'_S  = \infty$ et $Y'_N = 2,4$	$ Y'_S  = \infty$ et $Y'_N = 2,8$
$m = 1$	$\mu_{1,1} = 1,20$	$\mu_{2,1} = 1,04$	$\mu_{3,1} = 1,0$
$m = 2$	$\mu_{1,2} = 2,50$	$\mu_{2,2} = 2,15$	$\mu_{3,2} = 2,04$
$m = 3$	$\mu_{1,3} = 3,90$	$\mu_{2,3} = 3,35$	$\mu_{3,3} = 3,12$



**Illustration A4b** : Résolution de l'équation (E) pour les 3 premiers modes baroclines (1=rouge, 2=bleu, 3=vert) dans le Golfe de Guinée à 0°E où la frontière Nord se situe à 5,25°N. a) Rayon équatorial ( $R_{eq\_n}$ ), position (adimensionnée) des frontières Sud et Nord et valeurs propres ( $\mu_{n,m}$ ) pour  $m = 1, 2, 3$ . b) Structures méridiennes normalisées de la vitesse méridienne ( $\varphi_{n,m}(y')$ ) des ondes de Rossby longues pour  $m = 1, 2, 3$  (de gauche à droite).

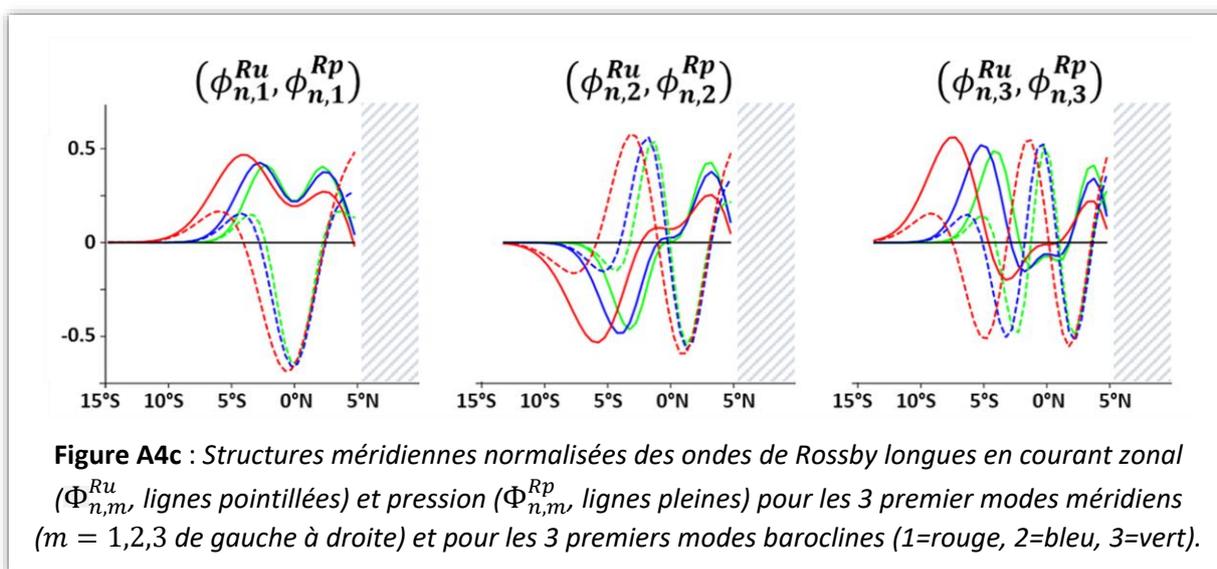
Plus les côtes sont proches de l'équateur, plus les structures méridiennes sont modifiées par rapport à la solution basée sur les fonctions d'Hermites. Comme l'adimensionnalisation de  $y$  est fonction de la vitesse de phase du mode barocline considéré ( $c_n$ ) qui diminue avec l'ordre du mode, plus l'ordre du mode barocline est faible plus les différences dans les structures méridiennes sont importantes. Ceci est illustré *ci-avant* pour les 3 premiers modes baroclines dans le Golfe de Guinée à 0°E. Plus l'ordre du mode barocline est élevé, plus les structures sont confinées à l'équateur et donc moins elles sont impactées par la présence des frontières : la valeur  $\mu_{n,m}$  se rapproche de l'entier  $m$ .

Dans le cas infini, les modes méridiens  $m$  impairs ont des structures symétriques par rapport à l'équateur tandis que les modes pairs ont des structures antisymétriques.

**NB** : L'onde du mode méridien  $m = 0$  (dite Rossby-Kelvin) est guidée en Atlantique Tropical par les côtes méridiennes du Golfe de Guinée ou du Brésil et ne traversent pas le bassin. Je n'en tiens pas compte dans mes études.

▪ Les structures méridiennes des ondes de Rossby en courant zonal et pression découlent des équations (E) de **Appendice A3** et se simplifient dans le cas des ondes longues à basse fréquence (équation (F)) (Cane et Sarachik 1979) :

$$\begin{aligned} \tilde{u}_n(y')/c_n &\sim \Phi_{n,m}^{Ru} \sim \left( -(2\mu_{n,m} + 1)\varphi_{n,m,y'} - y'\varphi_{n,m} \right) \\ \tilde{p}_n(y')/c_n^2 &\sim \Phi_{n,m}^{Rp} \sim \left( (2\mu_{n,m} + 1)y'\varphi_{n,m} + \varphi_{n,m,y'} \right) \end{aligned} \quad (G)$$



Les structures méridiennes normalisées des ondes de Rossby longues en courant zonal ( $\Phi_{n,m}^{Ru}$ , lignes pointillées) et pression ( $\Phi_{n,m}^{Rp}$ , lignes pleines) sont présentées sur *ci-dessus*. Plus l'ordre du mode barocline est faible et plus la structure des ondes de Rossby longue est modifiée par la présence des frontières proches de l'équateur. Dans le cas infini, les modes méridiens impairs ont des structures symétriques par rapport à l'équateur et les modes pairs ont des structures antisymétriques.

### c) Une base complète et orthogonale pour les ondes longues équatoriales

Pour chaque mode barocline  $n$ , les structures méridiennes des ondes longues de Kelvin (cf. **Illustration.A4a**) et de Rossby (cf. **Fig.A4c**) à basse fréquence en courant zonal et pression forment une base complète et orthogonale d'après le produit vectoriel :

$$\begin{pmatrix} u_A \\ p_A \end{pmatrix} \otimes \begin{pmatrix} u_B \\ p_B \end{pmatrix} = \int_{Y'_S}^{Y'_N} (u_A u_B + p_A p_B) dy'$$

▪ La structure méridienne des **ondes équatoriales de Kelvin** en courant zonal ( $\tilde{u}_n$ ) et pression ( $\tilde{p}_n$ ) définie en (C) vérifie :

$$\begin{pmatrix} \Phi_n^{K-} \\ \Phi_n^{K-} \end{pmatrix} \otimes \begin{pmatrix} \Phi_{n,K-} \\ \Phi_{n,K-} \end{pmatrix} = \int_{Y'_S}^{Y'_N} 2(\Phi_n^{K-}(y'))^2 dy' = 1$$

▪ La structure des **ondes longues de Rossby équatoriales** en courant zonal ( $\tilde{u}_n$ ) et pression ( $\tilde{p}_n$ ) définie en (G) :

$$\forall i \forall j \begin{pmatrix} \Phi_{n,i}^{Ru} \\ \Phi_{n,i}^{Rp} \end{pmatrix} \otimes \begin{pmatrix} \Phi_{n,j}^{Ru} \\ \Phi_{n,j}^{Rp} \end{pmatrix} = \int_{Y'_S}^{Y'_N} (\Phi_{n,i}^{Ru} \Phi_{n,j}^{Ru} + \Phi_{n,i}^{Rp} \Phi_{n,j}^{Rp}) dy' = \delta_{i,j}$$

Pour chaque mode barocline  $n$ , les ondes équatoriales longue à basse fréquence constituent une **base orthonormale complète** sur laquelle peut se décomposer le mouvement équatorial :

$$\begin{pmatrix} u_n \\ p_n \end{pmatrix} = \phi_n^{K-} \begin{pmatrix} \Phi_n^{K-} \\ \Phi_n^{K-} \end{pmatrix} + \sum_{m=1}^{\infty} \phi_n^m \begin{pmatrix} \Phi_{n,m}^{Ru} \\ \Phi_{n,m}^{Rp} \end{pmatrix}$$

→ Avec  $a_n^{K-}$  l'amplitude des ondes de Kelvin se propageant vers l'Est, telle que :

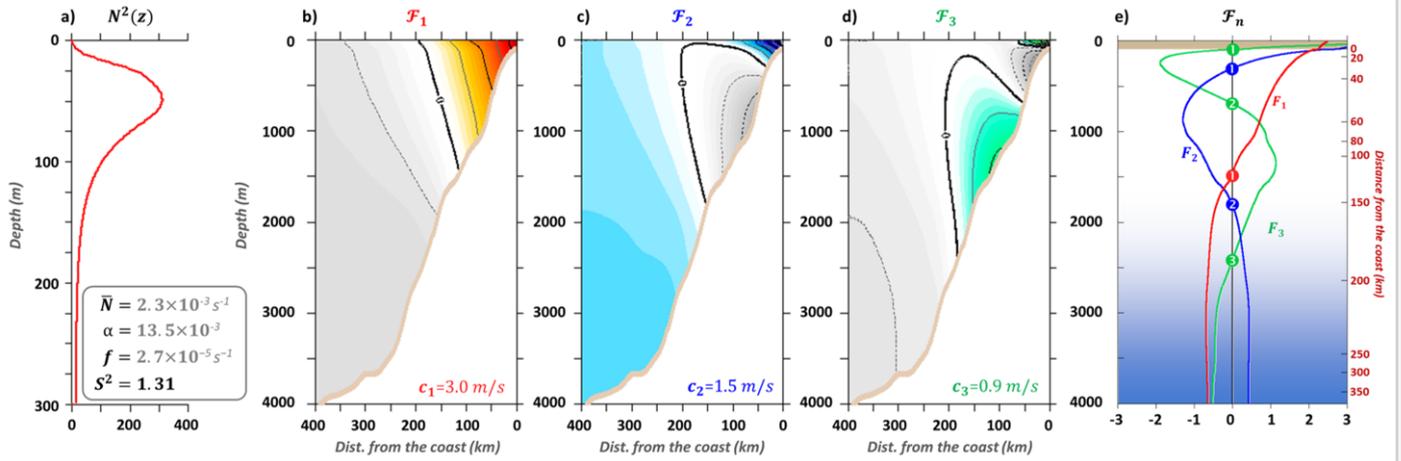
$$\phi_n^{K-} = \begin{pmatrix} u_n \\ p_n \end{pmatrix} \otimes \begin{pmatrix} \Phi_n^{K-} \\ \Phi_n^{K-} \end{pmatrix}$$

→ Et  $a_n^m$  l'amplitude des ondes de Rossby du mode méridien  $m$  se propageant vers l'Ouest, telle que :

$$\phi_n^m = \begin{pmatrix} u_n \\ p_n \end{pmatrix} \otimes \begin{pmatrix} \Phi_{n,m}^{Ru} \\ \Phi_{n,m}^{Rp} \end{pmatrix}$$







**Figure A5b :** a) Profil de stratification verticale à 11°S à 400km de la côte Angolaise et structure en pression des ondes piégées à la côte pour les 3 premiers modes (b)  $n = 1$ , c)  $n = 2$ , d)  $n = 3$ ). e) Structure des ondes côtières en pression à la côte et le long de la pente continentale. Sur ce transect, avec une stratification moyenne dans les 3000 premiers mètres  $\bar{N} = 2,35 \cdot 10^{-3} s^{-1}$ , une distance à la côte à laquelle la profondeur de l’océan atteint 3000 mètres de 222km et un paramètre de Coriolis  $f = 2,77 \cdot 10^{-5} s^{-1}$ , le nombre de Burger  $S^2 = 1,31$ .

En pratique, à partir du profil offshore de la stratification verticale ( $N^2(z)$ ) et du profil cross-shore de la pente continentale ( $h(y)$ ), pour une longueur d’onde ( $k$ ) donnée, Wang et Mooers (1976) et Brink et Chapman (1987) résolvent cette équation différentielle numériquement en cherchant de manière itérative l’ensemble des fréquences ( $\omega_n$ ) pour lesquelles elle résonne quand soumise à un forçage uniforme et arbitraire. Pour cela, ils définissent un domaine rectangulaire en utilisant une grille verticale sigma ( $\theta = z/h(y)$ ).

L’équation de vorticité pour les ondes longues basse fréquence dans un plan- $f$  est un équilibre entre les dérivées secondes dans les directions cross-shore et verticale. Une analyse d’échelles conduit à la définition du paramètre  $S^2 = (\bar{N}H/(fL))^2$  – le nombre de Burger – ( $\approx S^2 p_{yy} + p_{zz} = 0$ ) où  $\bar{N}$ ,  $H$  et  $L$  sont des valeurs typiques pour la fréquence de flottabilité, la profondeur de l’océan au large et la largeur de la pente continentale.

Pour un mode d’ondes côtières  $n$  donné :

- $S \rightarrow 0$  conduit à la limite barotrope de l’équilibre de vorticité ( $Z(p_t) = -w_z = 0$ ) dont les solutions tendent vers les ondes de Kelvin barotropes.
- Pour  $S$  grand, les ondes sont plus lentes et leurs structures spatiale baroclines se rapprochent de celles des ondes de Kelvin baroclines.

### b) Une base complète et orthogonale pour les ondes longues côtières

En formant le produit croisé  $\mathcal{F}_m \mathbb{L}(\mathcal{F}_n) + \mathcal{F}_n \mathbb{L}(\mathcal{F}_m) = 0$  et en l’intégrant sur tout le domaine cross-shore ( $[y = 0 \rightarrow y_{MAX}; z = -h(y) \rightarrow 0]$ ), Wang et Mooers (1976) et Clarke (1977) montrent que pour les ondes basse-fréquence, les vecteurs propres forment une **base orthogonale complète** selon le produit scalaire :

$$\forall n \neq m, \int_{-h}^0 \mathcal{F}_n \mathcal{F}_m dz|_{y=0} + \int_0^\infty h_y \mathcal{F}_n \mathcal{F}_m dy|_{z=-h(y)} = 0$$

Les fonctions propres sont ensuite **normées** afin de conserver l'énergie des ondes côtières se propageant avec  $f$  variable (Brink 1989) :

$$\int_{-h}^0 \mathcal{F}_n^2 dz|_{y=0} + \int_0^\infty h_y \mathcal{F}_n^2 dy|_{z=-h(y)} = f$$

↳ Les structures en pression des ondes piégées à la côte sont donc orthogonales en suivant le profil vertical à côte (à  $y = 0$ ) et sur la pente continentale (à  $z = -h(y)$ ). Sur la [Fig.A5b.e](#), les structures des ondes côtières sont représentées là où elles forment la base orthogonale sur laquelle peut se décomposer le mouvement piégé à la côte.

↳ Les perturbations de pression  $p$  peuvent donc être exprimées sous forme de série :

$$p(x, y, z, t) = \mathcal{F}_n(y, z) \phi_n^c(x, t)$$

→ où les coefficients  $\phi_n^c(x, t)$  sont choisis de manière à ce que les conditions aux limites soient satisfaites. La fonction  $p$  satisfait alors l'équation de vortacité ainsi que les conditions aux limites et est donc une solution au problème forcé (cf. [Appendice A7](#)).



## A.6. Le modèle linéaire équatorial

En partant des équations linéaires en eau peu profonde écrites dans le plan équatorial  $\beta$ , et en adoptant l'approximation **ondes longues basse fréquence**, la variabilité équatoriale se compose uniquement d'ondes de Kelvin se propageant vers l'Est et d'ondes longues de Rossby et Anti-Kelvin se propageant vers l'Ouest (Cane et Patton 1984). De plus, de par leur **orthogonalité**, la contribution de chaque mode barocline  $n$  peut être traitée de manière indépendante des autres (cf. **Appendice A3**). Pour chaque mode barocline, ces ondes sont forcées par la tension du vent à la surface et se dissipent le long de leur propagation. Il vient :

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} + r_n\right) U_n - y V_n + \frac{\partial P_n}{\partial x} &= F_n \\ y U_n + \frac{\partial P_n}{\partial y} &= G_n \\ \left(\frac{\partial}{\partial t} + r_n\right) P_n + \frac{\partial U_n}{\partial x} + \frac{\partial V_n}{\partial y} &= 0 \end{aligned}$$

- $U_n, V_n$ , et  $P_n$  sont les contributions de chaque mode barocline en courant et pression, adimensionnalisées par les échelles usuelles de vitesse / longueur / temps égales à  $c_n / (c_n/\beta)^{1/2} / (c_n\beta)^{-1/2}$ .

- $r_n$  est le coefficient de dissipation du mode  $n$ .

- $F_n$  et  $G_n$  sont les projections du forçage en tension de vent ( $\tau^x, \tau^y$ ) sur chacun des modes barocline  $n$ , tels

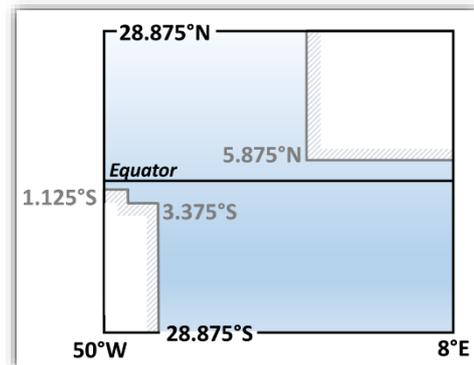
que  $F_n = p_n \times \tau^x$  et  $G_n = p_n \times \tau^y$ .  $p_n$  est le coefficient de projection du vent défini tel que:

Avec  $H1$ , une échelle d'adimensionalisation verticale ( $H1 = 150m$ , cf. Illig et al. 2004) et  $d$  la profondeur de la couche de mélange océanique sur laquelle agit le vent.

$$p_n = \frac{H1}{d} \int_{-d}^0 \hat{\psi}_n dz / \int_{-H}^0 \hat{\psi}_n^2 dz$$

**CI** Ce système est résolu dans un bassin fermé **initialement au repos**, avec des côtes proches de l'équateur pour le bassin Atlantique (cf. **Fig. ci-contre**).

**CL** Les **conditions aux limites** au Nord (à  $Y_N$ ) et au Sud (à  $Y_S$ ) consistent en l'annulation de la vitesse méridienne ( $V_n = 0$ ). À la frontière Est, la vitesse zonale s'annule ( $U_n = 0$ ). En raison du filtrage des ondes de Rossby courtes, la condition à la frontière Ouest est  $\int_{Y_S}^{Y_N} U_n dy = 0$  (Cane et Sarachik 1977).



**RES** Il n'est pas possible de résoudre analytiquement ce système en décomposant la solution en différents modes méridiens. On utilise donc le fait que les modes méridiens équatoriaux sont orthogonaux (cf. **Appendice A4**). Ainsi pour chaque mode barocline, la solution est alors considérée comme étant la somme des mouvements se propageant vers l'Est, associés au mode équatorial de Kelvin pour lequel  $V_n = 0$ , et des propagations vers l'Ouest (ondes longues de Rossby et d'Anti-Kelvin).

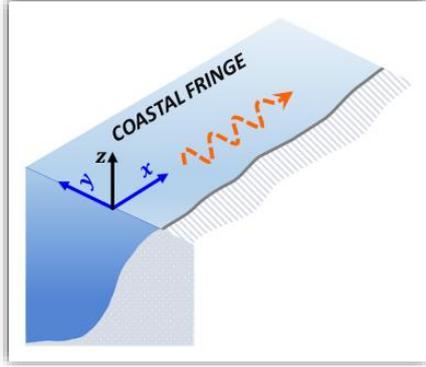
↪ On commence par chercher les coefficients des ondes de Kelvin ( $\phi_n^K(x, t)$ ) en projetant l'équation du mouvement zonal sur le mode méridien de Kelvin ( $\mathcal{K}_n^{u,p}(y)$ ). L'équation adimensionnalisée obtenue  $\left(\frac{\partial}{\partial t} + r_n\right) \phi_n^K + \frac{\partial \phi_n^K}{\partial x} = F_n^K$ , dans laquelle  $F_n^K$  est la projection du forçage zonal sur le mode méridien de l'onde Kelvin équatoriale ( $F_n \otimes \Phi_n^{Ku}(y)$ ), est résolue par la méthode des caractéristiques.

↪ Le reste de la solution est obtenu en retranchant l'équation de l'onde de Kelvin au système à résoudre. Ce système modifié est résolu numériquement par un schéma implicite en différences finies décentré marchant d'Est en Ouest.

Ainsi, ce modèle, construit au M.I.T. par Mark A. Cane, Randall J. Patton et Yves du Penhoat (Cane et Patton 1984; Penhoat et Treguier 1985) est particulièrement économique en temps de calcul car il est **semi-analytique**.

## A.7. Le modèle linéaire côtier

En partant de l'équation des ondes linéaires en pression (cf. [Appendice A2](#)) dérivée par Wang et Mooers (1976) sur un plan  $f$ , et en appliquant les conditions aux limites classiques des ondes côtières (cf. [Appendice A5](#)), Clarke et Van Gorder (1986) ont développé un modèle linéaire pour la propagation des ondes longues piégées à la côte. Ce modèle, tout comme le modèle linéaire équatorial (cf. [Appendice A6](#)), exploite l'**orthogonalité** des modes d'ondes côtières ( $\mathcal{F}_n(y, z)$ , cf. [Appendice A5](#)). Pour chaque mode d'onde côtière  $n$ , le long des côtes Ouest des continents Africain et Sud-Américain, les ondes piégées à la côte se propagent vers les pôles à la vitesse  $c_n$ , et sont forcées à l'équateur par des ondes de Kelvin incidentes ( $\phi_n^C(x=0, t)$ ) et le long de la côte par les fluctuations du vent parallèle à la côte ( $\tau^x(y=0, t)$ ). La friction de fond entraîne non seulement une dissipation des modes au cours leur propagation, mais aussi un couplage entre les modes (dispersion modale). Le modèle linéaire côtier se réduit à la résolution d'un **ensemble d'équations couplées du premier ordre** pour l'amplitude des ondes côtière ( $\phi_n^C(x, t)$ ) :



$$\frac{\partial \phi_n^C}{\partial x} - \frac{1}{c_n} \frac{\partial \phi_n^C}{\partial t} + a_{nn} \phi_n^C = b_n \tau^x - \sum_{\substack{m=1 \\ m \neq n}}^{+\infty} a_{mn} \phi_m^C \quad (A)$$

▪ Sans forçage atmosphérique, l'amplitude des ondes côtière décroît le long de leur propagation en raison de la dissipation de fond ( $a_{nn}$ ). Un couplage entre les modes se produit également à travers un couplage frictionnel ( $a_{mn}$ ). Le coefficient de décroissance frictionnelle est défini de la manière suivante :

$$a_{nm} = r f^{-2} \left[ \int_{-h(0)}^0 [\mathcal{F}_n \mathcal{F}_{m,y} h^{-1}]_{y=0} dz + \int_0^\infty \mathcal{F}_n(y, -h) \frac{d}{dx} [r \mathcal{F}_{m,y}(y, -h)] dy \right] \quad (B)$$

↪ avec  $r$  le coefficient de frottement de fond (Clarke et Van Gorder 1986).

▪ Similairement à la partie équatoriale, la tension de vent parallèle à la côte est projetée sur chaque mode d'ondes côtières en utilisant le coefficient de projection du vent  $b_n$ , défini comme suit :

$$b_n = \frac{1}{f h(y=0)} \int_{-h(0)}^0 [\mathcal{F}_n]_{y=0} dz \quad (C)$$

↪ Ce modèle, défini par l'équation (A) et contraint par l'amplitude des propagations à l'équateur ( $\phi_n^C(x=0, t)$ ), est résolu par la **méthode des caractéristiques**. Il est important de noter que d'après notre choix des axes (cf. [Illustration ci-dessus](#)), dans l'hémisphère Sud les ondes côtières décrites par (A) se propagent dans la direction des  $x$  positifs ( $\Delta x > 0$ ), ce qui entraîne dans (A) :  $c_n < 0$  et  $a_{nm} > 0$ .

