



En vue de l'obtention du

#### DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

#### Présentée et soutenue le par : Marie-Lou BACHÈLERY

Variabilité cotière physique et biogéochimique en Atlantique Sud-Est : rôle du forçage atmosphérique local versus téléconnexion océanique

Premier MEMBRE Isabelle Dadou Serena Illig Pierrick Penven Marilaure Grégoire Ciquième MEMBRE JURY Professeur d'Université Professeur d'Université Chargé de Recherche Chargé de Recherche Directeur de Recherche Chargé de Recherche

Président du Jury Directeur de thèse Directeur de thèse Rapporteur Rapporteur Examinateur

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales Unité de Recherche : Laboratoire d'Étude en Géophysique et Océanographie Spaciales (UMR 5566) Directeur(s) de Thèse : Isabelle Dadou et Serena Illig Rapporteurs : Pierrick Penven et Marilaure Grégoire

## TABLE DES MATIÈRES

	Résu	mé	2		
	Abst	ract	4		
1	Introduction 7				
	1.1	Caractéristiques générales de l'upwelling du Benguela	11		
		1.1.1 Processus dynamiques	11		
		1.1.2 Processus biogéochimiques	21		
	1.2	Description des événements extrêmes générés dans le système d'upwelling du Benguela	33		
		1.2.1 La variabilité sub-saisonnière et interannuelle physique et biogéochimique .	33		
		1.2.2 Mécanismes à l'origine de cette variabilité	38		
	1.3	Motivations, objectifs et méthodologie	51		
2	Vari	abilité physique de l'océan Atlantique Sud-Est : rôles des forçages à distance et local	55		
	2.1	Modélisation régionale de l'Océan Atlantique Sud-Est	56		
		2.1.1 Configuration physique de l'océan Atlantique Sud-Est	57		
		2.1.2 Le bilan de chaleur	62		
		2.1.3 Performance de la configuration de référence ROMS <sup>REF</sup>	63		
		2.1.4 Expériences de sensibilité	72		
	2.2	Résultats: Variabilité physique interannuelle et sub-saisonnière dans l'océan Atlan-			
		tique Sud-Est : forçage local versus forçage à distance	74		
		2.2.1 Article	74		
	2.3	Synthèse	02		
3	Vari	abilité biogéochimique dans l'océan Atlantique Sud-Est 1	05		
	3.1	Méthode : Modèle couplé ROMS-BioEBUS	06		
		3.1.1 Configuration couplée de l'océan Atlantique Sud-Est	08		
		3.1.2 Performances de la configuration couplée de référence (ROMS_{REF}) $\ldots 1$	13		
		3.1.3 Présentation des simulations de sensibilités	26		
	3.2	Résultats : Variabilité biogéochimique sub-saisonnière et inter-annuelle dans l'océan			
		Atlantique Sud-Est : Forçage local versus Forçage à distance	28		
		3.2.1 Article	28		
	3.3	Synthèse de l'article et présentation des résultats complémentaires	38		
		3.3.1 Synthèse de l'article	38		
		3.3.2 Influence de la téléconnexion océanique sur la variabilité interannuelle des			
		concentrations côtières en $N_2O$	41		

А	Ann	exes		155				
	A.1	Métho	de de filtration du signal saisonnier et de la variabilité sub-saisonnière et inter-					
		annuelle						
A.2		Présentation du modèle océanique Régional ROMS						
		A.2.1	Système d'équation dans ROMS	160				
		A.2.2	Discrétisation spatiale et temporelle	162				
		A.2.3	Paramétrage du mélange vertical	163				
		A.2.4	Schéma d'advection	164				
		A.2.5	Les flux de chaleur : la formulation BULK	165				
	A.3	Présen	Présentation du modèle biogéochimique BioEBUS					
		A.3.1	Caractéristiques générales	167				
		A.3.2	Description des processus biogéochimiques	173				
		A.3.3	Initialisation des concentrations en $N_2O$	177				
		A.3.4	Calcul des concentrations en chlorophylle-a	177				
		A.3.5	Méthode numérique	177				
	A.4	Dévelo	oppement de nouvelles paramétrisations dans BioEBUS	179				
		A.4.1	Processus de reminéralisation à l'interface eau-sédiment dans BioEBUS	179				
		A.4.2	Implémentation d'un cycle simplifié du sulfure dans BioEBUS	180				
	A.5	Présen	tation des données	184				
		A.5.1	Données satellites	184				
		A.5.2	Données issues des réanalyses	185				
		A.5.3	Données in-situ	185				
Bibliographie								
Liste des abréviations 2								
Table des figures 2								
Liste des tableaux 215								

## Résumé

L'objectif de cette thèse est l'étude de la variabilité côtière de l'océan Atlantique Sud-Est et du Système d'Upwelling du Benguela (BUS<sup>1</sup>). Nous nous intéressons plus particulièrement au rôle de la connexion équatoriale (propagation d'ondes piégées à la côte (CTW<sup>2</sup>)) par rapport au forçage atmosphérique local (vent et flux de chaleur) sur cette variabilité. Cette thèse s'inscrit dans une nécessité de comprendre les processus associés aux événements extrêmes interannuels (> 13 mois) chauds et froids dans le BUS (Benguela Niños/Niñas), événements qui peuvent conduire à la réduction des ressources et la destruction des écosystèmes marins.

La méthodologie adoptée consiste au développement d'une configuration de l'océan Atlantique Sud-Est à partir d'un modèle couplé physique - biogéochimique, à partir duquel plusieurs expériences de sensibilité à la contribution des forçages (1) équatorial et (2) atmosphérique local ont été réalisées.

L'analyse des différentes simulations a permis de documenter les rôles respectifs du forçage équatorial et du forçage local dans un premier temps sur la variabilité dynamique (température, courants, densité), puis sur la variabilité biogéochimique (oxygène, nitrate, Production Primaire (PP)), le long de la côte sud-ouest africaine. Les résultats montrent que la variabilité océanique aux échelles subsaisonnières (11 jours-3 mois), est dominée par le forçage local (tension de vent et flux de chaleur); alors qu'aux échelles interannuelles (13-18 mois), elle est expliquée par le forçage équatorial.En effet, aux échelles interannuelles, les CTW, forcées à l'équateur, se propagent en direction du pôle Sud le long de la côte africaine avec une signature maximum en sub-surface. Au cours de leurs propagations, ces ondes génèrent de fortes anomalies de température, densité, courants et des propriétés biogéochimiques (concentrations en oxygène et en nitrates) qui atteignent la partie nord de l'upwelling du Benguela (24°S). L'amplitude et la latitude maximum jusqu'à laquelle les anomalies côtières peuvent être observées sont modulées par (1) la variabilité interannuelle du courant du Benguela prescrite à la frontière Sud de notre modèle, (2) la variabilité interannuelle des CTWs côtières forcées par le vent local et (3) la dynamique d'upwelling local. Afin de comprendre le rôle des propagations côtières sur les bilans thermodynamique et biogeochimique, nous avons ensuite étudié en détail les mécanismes et processus associés à ces ondes. Nous avons montré que ces anomalies de température, de nitrates et d'oxygène générées au passage des CTW sont liées au processus physique d'advection. En particulier, la fluctuation interannuelle des courants méridiens et verticaux au passage de ces ondes influence le transport des eaux équatoriales vers les pôles, par le sous-courant et l'intensité des remontées des eaux profondes vers la surface.

Les modifications des caractéristiques biogéochimiques côtières en sub-surface se traduisent par d'importantes variations de la PP dans la couche euphotique. Par ailleurs, les résultats montrent un contraste nord (0°S-22°S) / sud (23°S-28°S) de la signature biogéochimique des CTW, associé à une inversion de signe des anomalies interannuelles dans le BUS. L'analyse du bilan montre que ce changement brutal du signe des anomalies est causé par la modification de l'intensité du gradient vertical des champs biogéochimiques associé à la dynamique d'upwelling dans le BUS.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>de l'anglais Benguela Upwelling System

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>de l'anglais Coastal Trapped Wave

Ainsi, notre étude souligne l'importance de la connexion équatoriale sur la variabilité interannuelle physique et biogéochimique côtière de l'océan Atlantique sud-est jusque dans le BUS. Ces résultats devraient aider au développement de systèmes de prévision de façon à anticiper les événements interannuels extrêmes aux conséquences écologiques et économiques majeurs.

## Abstract

The objective of this thesis is to study the coastal variability in the southeastern Atlantic Ocean, focusing on the Benguela Upwelling System (BUS). More specifically, we aim at determining the contribution of the equatorial connection (and Coastal Trapped Waves (CTW) propagation) compared with the local atmospheric forcing (wind stress and heat fluxes) to this variability. This Ph.D. was led by a need to understand what are the dominant processes associated with extreme warm and cold events in the BUS (Benguela Niños/Niñas) which could have striking effects on the marine ecosystem and fisheries.

We based our methodology on the development of a southeastern Atlantic configuration using a physical - biogeochemical coupled model (ROMS-BioEBUS) as well as several sensitivity experiments to the forcing contribution: (1) remote and (2) local.

The analysis of the different simulations highlight the respective roles of the remote equatorial and the local forcing on the dynamical (temperature, currents, density) and biogeochemical (oxygen and nitrate concentrations and Primary Production (PP)) variability, along the equator and the southwestern African coast. At sub-seasonal time scales (11 days - 3 months), the oceanic variability is dominated by the local forcing (wind stress and heat fluxes) ; while the interannual variability (13 - 18 months) and Benguela Niños/Niñas events are explained by the remote equatorial forcing. At interannual time scales, CTW propagate poleward along the southwest African coast with a maximum signature in sub-surface. During their propagation, CTW trigger strong temperature, density, currents and biogeochemical cycles (oxygen and nitrate concentrations) anomalies that could reach the northern part of the BUS (24°S). However, their amplitude and the most poleward latitude at which they can be detected is modulated by (1) the interannual variability prescribed at the southern boundary and associated with the equatorward Benguela current, (2) interannual wind locally forced CTW, and (3) the upwelling dynamics along the southwestern African coast. In order to understand the role of CTW on the thermodynamical and biogeochemical balance, we have studied the mechanisms and processes associated to these waves. Interannual anomalies of temperature and nitrate associated with CTW propagation are explained by physical advection processes. Alongshore and vertical currents variations associated with CTW propagation modify the transport of equatorial water poleward as well as deep water upward along the west coast of Africa, respectively.

Coastal modifications of biogeochemical features result in significant primary production variations that may affect fisheries habitats and coastal biodiversity along the southwestern African coasts and in the BUS. Finally, the results reveal a north  $(0^{\circ}S-22^{\circ}S)$  / south  $(23^{\circ}S-28^{\circ}S)$  contrasting conditions in the CTW biogeochemical signature associated with a change in the sign of interannual anomalies in the BUS. This abrupt change observed in the BUS is explained by the modification of the mixed vertical gradient due to the strong local upwelling dynamics.

Our results point out the importance of the equatorial connection to the coastal physical and biogeochemical interannual variability in the southeast Atlantic Ocean and in the BUS. This should allow forecasting the occurrences of interannual events (but not their magnitude which can be modulated by local atmospheric variability) that have strong ecological and socio-economic consequences.

# 1

## INTRODUCTION

*Ce premier chapitre introduit la zone d'étude, le contexte et explicite les motivations et les objectifs scientifiques spécifiques à cette thèse.* 

#### Sommaire

1.1	Caractéristiques générales de l'upwelling du Benguela		
	1.1.1	Processus dynamiques	
	1.1.2	Processus biogéochimiques 21	
1.2	1.2 Description des événements extrêmes générés dans le système d'upwelling du Bengue		
	1.2.1	La variabilité sub-saisonnière et interannuelle physique et biogéochimique 33	
	1.2.2	Mécanismes à l'origine de cette variabilité	
1.3	Motiv	ations, objectifs et méthodologie	

Les systèmes d'upwelling de bord Est (EBUS<sup>1</sup>) dont font partie les régions du Benguela, des Canaries, de la Californie et de Humboldt (fig 1.1) sont des systèmes complexes situés sur les bords Est des bassins océaniques, de part et d'autre de l'équateur sur une bande de latitude de 10-20°. Ils s'étalent sur quelques centaines de kilomètres en longitude, du plateau continental jusqu'à l'océan ouvert dans la zone de vent des Alizés. Les EBUS se caractérisent par une dynamique atmosphérique et océanique (physique et biogéochimique) bien particulière. Sous l'influence de vents parallèles à la côte et orientés vers l'équateur (les Alizées), les eaux côtières de sub-surface froides (parfois de 10°C en dessous de la moyenne des températures usuelles à ces latitudes; fig 1.1.a ) et riches en nutriments remontent vers la surface. Ce processus de résurgence d'eau est appelé communément en océanographie processus d'upwelling<sup>2</sup>. L'intensité de ce processus est modulée par la force et la direction du vent, le trait (ou topographie) de la côte, la pente du plateau continental et les caractéristiques océaniques propres à chaque région. L'apport d'eau froide et de nutriments vers la couche de surface ensoleillée fournit les conditions propices au développement des organismes autotrophes (phytoplanctons) et hétérotrophes (zooplanctons) (fig 1.1.b). Ces derniers sont à la base des écosystèmes marins et de la chaîne alimentaire. Les EBUS présentent un réseau trophique très développé et représentent donc une source économique et une sécurité alimentaire importante pour les populations des pays limitrophes. Alors qu'ils ne couvrent qu'une infime partie de la surface des océans  $(\sim 1\%)$ , ils sont à l'origine de la majeure partie de la production de biomasse marine et représentent  $\sim$ 20% des pêches mondiales [Fréon et al., 2009]. De plus, les EBUS ont été reconnus comme des sources importantes de gaz à effet de serre  $(CO_2, N_2O, CH_4)$ . Pour toutes ces raisons, chacun d'eux a été labellisé zone d'étude prioritaire depuis une dizaine d'années par plusieurs programmes internationaux comme le plan international du changement climatique (IPCC<sup>3</sup>), le programme de recherche en biogéochimie marine et écosystèmes (IMBER<sup>4</sup>), le programme d'étude de la surface de l'océan et de la basse atmosphère (SOLAS<sup>5</sup>), la commission océanique inter-gouvernementale de l'UNESCO<sup>6</sup> (UNESCO-IOC<sup>7</sup>) et le Programme Environnementale des Nations Unis (UNEP<sup>8</sup>).

L'upwelling côtier du système du Benguela s'étend le long de la côte sud-ouest du continent africain depuis le Cap de Bonne Espérance en Afrique du Sud  $(34^{\circ}S)$  jusqu'à la frontière entre la Namibie et l'Angola (~17°S; **fig 1.1.b**). Bien qu'il présente certains aspects dynamiques et biologiques semblables aux autres systèmes de Bord-Est, le Système d'Upwelling du Benguela (BUS<sup>9</sup>) se distingue par des aspects uniques, d'une part à cause des différences de bathymétrie et de conditions physiques et biogéochimiques et d'autre part parce qu'il est confiné le long de la côte ouest africaine entre les masses d'eaux chaudes du courant d'Angola au nord et du courant des Aiguilles au sud [Shannon and Nelson, 1996; Shillington, 1998]. Ces frontières ont un impact sur la dynamique

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>de l'anglais Eastern Boundary Upwelling System

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>terme anglais signifiant résurgence

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>International Panel on Climate Change

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>Integrated Marine Biogeochemistry and Ecosystem Research

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup>Surface Ocean Lower Atmosphere Study

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup>Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup>United Nations Environment Program

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup>de l'anglais Benguela Upwelling System

physique et biogéochimique, la variabilité, les écosystèmes et les ressources halieutiques du BUS via l'intrusion de masses d'eau aux caractéristiques différentes (température, salinité, oxygène et nutriments) provenant de l'équateur ou du Cap de Bonne Espérance vers l'upwelling [Kreiner et al., 2011]. Comme les autres EBUS, la côte du Benguela se caractérise par un désert chaud et sec brûlé par le soleil. Cette pauvreté de vie végétale sur le littoral contraste avec son abondance dans la mer.



a) Température de Surface (°C)

**Figure 1.1:** Distributions spatiales des moyennes annuelles de a) la température de surface de la mer (SST pour Sea Surface Temperature) (°C; données de la climatologie CARS2009 pour CSIRO Atlas of Regional Seas) b) la chlorophylle de surface (mgChl.m<sup>-3</sup> avec un zoom sur le système d'upwelling du Benguela; données satellites MODIS, crédit : NASA) avec la localisation des quatre principaux Systèmes d'Upwelling de Bord Est caractérisés par des SST froides et de fortes concentrations en chlorophylle.

En effet, le système d'upwelling du Benguela est l'un des EBUS les plus productifs [Carr, 2002; Carr and Kearns, 2003; Hill et al., 1998] (**fig 1.1.b**) et présente un écosystème et une biodiversité très développés (espèces phytoplanctoniques, zooplanctoniques, poissons, oiseaux de mer, et mammifères marins). Cependant, le BUS est régulièrement impacté par le développement d'événements extrêmes

qui vont jouer un rôle majeur sur le climat de la région, l'intensité du système d'upwelling, ainsi que sur l'abondance et la diversité de l'écosystème associé.

L'enjeu économique sur les pèches est par conséquent considérable et a motivé un grand nombre d'études sur cet écosystème complexe. Il en résulte une littérature détaillée de sa dynamique tant sur les processus physiques et biogéochimiques que sur sa variabilité. Afin de mieux comprendre la dynamique de l'upwelling du Benguela, zone d'intérêt de cette thèse, ainsi que les processus responsables de ces événements anormaux, ce premier chapitre présentera les caractéristiques générales physiques et biogéochimiques associées à l'upwelling du Benguela. Nous décrirons en particulier les forçages à l'origine de son développement, son maintien et les modulations saisonnières, signal dominant dans l'océan Atlantique Sud-Est. Nous présenterons ensuite plus en détail les événements extrêmes qui ont lieux dans le système d'upwelling du Benguela et les mécanismes à l'origine de cette variabilité. Ceci nous amènera en fin de chapitre à expliciter les motivations de la thèse, ses objectifs et la méthodologie adoptée.

#### 1.1 Caractéristiques générales de l'upwelling du Benguela

#### 1.1.1 **Processus dynamiques**

Avant de présenter les caractéristiques physiques de l'upwelling du Benguela, il est important d'introduire quelques aspects théoriques associés la dynamique des upwelling de Bord-Est. Pour ce faire, nous commencerons ce chapitre avec une introduction à la dynamique d'Ekman. Puis, nous décrirons l'influence de la circulation atmosphérique sur la dynamique océanique le long de la côte sud-ouest africaine, les courants océaniques présents dans la région ainsi que les processus de méso-échelle associés à la dynamique de l'upwelling.

#### 1.1.1.1 De la théorie d'Ekman aux upwelling

Les fondations de la théorie des upwelling furent posées en 1905 par Vagn Walfrid Ekman qui étudia la réponse des océans au forçage du vent d'après les observations de son prédécesseur Fridtjof Nansen. Ce dernier avait remarqué que les icebergs qui se déplaçaient par la force du vent, dérivaient selon un angle de 30° à 40° sur la droite par rapport à la direction du vent. Les courants océaniques de surface découlent de l'interaction entre l'océan, l'atmosphère et de la rotation de la terre. Sous l'action du vent, l'atmosphère exerce une force de tension (force de frottement) sur la surface des océans. Les eaux de surfaces sont alors entraînées dans la direction et le sens du vent mais selon une trajectoire déviée sur la droite dans l'hémisphère nord et sur la gauche dans l'hémisphère sud à cause de la force de Coriolis liée à la rotation de la Terre. A la surface, le courant océanique est dévié de 45° par rapport à la direction du vent (fig 1.2). Ce mouvement des masses d'eau de surface entraîne à son tour les masses d'eau sous-jacentes par frottement, et ainsi de suite. Au cours de ce processus, la direction des courants dans la colonne d'eau s'écarte de la direction imposée par le vent à la surface de l'océan, d'un angle qui dépend du coefficient de viscosité verticale de l'eau. L'énergie fournie par le vent et transmise depuis la surface se dissipe progressivement par frottement expliquant la diminution de l'amplitude du courant avec la profondeur. Cette circulation d'ensemble des masses d'eau est appelée spirale d'Ekman (fig 1.2).

Le principe des courants d'Ekman se base sur l'équilibre entre deux forces : la tension imposée par le vent sur la surface de l'océan et la force de Coriolis. Le transport d'eau net appelé transport d'Ekman est orienté à 90° vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud, par rapport à la direction du vent (**fig 1.2**). Du fait de la décroissance des vitesses des courants en subsurface, le transport d'Ekman est restreint dans une couche superficielle appelée couche d'Ekman. Cette couche ainsi entraînée par le vent atteint plusieurs dizaines de mètres. En dessous, l'influence du vent sur les courants océaniques devient négligeable (**fig 1.2**)

Les effets combinés du transport d'Ekman et des variations spatiales de tension de vent entraînent la formation de zones de divergence et de convergence des eaux qui ont des conséquences sur les vitesses verticales. En présence d'un transport d'Ekman divergent, la compensation de la perte de



Figure 1.2: Schéma de la spirale et du transport d'Ekman dans l'hémisphère nord.



**Figure 1.3:** Schéma de l'upwelling côtier dans l'hémisphère sud. Le vent parallèle à la côte est représenté par la flèche blanche, l'upwelling par les flèches bleues et le transport d'Ekman associé par la flèche verte. Crédit : Robertson et al. [2012].

volume induit un transport des masses d'eau vers la surface associé à des vitesses verticales positives, c'est-à-dire un upwelling. Inversement, un transport d'Ekman convergent sera associé à un transport des masses d'eau vers le bas, c'est-à-dire un downwelling. Dans ces deux cas, on parle de pompage d'Ekman : positif si c'est un upwelling, négatif si c'est un downwelling. La vitesse verticale d'Ekman  $W_E$  est [Kessler, 2002] :

$$W_{\rm E} = \frac{1}{\rho} \left( rot(\frac{\tau}{f}) + \frac{\beta \tau_{\rm x}}{f^2} \right) \tag{1.1}$$

Avec  $\beta$  la variation de f en fonction de la latitude :

$$\beta = \frac{\partial f}{\partial y} = \frac{\partial (2\Omega \sin \phi)}{\partial y} = \frac{2\Omega \cos \phi}{R} = 2.2753 \times 10^{-11} (m.s)^{-1} \times \cos \phi \tag{1.2}$$

Le transport d'Ekman joue un rôle fondamental sur le fonctionnement du BUS. L'action permanente du vent parallèle à la côte et dirigé vers l'équateur induit un transport d'Ekman divergent de la côte vers le large. La compensation de cette perte de masse génère un upwelling d'Ekman dit "côtier" (**fig 1.3**). Il s'agit du même phénomène que le pompage d'Ekman à la différence qu'il est localisé le long de la côte et donc qu'il est plus concentré et intense que dans l'océan ouvert. Dans ce cas, les transports nets zonaux ( $T_x$ ) et méridionaux ( $T_y$ ) intégrés sur la verticale ainsi que la vitesse verticale à la côte sont définis comme :

$$T_{\rm x} = \frac{\tau_{\rm y}}{\rho f} \tag{1.3}$$

$$T_{y} = -\frac{\tau_{x}}{\rho f} \tag{1.4}$$

$$W_{upwelling} = \frac{\tau_{alongshore}}{\rho f L_u}$$
(1.5)

Où  $\tau_x$ ,  $\tau_y$  et  $\tau_{alongshore}$  représentent les composantes zonales, méridiennes et le long de la côte de la tension de vent en surface,  $\rho$  la densité de l'eau de mer,  $L_u$  la longueur cross-shore<sup>10</sup> caractéristique de l'upwelling (~5 km dans le cas de l'upwelling du Benguela [Marchesiello and Estrade, 2010]) et f le paramètre de Coriolis égal à :  $f = 2\Omega \sin \phi$ , où  $\Omega$  représente la vitesse de rotation de la Terre et  $\phi$  la latitude en degrés.

Se rajoute à cet upwelling côtier, un second pompage d'Ekman ( $W_E$ ) forcé par les variations spatiales de l'intensité des vents. En effet, le vent s'affaiblit en intensité lorsqu'il se rapproche de la côte du fait de la différence d'orographie, de la présence de végétation et de la différence de température entre le large et la côte [Edwards et al., 2001]. Il se forme ainsi des zones dites de *drop-off*<sup>11</sup>. Ce mécanisme induit un pompage d'Ekman positif qui vient s'ajouter au transport d'Ekman côtier pour former le système d'upwelling du Benguela [Bakun and Nelson, 1991; Fennel et al., 2012; Junker, 2014]. Dans le cas contraire, et en théorie, si le vent était plus fort à la côte, cela aurait pour effet de générer une zone de divergence à la côte et une zone de convergence au large et par conséquent, un pompage d'Ekman positif à la côte (upwelling) et un pompage d'Ekman négatif au large (downwelling) qui s'opposerait à l'effet d'upwelling côtier dû au transport d'Ekman. Ce cas n'est pas observé dans le BUS.

# 1.1.1.2 La circulation atmosphérique et la formation des cellules d'upwelling du système du Benguela

Ainsi, le forçage local en vent est un élément essentiel dans la génération des systèmes d'upwelling côtiers. Dans la partie suivante, nous aborderons les mécanismes à l'origine de la circulation atmosphérique dans la région de l'upwelling du Benguela. Pour décrire correctement cette circulation, il faut la considérer à l'échelle du bassin Atlantique Sud, c'est-à-dire dans la bande équatoriale et le long des côtes de l'Afrique de l'Ouest dans l'hémisphère sud.

La circulation atmosphérique dans l'Atlantique Sud, et en particulier dans le système du Benguela, est principalement sous l'influence de deux systèmes atmosphériques de grande échelle : l'Anticyclone subtropical de l'Atlantique Sud<sup>12</sup> situé au-dessus de l'océan Atlantique Sud aux latitudes moyennes et la zone de convergence intertropicale (ITCZ<sup>13</sup>) localisée au nord de l'anticyclone, dans les tropiques.

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup>perpendiculaire à la côte

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup>Diminution brutale du vent

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup>plus connue sous le nom de l'anticyclone de Sainte-Hélène

<sup>&</sup>lt;sup>13</sup>de l'anglais Inter-Tropical Convergence Zone



**Figure 1.4:** Schéma de la cellule de convection de Hadley. Les flèches oranges (bleues) correspondent à la direction des flux d'air chauds et secs (humides et froids).

Au nord de l'anticyclone, la circulation atmosphérique est soumise à un régime tropical. Le réchauffement des masses d'eau de surface via le rayonnement solaire est intense du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre. Ce réchauffement favorise la formation d'un régime de basse pression au-dessus des tropiques vers lequel affluent les masses d'air des basses couches atmosphériques. Il s'établie alors un flux d'air entre les hautes pressions de l'anticyclone et les basses pressions intertropicales. Cette circulation méridienne représente la partie basse des cellules de Hadley (**fig 1.4**). Ces cellules sont établies de part et d'autre de l'équateur et mettent en relation la variabilité de l'Atlantique Tropical avec les latitudes plus élevées des anticyclones. En effet, le bassin Atlantique Tropical est le siège de la convergence des Alizés de sud-est dans l'hémisphère sud et de nord-est dans l'hémisphère nord, respectivement générés par les anticyclones de St Hélène et des Açores. Cette zone de convergence intertropicale forme l'ITCZ (**fig 1.5**), une ceinture de seulement quelques centaines de kilomètres du nord au sud centrée à l'équateur. Elle est composée de nombreuses cellules de convergence associées à de fortes précipitations et des vents peu intenses, extrêmement variables. Le système atmosphérique du bassin Atlantique sud se compose également de cellules de circulations zonales appelées cellules de Walker qui donnent naissance aux Alizés.

Le climat côtier et la variabilité des vents dans le système d'upwelling du Benguela sont dominés par l'anticyclone de Sainte-Hélène. Cette cellule anticyclonique de l'Atlantique Sud est stable, puissante et tourne en spirale dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. L'anticyclone génère des flux d'air depuis son centre à haute pression vers l'extérieur de la cellule (zone de "basse" pression). Sur le bord est de l'anticyclone, l'effet combiné de la force de Coriolis et de la présence de la côte sud-ouest africaine va alors dévier ces vents le long de la côte sud-ouest africaine, vers l'équateur. Ces vents orientés parallèlement à la côte et favorables à l'upwelling sont appelés les Alizés. Bien que toute la côte sud-ouest africaine entre l'Afrique du Sud et l'Angola soit influencée par les Alizés, l'impact est variable selon les régions du fait de l'orientation de leurs côtes par rapport à la direction et au sens du vent : au nord de l'Angola, alors que le vent est orienté nord-est, la forme de la côte est incurvée vers l'ouest. Il en résulte une intensité du vent le long de la côte relativement faible. En comparaison, plus au sud, trois zones sont plus fortement influencées que les autres par ces vents : (1)



**Figure 1.5:** Scénario typique de la circulation atmosphérique dans l'Atlantique Sud en été (a) et en fin d'automne (b). H- cellule anticylonique; L- cellule de basse pression (front froid, cyclone); ITCZ- Frontière Sud de la zone de convergence intertropicale.

la frontière entre l'Angola et la Namibie, proche de l'embouchure de la rivière Kunene (Cape Frio, 18°S), (2) Lüderitz en Namibie (26°S) et (3) la pointe du Cap en Afrique du Sud (34°S).

L'intensité et la direction des vents côtiers présentent une variabilité saisonnière faible dans la partie nord de l'upwelling (jusqu'à Walvis Bay vers 23°S) mais assez forte dans la partie sud. Cette variabilité est forcée par le renforcement et le mouvement saisonnier de la position de l'anticyclone de l'Atlantique Sud de quelques degrés vers le nord en hiver australe (1025 hPa) et vers le sud en été australe (1021 hPa). En hiver, le déplacement vers le nord du système de pression atmosphérique crée un affaiblissement des Alizés et un renforcement des vents d'Ouest, plus marqués dans le Benguela Sud que dans le Benguela Nord. Il en résulte des vents généralement plus forts pendant les mois d'été (de novembre à janvier) que pendant les mois d'hiver (de mai à juillet) dans le Benguela Sud et inversement, des vents plus forts en hiver qu'en été dans le Benguela Nord. Ce mouvement périodique de l'anticyclone a une influence sur l'intensité et la direction des vents le long des côtes de l'Afrique mais aussi sur la saisonnalité des pluies et de la circulation atmosphérique tropicale. Les variations d'intensité et de la position du centre anticyclonique vont déterminer l'évolution saisonnière des vents dans l'ITCZ. L'alternance des saisons, associée aux mouvements de l'anticyclone se manifeste par une modification de la position de l'ITCZ et des zones de précipitation (fig 1.5). L'ITCZ localisée au nord de l'équateur en hiver se déplace vers le sud ramenant de l'air humide, chaud et de la pluie le long des côtes de l'Angola et de la Namibie.

Le système du Benguela est caractérisé par des eaux froides à la côte en raison de l'upwelling. La présence de ces eaux froides associées à de fort vents côtiers, vont jouer un rôle non négligeable sur les taux d'évaporation : la côte namibienne se caractérise par une faible perte d'eau par évaporation contrairement à l'océan ouvert et au reste du pays namibien où le taux d'évaporation potentielle peut atteindre plus de 1,7 mètres d'eau par an. L'extension et l'intensité de l'upwelling côtier le long du Benguela sont déterminées par la pression du vent, la bathymétrie, l'orographie et l'orientation de la côte. A titre d'exemple, l'upwelling est plus prononcé lorsque le plateau côtier est étroit et que les vents favorables à l'upwelling sont dominants et forts. L'effet combiné de ces caractéris-



**Figure 1.6:** climatology mensuelle (Janvier 1990 - Décembre 2009) de la température de surface (°C) pour chaque mois. Les trois dernières figure illustre le Benguela Niño de 1995 de février à avril. Crédit : Robertson et al. [2012].

tiques conduit à la formation de plusieurs cellules d'upwelling [Hutchings, 1992; Hutchings et al., 2009; Nelson and Hutchings, 1983; Shannon and Nelson, 1996]. On compte au total 7 principales cellules d'upwelling [Lutjeharms and Meeuwis, 1987; Veitch et al., 2009] : Cape Frio ou Kunene (17-18°S), Northern Namibia (21°S), Walvis Bay ou Central Namibia (23-24°S), Lüderitz (25.5-27°S), Namaqua (30°S), Cape Columbine (32-33°S) et Cape Peninsula (34-34.5°S; fig 1.7). La plus grande cellule d'upwelling, Lüderitz, est permanente et représente l'une des cellules d'upwelling les plus intenses. Par ailleurs, elle est caractérisée par une forte turbulence et un transport d'Ekman très important qui divise l'upwelling du Benguela en deux zones distinctes, le Benguela Nord (26°S-17°S) et le Benguela Sud (34°S-26°S) [Sherman and Duda, 1999; Sherman and Tang, 1999]. Les deux sous-systèmes nord et sud possèdent un fonctionnement et des caractéristiques physiques différentes [Agenbag and Shannon, 1987; Duncombe-Rae, 2005; Lett et al., 2007; Shannon, 1985; Shannon and O'Toole, 1999]. La zone nord du Benguela se caractérise par un upwelling permanent [Boyd and Agenbag, 1985; Veitch et al., 2009], marqué par un maximum en fin d'hiver [Campillo-Campbell and Gordoa, 2004; Shannon and O'Toole, 1999; Veitch et al., 2009] alors que le Benguela Sud est associé à un upwelling saisonnier. Cette différence entre le Benguela Nord et le Benguela Sud est notamment liée aux caractéristiques des vents Alizés, plus saisonniers dans la partie sud. Les variations saisonnière de l'upwelling ont également un impact sur la température : les températures sont maximales pendant l'été australe (16-21°C en Février-Mars) et minimales en hiver australe (12-15°C en aoûtseptembre; fig 1.6). Plusieurs études ont montré que les variations de l'intensité de l'upwelling et de la température sont directement liées aux variations en vent et aux intrusions d'eaux chaudes et salées d'origine équatoriale dans le système d'upwelling issues des variations des courants le long de la côte africaine [Boyd et al., 1987; Shannon et al., 1987]. La circulation océanique dans l'océan Atlantique Sud-Est est présentée dans la section suivante.

#### 1.1.1.3 Les courants océaniques

La circulation océanique de l'Atlantique Sud est dominée par le gyre subtropical. La convergence du transport d'Ekman associée aux Alizés et aux vents d'Ouest génère une élévation du niveau de la mer dans l'Atlantique Subtropical qui induit une circulation de surface anticyclonique (**fig 1.7.a**).

La circulation atmosphérique tropicale, principalement zonale, impose une circulation océanique zonale intense dans les couches superficielles de l'océan tropical. Cette circulation océanique dans la bande équatoriale est schématisée sur la **figure 1.7.a**. Les vents d'est entraînent les masses d'eau de surface, chaudes, salées, peu oxygénées et riches en nutriments le long de l'équateur vers le continent américain via le Courant Équatorial de surface (SEC<sup>14</sup>). Ce courant est en réalité composé de deux branches : la première se situe au sud de 10°S et constitue la partie nord du gyre subtropicale sud. La seconde est localisée le long de l'équateur. S'oppose à cette circulation de surface, une circulation intense de sub-surface principalement dominée par le Sous Courant Équatorial (EUC<sup>15</sup>). Ce courant, alimenté par les eaux des régions subtropicales enrichies en oxygène, salées et chaudes, s'écoule vers l'est à environs 100 mètres de profondeur. Des observations hydrologiques ont permis de montrer qu'il se prolonge au fond du golfe de Guinée en se séparant en deux branches, dont l'une est dirigée le long des côtes du Gabon. Plus en profondeur (à 200 mètres) à 5°S se trouve le Sous Courant Équatorial Sud (SEUC<sup>16</sup>). Ce courant s'écoule vers l'est. Avec l'EUC, ils alimentent tous deux le Courant d'Angola qui s'écoule vers le pôle sud.

Le courant d'Angola (AC<sup>17</sup>), forme la partie Est du gyre cyclonique d'Angola situé entre l'équateur et 15° (**fig 1.7.a et b**) dans une "baie", protégée par le forçage en vent des Alizés dirigé vers l'équateur. Par conséquent, il dépend assez peu de la variabilité du vent et constitue un prolongement naturel des sous-courants équatoriaux vers le pôle sud. C'est un courant rapide (25 à 50 cm.s<sup>-1</sup>), pincé à la côte, qui transporte des eaux chaudes tropicales, salées et pauvres en oxygène et en nutriments vers le sud. Il est localisé entre la surface et 300m de profondeur au-dessus du plateau et du talus continental. Plusieurs études ont montré que le courant d'Angola s'étend plus ou moins au sud selon la saison avec des températures plus chaudes en été qu'en hiver. Ces variations périodiques de l'extension du courant d'Angola vers le pôle sud sont corrélées avec 1) les variation du gradient de pression associés aux différences méridionales du rotationnel du vent entre Cape Frio et Walvis Bay et 2) les variations des courants équatoriaux.

<sup>&</sup>lt;sup>14</sup>de l'anglais South Equatorial Current

<sup>&</sup>lt;sup>15</sup>de l'anglais Equatorial Under Current

<sup>&</sup>lt;sup>16</sup>de l'anglais South Equatorial Under Current

<sup>&</sup>lt;sup>17</sup>de l'anglais Angola Current



**Figure 1.7:** (a) Carte schématique de la circulation océanique dans l'océan Atlantique Sud. La circulation de surface (au niveau de la thermocline) est représentée par les lignes pleines (en pointillées). Les courants de surface sont en noir et ceux de sub-surface en gris. Le Front Subtropical (trait épais, gris et en pointillé) délimite la frontière Sud du Gyre Subtropical de l'océan Atlantique Sud. GC- Courant de Guinée, SEC-Courant Sud Equatorial : eSEC (branche équatoriale), cSEC (branche centrale), sSEC- branche sud; EUC-Sous-Courant Equatorial, SEUC- Sous-Courant Sud Equatorial, SECC- Contre-Courant Sud Equatorial, AC- Courant d'Angola, ABFZ- Zone du Front Angola/Benguela, BC- Courant du Benguela: cBC- côtier, PUC- Sous-Courant Sud Atlantique, ACC- Courant Antarctique Circumpolaire et AgC- Courant des Aiguilles. Figure issue de Lass and Mohrholz [2008] et coupée à 20°W. (b)Principales caractéristiques associées au courant du Benguela. Crédit : Robertson et al. [2012]

Le Courant du Benguela ( $BC^{18}$ ) représente le courant de Bord Est (ou jet côtier) associé au système d'upwelling du Benguela (**fig 1.7.b**). Les processus responsables de sa mise en place sont bien connus: l'upwelling des eaux froides et denses vers la surface est associé à une remontée des isothermes<sup>19</sup> et des isopycnes<sup>20</sup>. Un gradient de densité (et donc de pression) cross-shore (front d'upwelling) se met donc en place et donne naissance, par équilibre géostrophique (équilibre entre le gradient de pression horizontal et la force de Coriolis), à ce jet côtier.

Le BC forme la partie est du gyre anticyclonique de l'Atlantique Sud (**fig 1.7**), et s'écoule le long du talus continental depuis la pointe de l'Afrique du Sud (35°S), remontant les côtes de la Namibie et de l'Angola pour rejoindre les courants chauds équatoriaux. Il est confiné le long de la côte sur une largeur moyenne de 200 à 300 km mais s'évase en remontant vers le nord-ouest. Sa limite ouest est assez floue car elle se perd en tourbillons multiples et méandres associés à sa propre variabilité méso-échelle et à la rétroflexion du courant des Aiguilles au sud du continent africain. Il est formé

<sup>&</sup>lt;sup>18</sup>Benguela Current

<sup>&</sup>lt;sup>19</sup>ligne de même température

<sup>&</sup>lt;sup>20</sup>ligne de même densité

par les eaux issues du courant Sud Atlantique, du courant des Aiguilles, et de courants côtiers au sudouest de l'Afrique [Mercier et al., 2003]. Toutefois, la répartition des différentes sources du courant du Benguela est encore matière à débat [Lass and Mohrholz, 2008]. Ce courant relativement peu profond transporte les eaux froides et riches en nutriments provenant de l'upwelling vers le nord. A partir de 19°S, il rétroflecte en direction de l'ouest/nord-ouest, alimentant ainsi le courant Sud-Equatorial [Lass and Mohrholz, 2008]. Néanmoins, une partie du courant continue vers le nord jusqu'à rencontrer les eaux plus chaudes, riches en nutriments du courant d'Angola qui s'écoulent dans le sens opposé. Les Courants d'Angola et du Benguela se rencontrent environ vers 16°S, légèrement au-dessus de l'embouchure de la rivière Kunene qui délimite la frontière avec l'Angola (fig 1.7.b). Cette zone de convergence des courants est appelée front d'Angola-Benguela (ABFZ<sup>21</sup>). L'ABFZ est marquée par un fort gradient méridien de température (4°C par degré de latitude) [Hutchings et al., 2009; Longhurst, 1998]. Ce front représente une zone de transition entre l'écosystème tropical au nord et celui associé à l'upwelling au sud. Ce front est maintenu par une combinaison de facteurs incluant la bathymétrie, l'orientation de la ligne de côte, la stratification, les vents et la convergence des courants du Benguela et d'Angola. La position du front varie saisonnièrement de plus ou moins 1°. Il est généralement positionné plus au sud (nord) en été (hiver) lorsque le courant d'Angola (le système d'upwelling du Benguela Nord) s'intensifie.

Pour compenser le jet côtier (BC), un sous-courant relativement intense dirigé vers les pôles se développe au niveau du talus continental (entre 100 et 300 m). Comme le jet côtier (BC), ce courant est typique des EBUS mais la dynamique et les processus liés à sa formation sont complexes et encore aujourd'hui controversés. La théorie la plus défendue s'appuie sur l'existence d'un gradient de pression nord-sud (issu du gradient thermique entre l'équateur et les pôles). Ne pouvant être équilibré par un courant géostrophique qui devrait traverser le talus continental, le gradient de pression permettrait d'engendrer le sous-courant dirigé vers le pôle [Neshyba et al., 1989].

Le sous-courant du Benguela est alimenté par les eaux chaudes, salées, pauvres en oxygène et riches en nutriments du courant d'Angola [Mohrholz et al., 2008; Nelson, 1989; Shannon and O'Toole, 1999; Tomczak and Godfrey, 1994]. Comme le BC, il présente une variabilité saisonnière marquée. Il est généralement plus fort en été austral (de mi-Janvier à mi-Mars) [Mohrholz et al., 2008].

Pour finir, nous décrivons rapidement le courant des Aiguilles (AgC<sup>22</sup>), un courant chaud, salé et oxygéné qui, avec le courant d'Angola au nord, entoure le BUS (**fig 1.7**). Le courant des Aiguilles forme le courant de Bord Ouest de l'Océan Indien. Il circule vers le sud-est le long de la côte sudouest africaine de 40°S à 27°S [Gordon, 1985]. Ce courant est principalement alimenté par le gyre subtropical sud de l'océan Indien [Gordon, 1985; Stramma and Lutjeharms, 1997], des tourbillons issus du canal du Mozambique [Ruijter et al., 2002] et le courant Est de Madagascar. Comme la plupart des courants de Bord Ouest (*ex:* Le Gulf Stream), le courant des Aiguilles est très rapide avec des vitesses en surface qui peuvent atteindre 200 cm.s<sup>-1</sup> [Boebel et al., 1998]. Lorsqu'il atteint l'extrémité sud du continent Africain, il est dévié vers l'ouest et repart sur lui-même, vers l'est, sous le nom de courant des Aiguilles de retour [Quartly and Srokosz, 1993]. En moyenne, la rétroflexion

<sup>&</sup>lt;sup>21</sup>Angola Benguela Frontal Zone

<sup>&</sup>lt;sup>22</sup>Agulhas Current



**Figure 1.8:** Illustration à partir de deux cartes (a-b) de concentration en chlorophylle-a de surface (mgChl.m<sup>-3</sup>), des structures de méso-échelle (tourbillons et filaments) associées à la dynamique de l'upwelling du Benguela et à la zone de rétroflexion du courant des Aiguilles. Crédit images : NASA Worldview (*https://worldview.earthdata.nasa.gov*).

du courant s'effectue sur une boucle d'un diamètre de 340 km entre  $16^{\circ}E$  et  $20^{\circ}E$  [Lutjeharms and Van Ballegooyen, 1988]. Au cours de la rétroflexion, des tourbillons anticycloniques (~320 km de diamètre) et cycloniques (~120 km de diamètre) se détachent pour se déplacer vers le nord-ouest dans l'Océan Atlantique Sud à approximativement 12 cm.s<sup>-1</sup> [Lutjeharms and Van Ballegooyen, 1988] (**fig 1.8.b** et **fig 1.7.b**). En plus des échanges constants entre les océans Atlantique Sud et Indien Sud à travers ces tourbillons, des filaments associés au AgC s'échappent occasionnellement dans l'océan Atlantique Sud. L'intrusion des tourbillons et leurs interactions permettent les échanges et le mélange de masses d'eau entre les eaux chaudes, salées et oxygénées de l'océan Indien et les eaux plus froides (5°C de différence) et pauvre en oxygène du système du Benguela.

#### 1.1.1.4 Processus de méso-échelle et sub-mésoéchelle

L'upwelling du Benguela est caractérisé par une forte variabilité de méso-échelle. Celle-ci est principalement issue des instabilités barotropes et/ou baroclines générées par le cisaillement vertical du BC et du sous-courant [Leth and Shaffer, 2001; Marchesiello et al., 2003; Stammer, 1997]. L'énergie potentielle et/ou cinétique est alors transférée des grandes échelles vers les petites échelles, via une succession de tourbillons d'échelles de plus en plus petites (cascade d'énergie). Les tourbillons de méso-échelle sont produits près de la côte et se propagent vers l'ouest favorisant ainsi les échanges de propriétés physiques et biogéochimiques entre les zones côtières et l'océan ouvert. Ces tourbillons jouent donc un rôle important sur les couplages physiques - biogéochimiques. Cependant, toutes les structures tourbillonnaires ne sont pas issues de l'instabilité intrinsèque des courants. L'upwelling côtier produit un important gradient thermique appelé front d'upwelling. La position et l'intensité de ce front sont soumises aux variations locales de tension du vent issues des conditions climatiques et des variations de bathymétrie. La combinaison entre les variations spatiales et temporelles du vent engendre des perturbations le long des fronts sous la forme de méandres, filaments et/ou tourbillons. Les méandres ont été décrits comme des déformations du jet côtier et les filaments comme la partie de ces méandres se propageant vers le large. Les filaments peuvent également être produits par le champ de tourbillons de méso-échelle, en particulier entre deux tourbillons en contre-rotation. Les filaments contribuent fortement au transport vers le large des propriétés côtières. Leurs contributions seraient supérieures à celle du transport d'Ekman [Flament et al., 1985] (**fig 1.8**).

#### 1.1.2 **Processus biogéochimiques**

#### 1.1.2.1 Photosynthèse, biomasse et production primaire

#### Photosynthèse, phytoplancton et zooplancton

L'upwelling du Benguela fait partie des écosystèmes marins les plus riches des océans et se caractérise par une concentration élevée en phytoplanctons. Les phytoplanctons (mgChl.m<sup>-3</sup> ou mgC.m<sup>-3</sup>) sont des micro-organismes végétaux (algues vertes) autotrophes (taille entre 0.5 et 1000  $\mu$ m) vivant principalement dans la couche euphotique<sup>23</sup>. Ils utilisent l'énergie lumineuse pour fixer les micronutriments et macronutriments (nitrates, phosphates, silicate, fer etc.) présents dans l'eau de mer pour produire de la matière organique, essentielle à la génération de leurs cellules. Au cours de ce processus, les phytoplanctons libèrent de l'oxygène et du carbone inorganique dissous dans l'océan (équation 1.6). Ce processus, appelé photosynthèse, permet d'absorber dans l'océan autant de nutriments et de dioxyde de carbone que les plantes terrestres et joue par conséquent un rôle essentiel sur le climat. Son principe est résumé dans l'équation suivante :

$$6H_2O + 6CO_2 + hv(energie \ solaire) \rightarrow C_6H_{12}O_6 + 6O_2 \tag{1.6}$$

De nombreux facteurs peuvent influencer le développement du phytoplancton dans l'océan. Le facteur le plus limitant est la quantité de lumière et par conséquent la latitude, le jour de l'année, la couverture nuageuse et la réflexion, l'absorption et la diffusion de la lumière dans l'eau. Deux autres facteurs importants sont la salinité et la température. Les gammes de salinité et de température adéquates dépendent des variétés de phytoplancton. Le développement du phytoplancton est également dépendant des concentrations en nutriments à savoir, les nitrates, les phosphates, les silicates et le fer ainsi que d'autres éléments comme des vitamines (ex : B12 et B1). Pour 106 atomes de carbone contenus dans la matière organique, il est nécessaire d'utiliser 16 atomes d'azote et 1 atome de phosphore pour réaliser la photosynthèse. Ces proportions sont connues comme les rapports de Redfield [Redfield, 1958]. L'azote contenu dans l'atmosphère (di-azote : N<sub>2</sub>) n'est pas directement absorbé par le phytoplancton, sauf dans le cas où celui-ci peut synthétiser des enzymes fixatrices d'azote atmosphérique.

<sup>&</sup>lt;sup>23</sup>couche de surface comprise entre la surface et la profondeur atteinte par 1% de la lumière.

Les nitrates ( $NO_3^-$ ) et l'ammonium ( $NH_4^+$ ) sont deux substances chimiques contenues dans l'océan et principalement utilisées par le phytoplancton pour la photosynthèse. Dans la plupart des régions de l'océan, les quantités en nitrates sont faibles et l'on peut alors dire que le développement du phytoplancton est dépendant de la disponibilité en nitrate. Ce sera le cas pour le gyre subtropical de l'océan Atlantique Sud. Dans d'autres régions océaniques et selon les espèces de phytoplanctons, le développement du phytoplancton est limité par d'autres éléments comme le phosphore (ex : la partie est de la Méditerranée), les silicates, et le fer. Une des particularités de la limitation en silicates est qu'elle va empêcher le développement de certaines espèces de phytoplanctons (les diatomées dont le squelette externe siliceux (appelé frustule) est formée de silice) au détriment d'autres espèces qui deviendront dominantes. Les sources naturelles de nutriments sont l'altération des roches [Paytan and McLaughlin, 2007] mais aussi l'apport par les rivières et l'atmosphère. L'activité humaine constitue également une source de nutriments. Les principaux apports d'origine anthropique concernent le phosphore (détergents, eaux d'égout) et les nitrates (agriculture intensive) [Brandes et al., 2007].

L'écosystème du Benguela est généralement dominé par la famille phytoplanctonique des diatomées, une espèce de petite taille (de 20 à 200  $\mu$ m) extrêmement compétitive en termes de nutriments et en lumière. Ces organismes ont besoin d'une importante quantité de nutriments pour se développer et former leur squelette externe siliceux. Leur taux de croissance est généralement fort avec l'apparition de blooms importants suite à un événement intense d'upwelling (caractérisé par un apport important de nutriments en surface). Les diatomées sont très bien acclimatées aux zones turbulentes [Shannon and Pillar, 1986]. D'autres phytoplanctons comme les flagellés (de 2 à 20  $\mu$ m) et/ou des organismes de petite taille appartenant à la classe des nanophytoplanctons (de 50 à 1000 $\mu$ m) peuvent devenir supérieurs en nombre lorsque les conditions d'upwelling sont moins intenses et donc, que les concentrations en nutriments sont plus faibles.

Contrairement au phytoplancton, le zooplancton sont des organismes hétérotrophes brouteurs, prédateurs ou omnivores qui représentent des proies faciles pour un grand nombre d'organismes marins, y compris les poissons juvéniles. Ils sont généralement plus grands que le phytoplancton (taille entre 5 mm à >1 cm). Dans la région de l'upwelling, les espèces de zooplancton présentes sont relativement peu diversifiées mais très abondantes. La famille la plus représentée est celle des copépodes (200 et 2000  $\mu$ m). Même si elles sont moins abondantes, d'autres familles de zooplanctons sont également présentes dans la région de l'upwelling comme les protozoaires unicellulaires (les ciliés), les hydrozoaires, les crustacés et les isopodes.

Pendant de longues années, très peu de données sur les taux de phytoplancton étaient disponibles. Traditionnellement, des mesures ponctuelles de phytoplancton, zooplancton et photosynthèse sont obtenues à partir de campagne en mer. Malheureusement, elles ne permettent pas d'avoir une couverture globale et répétitive de l'océan. L'avènement des données satellites a considérablement amélioré les estimations de la chlorophylle (pigments verts contenus dans les cellules de phytoplancton). Ainsi, les données des capteurs "couleur de l'eau" (radiomètre dans le visible) ont permis d'avoir accès à la répartition spatiale mondiale et les tendances saisonnières et annuelles de la concentration en chlorophylle de surface, avec une résolution spatiale allant de 400m à 10km selon les produits.

#### Distribution spatiale et variabilité temporelle de la chlorophylle

L'upwelling du Benguela est caractérisé par de fortes concentrations en chlorophylle (entre 2 et 10 mgChl.m<sup>-3</sup>), maximum à la côte (sur une bande de 100 km), près de la surface, *i.e.* dans la zone où l'intensité de l'upwelling et la teneur en nutriments y sont également particulièrement élevées [Shannon and Pillar, 1986]. Les effets combinés de la disponibilité en nutriments et la présence d'énergie lumineuse en surface favorisent le processus de photosynthèse et de développement du phytoplancton (**fig 1.1.b**). Les concentrations en chlorophylle sont régulièrement advectées vers le large par les processus de transport physique (transport d'Ekman, activité méso-échelle). La **figure 1.9** illustre la distribution saisonnière de la chlorophylle vue par le capteur de couleur de l'eau SeaWiFs.



**Figure 1.9:** Cartes de la variabilité saisonnière de la concentration en chlorophylle de surface (mgChl.m<sup>-3</sup>) calculée à partir des données du capteur SeaWiFS pour la période 1997-2009 (climatologie) en a) été austral (Janvier-Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre).

La saisonnalité de la concentration en chlorophylle coïncide avec les périodes d'upwelling intenses. Dans le BUS, la distribution spatiale en chlorophylle présente une structure dipolaire, séparable en deux grands secteurs : nord  $(14^{\circ}S-25^{\circ}S)$  et sud  $(27^{\circ}S-35^{\circ}S)$  [Demarcq et al., 2007] :

Dans le Benguela Nord, la concentration en chlorophylle de surface est maximale en hiver/printemps austral et minimale en été/automne austral, en accord avec la saisonnalité de l'intensité de l'upwelling. A Cape Frio (17°S), la concentration en chlorophylle de surface est marquée par l'intrusion en été austral (de Décembre à Mars) des eaux angolaises, pauvres en chlorophylle, vers le pôle Sud [Hutchings et al., 2009].

Dans le Benguela Sud, les concentrations en chlorophylle de surface sont à leur maximum en été/automne austral et à leur minimum en hiver/printemps austral.

La cellule d'upwelling de Lüderitz, située entre les deux parties (nord et sud) du système d'upwelling du Benguela, forme une barrière environnementale pour la migration des espèces épipélagiques<sup>24</sup> et de certaines espèces de phytoplancton [Duncombe-Rae, 2005; Gibbons and Hutchings, 1996; Lett et al., 2007]. Cette cellule est associée à des vents forts et une activité méso-échelle forte qui limitent le développement des organismes entre 26°S et 29°S [Hutchings et al., 2009]. In fine, la cellule d'upwelling la plus active du système du Benguela se caractérise par de faibles concentrations en chlorophylle [Demarcq, 2009; Demarcq et al., 2003].

De part ces fortes concentrations en chlorophylle, l'upwelling du Benguela se caractérise par une abondance et une grande diversité d'espèces de poissons pélagiques<sup>25</sup> ainsi que de grands prédateurs marins. Se situant au milieu de la chaîne trophique, les poissons pélagiques jouent un rôle central sur le fonctionnement des écosystèmes côtiers.

#### Distribution de la production primaire dans l'upwelling du Benguela

La Production Primaire (PP) est définie comme la quantité de masse de carbone inorganique fixée au cours de la photosynthèse par unité de temps et de volume (mgC.m<sup>-3</sup>.j<sup>-1</sup>) ou intégrée sur la verticale (mgC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>) [Millero, 2006]. L'upwelling du Benguela est l'un des systèmes de Bord Est le plus productif au monde. Les plus fortes valeurs de PP dans le BUS ont été observées au niveau du plateau continental. A partir d'observations satellites et d'un modèle de production, [Carr, 2002] a évalué la PP annuelle de l'upwelling à 0.37 GtC.an<sup>-1</sup>, ce qui représente en moyenne 0.5% de la PP annuelle de l'océan global (évaluée à 40-50 GtC.an<sup>-1</sup>) [Behrenfeld and Falkowski, 1997].

D'autres études [Carr, 2002; Tilstone et al., 2009; Ware, 1992] se sont intéressées à l'évaluation de la production primaire annuelle de l'upwelling du Benguela. Les valeurs obtenues sont contenues entre  $1.4\pm0.16 \text{ gC.m}^{-2}.j^{-1}$  et 2.49 gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup> à partir des observations *in situ*, et entre 1 gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup> et 2.5 gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup> à partir d'un modèle de production primaire utilisant les données satellites [Tilstone et al., 2009]. D'autres estimations ponctuelles ont aussi été réalisées au cours de plusieurs campagnes en mer. En voici quelques estimations :

- Estrada and Marrasé [1987] ont estimé la PP dans le Benguela Nord entre 0.4-1.1 gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup> au printemps et 0.5-3.6 gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup> en automne.
- Brown et al. [1991] ont estimé la PP à 1.2 gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup> le long de la côte dans le Benguela Nord.
- Aiken [1998]; Aiken and Bale [2000]; Aiken et al. [2000] ont estimé la PP entre 1.6 et 3.3 gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup> à partir des données de la campagne AMT 6 en Mai 1998.
- Le programme régional BENEFIT réalisé entre 1999 et 2007 révèle la forte disparité spatiale de la PP dans le BUS avec des valeurs entre 1 et 8.8 gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>.

<sup>&</sup>lt;sup>24</sup>zone comprise en moyenne entre la surface et 200 mètres de profondeur

<sup>&</sup>lt;sup>25</sup> poisson qui vit dans les eaux proches de la surface ou entre la surface et le fond. Ex : hareng, sardine, anchois, maquereau et thon.

- Barlow et al. [2009] ont évalué la PP entre 0.39 et 8.83 gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>, le long des côtes namibiennes à partir des données de Mars 2002 collectées dans le cadre du programme BENEFIT.
- Barlow et al. [2008] ont réalisé des estimations de la PP dans le Benguela Sud (29°S-34.5°S) en Octobre 2006 (0.85 à 8.6 gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>) et Mai 2007 (0.7 à 3.3 gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>).

Malgré les valeurs élevées de PP, l'upwelling du Benguela représente l'EBUS qui compte le moins de prises de pêche (<0.5 gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>) [Chavez and Messié, 2009]. Cette différence s'explique par le fait qu'une grande partie de la matière organique n'est pas consommée par le zooplancton et/ou les autres organismes marins (ex : poissons pélagiques) mais sédimente sur le plateau continental. Cela a pour effet de réduire l'efficacité du transfert d'énergie vers le réseau trophique supérieur et de diminuer les prises de pêche [Hutchings, 1992].

#### 1.1.2.2 Cycles de l'oxygène et de l'azote

#### Cycle de l'oxygène et Zone de Minimum d'Oxygène (OMZ)

L'oxygène joue un rôle déterminant pour la conservation de l'équilibre des écosystèmes marins. En général, la concentration en oxygène dans l'océan est suffisante pour maintenir la vie des organismes marins. Or, pour de nombreuses raisons, le contenu en oxygène dissous dans l'océan est très inhomogène. Ainsi, des réductions significatives des niveaux d'O2 dans la colonne d'eau sont parfois observées dans l'océan. Les Zones de Minimum d'Oxygène (OMZ) sont caractérisées par de très faibles concentrations en oxygène dissous généralement inférieures à un seuil "hypoxique" et/ou "anoxique" défini, respectivement, comme  $[O_2 dissous] < 1ml.l^{-1}$  (ou 60 mmol $O_2.m^{-3}$ ) et  $[O_2] < 0.5$ ml.l<sup>-1</sup> (ou 30 mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>) par Monteiro and van der Plas [2006]. Associées à des contraintes/barrières physiques (gradient fort en température), les OMZs représentent des zones limitant la survie des espèces et peuvent conduire à une diminution conséquente des ressources halieutiques. En effet, en mer, l'oxygène joue un rôle majeur sur l'équilibre des écosystèmes via le processus de respiration et sa diminution peut entraîner des conséquences écologiques catastrophiques comme la destruction des habitats propices aux écosystèmes, le développement de stress physiologique associé à des changements de comportement des espèces marines et l'augmentation du taux de mortalité de la faune benthique [Boyd et al., 1980; Chan et al., 2008; Gonzalez and Quiñones, 2002; Morales et al., 1996].

Le cycle de l'oxygène fait partie des cycles biogéochimiques les plus complexes car il intervient dans la composition de nombreux composés chimiques. La distribution de l'oxygène dans l'océan dépend principalement : (1) des échanges de gaz avec l'atmosphère (gain), (2) des processus biogéochimiques de photosynthèse (gain), (3) des transports physiques, (4) de la respiration (perte), (5) de l'oxydation de la matière organique (perte) et (6) de la nitrification (perte) [Millero, 2006].

Dans la couche de mélange, la concentration en oxygène est relativement élevée d'une part grâce à la production biologique d'oxygène par la photosynthèse et d'autre part parce qu'elle s'équilibre avec le niveau élevé d'oxygène atmosphérique via les flux Océan-Atmosphères et le mélange turbulent dans la couche de mélange. Par ailleurs, la forte production primaire liée aux systèmes d'upwelling génère



**Figure 1.10:** Schéma représentatif des concentrations en oxygène, nitrates et sulfure dans une zone de minimum d'oxygène. D'après Peña et al. [2010].

une importante quantité de matière organique. Cette matière organique est dégradée dans la colonne d'eau et/ou au niveau du sédiment par l'activité bactérienne (**fig 1.10**). Les bactéries ont la capacité de transformer la matière organique en nutriments en utilisant l'oxygène dissous des océans. Tant que la colonne d'eau est suffisamment oxygénée, le processus de reminéralisation se fait selon la réaction suivante :

$$(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}(H_3PO_4) + 106O_2 \rightarrow 106CO_2 + 16NH_3 + H_3PO_4 + 106H_2O$$
(1.7)

Au cours du processus de reminéralisation, une grande quantité d' $O_2$  est consommée, expliquant ainsi la diminution de la concentration en oxygène sous la couche de mélange (**fig 1.10**) et la formation de zones à faibles concentrations en oxygène. Ces dernières sont également maintenues par les masses d'eaux profondes se désoxygénisant au cours de leurs vieillissement lors de leur transport par la circulation thermohaline.

L'intense reminéralisation de la matière organique dans les zones d'upwelling constitue un élément clé pour le développement et le maintien de l'OMZ du Benguela. Cependant, cette consommation locale d'oxygène n'est pas suffisante pour expliquer les très faibles concentrations en oxygène observées le long de la côte africaine. Les interactions non linéaires entre les processus biogéochimiques et l'advection des eaux tropicales appauvries en oxygène via le courant d'Angola, puis le souscourant côtier dirigé vers le pôle Sud, peuvent moduler l'intensité et l'étendue de l'OMZ le long du plateau angolais et namibien (variations saisonnières de ±60mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>; **fig 1.11.c et .d**) [Mohrholz et al., 2008; Monteiro and van der Plas, 2006; Monteiro et al., 2008]. Le gyre d'Angola, confiné au nord-est du gyre subtropical Atlantique Sud [Lass and Mohrholz, 2008] définit la frontière nord de l'OMZ Sud Atlantique. Cette dernière est comprise entre 4°S et 15°S mais s'étend vers le pôle Sud jusqu'à 26°S, le long du plateau namibien (**fig 3.2**). L'OMZ s'étend saisonnièrement plus au moins vers le pôle Sud. Cette variabilité principalement semi-annuelle caractérisée par deux minimums en



**Figure 1.11:** (a)-(b) Caractéristiques régionales des concentrations en oxygène dissous dans l'océan Atlantique Sud-Est. Le système du Benguela se caractérise par deux zones principales séparées à environ  $26^{\circ}$ S : l'OMZ équatorial au nord (4°S-26°S), caractérisée par des concentrations  $[O_2] < 1.4 \text{ ml.l}^{-1}$ , et les eaux bien ventilées au sud de 26°S (SACW (South Atlantic Central Water) du Cape Bassin), caractérisées par des concentrations en  $[O_2] > 4 \text{ ml.l}^{-1}$ . Climatologie mensuelle (1969-1980) des données de concentration en oxygène dissous à 4°S (c) et 23°S (d). Cette figure est une combinaison de figures issues de Monteiro et al. [2008] (a-b) et Monteiro et al. [2011] (c-d).

hiver/printemps et mi-été, est en phase avec la variabilité de la température (**fig 1.11.c**) [Monteiro and van der Plas, 2006]. Le long des côtes de l'Angola, la réduction de l'OMZ résulte de la relaxation des vents d'Est dirigés vers l'équateur et de l'intrusion des eaux chaudes tropicales vers le pôle. Au-delà de  $26^{\circ}$ S, les eaux sont généralement bien ventilées, faisant de la latitude  $26^{\circ}$ S, une frontière entre les sous-systèmes angolais / namibien [Duncombe-Rae, 2005; Monteiro and van der Plas, 2006] (**fig 1.11.a et .b**). La partie sud du Benguela est caractérisée par une variabilité annuelle des concentrations en oxygène maximum en fin d'hiver/printemps austral et minimum en fin d'été/automne austral (**fig 1.11.d**). Les variations d'O<sub>2</sub> résultent principalement des interactions et du phasage entre la dynamiques des cellules d'upwelling de Lüderitz et de Cape Frio et de l'intrusion des eaux tropicales hypoxiques (du Cape bassin oxygénées) vers le sud (vers le nord) [Monteiro and van der Plas, 2006].

#### Cycle de l'azote et interaction avec la zone de minimum d'oxygène sur ce cycle

L'OMZ, et en particulier la limitation en oxygène, va considérablement modifier le cycle de l'azote et la répartition des concentrations des différents éléments azotés. Les schémas présentés sur les



**Figure 1.12:** Figure schématique de l'influence de la zone de minimum d'Oxygène (OMZ) sur le cycle de l'azote. Figure issues de la thèse de Jonca [2012].

**figures 1.12** et **1.10** résument respectivement les différents processus qui ont lieu en condition oxique et anoxique, et le profil vertical classique en nitrates dans l'OMZ.

En condition oxique, le processus de nitrification consomme de l' $O_2$  pour transformer l'ammonium en nitrite (étape 1) puis, en nitrates (étape 2) selon les réactions suivantes :

$$NH_4^+ + 1.5O_2 \rightarrow NO_2^- + 2H^+ + H_2O$$
 (1.8)

$$NO_2^- + 0.5O_2 \to NO_3^-$$
 (1.9)

Les bactéries nitrifiantes se développent uniquement dans les zones limitées en lumière, ce qui a pour effet de restreindre le processus de nitrification aux zones avec une faible luminosité [Olson, 1981]. Au cours de la première étape du processus de nitrification, une partie de l'ammonium est convertie en N<sub>2</sub>O (un gaz à effet de serre) par les bactéries oxydantes via la décomposition de l'hydroxylamine (NH<sub>2</sub>OH), un élément intermédiaire de l'oxydation de NH<sub>4</sub> en NO<sub>2</sub> (**fig 1.12**). Selon certaines études, la nitrification est la principale source de protoxyde d'azote (N<sub>2</sub>O) dans l'océan [Bange, 2008; Nevison et al., 2003].

Lorsque tout l'oxygène disponible sous sa forme  $O_2$  a été consommé, les bactéries dénitrifiantes sont capables d'utiliser l'oxygène contenu dans les nitrates ( $NO_3^-$ ), et les nitrites ( $NO_2^-$ ) pour dégrader la matière organique restante. Ce processus de reminéralisation appelé processus de dénitrification se fait selon l'équation bilan suivante :

$$(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}(H_3PO_4) + 84.8HNO_3 \rightarrow 106CO_2 + 42.4N_2 + 16NH_3 + H_3PO_4 + 148.4H_2O$$
(1.10)

Les deux étapes de la dénitrifications ou équations intermédiaires de la consommation relative des

nitrates et des nitrites peuvent être écrites de la façon suivante :

$$0.5CH_2O + NO_3^- \to NO_2^- + 0.5H_2O + 0.5CO_2 \tag{1.11}$$

$$0.75CH_2O + H^+ + NO_2^- \to 0.5N_2 + 1.25H_2O + 0.75CO_2$$
(1.12)

Les bactéries dénitrifiantes sont capables de réduire les nitrates (l'un des nutriments limitants) en nitrites ( $NO_2^-$ ), puis en monoxyde d'azote ( $NO^-$ ), en protoxyde d'azote ( $N_2O$ ) et enfin en gaz di-azote ( $N_2$ ) qui pourra éventuellement être dégazé vers l'atmosphère. Le  $N_2O$ , un produit intermédiaire de la réduction enzymatique, est soit libéré soit consommé par les bactéries dénitrifiantes à des vitesses qui dépendent de la concentration en  $O_2$  et d'autres conditions de croissance [Firestone et al., 1980; Mckenney et al., 1994]. A l'exception des zones anoxiques, la réaction s'arrête au stade  $N_2O$  et n'atteint pas la formation de  $N_2$ . Le processus de dénitrification contribue donc au déficit des nutriments (et en particulier de l'azote) dans l'océan [Cornejo and Farías, 2012].

Lorsque ni l'oxygène ni les nitrates sont en concentration suffisante pour dégrader toute la matière organique, d'autres bactéries appelées sulfato-réductrices ont la capacité d'utiliser l'oxygène contenu dans les sulfates ( $SO_4^{2-}$ ). La décomposition de la matière organique par les sulfates obéit à l'équation suivante :

$$(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}(H_3PO_4) + 53SO_4^{2-} \rightarrow 106CO_2 + 53S^{-2} + 16NH_3 + H_3PO_4 + 106H_2O \quad (1.13)$$

Au cours du métabolisme, les sulfates sont réduits en sulfure d'hydrogène ( $H_2S$ ) et en sulfures ( $S^{2-}$ ). L'apparition du sulfure d'hydrogène toxique dans la colonne d'eau entraîne des effets désastreux pour les écosystèmes marin [Weeks et al., 2002].

De plus, depuis les années 2000, un processus jusqu'alors inconnu dans l'océan a été observé, d'abord dans les sédiments anoxiques, puis dans la colonne d'eau dans les OMZs. Ce processus appelé anammox pour "anaerobic ammonium oxidation" permet l'oxydation anaérobie de  $NH_4^+$  utilisant  $NO_2^-$  [Kuenen, 2008] :

$$NO_2^- + NH_4^+ \to N_2 + 2H_2O$$
 (1.14)

L'anammox est reconnu comme étant un processus déterminant pour la formation du gaz di-azote dans les systèmes marins. La découverte de ce nouveau processus imposait une révision du cycle global de l'azote [Brandes et al., 2007; Kuypers et al., 2005]. Les processus biogéochimiques de dénitrification et anammox représentent tous deux des puits importants d'azote inorganique fixé dans les eaux anoxiques/suboxiques dans l'OMZ du Benguela, réduisant la stoechiométrie N:P, et amenant ainsi les systèmes autotrophes vers la limitation en azote [Glessmer et al., 2011]. D'après Kuypers et al. [2005], le processus d'anammox jouerait un rôle non-négligeable sur les pertes d'azote et la formation de N<sub>2</sub>O dans l'OMZ associé au système d'upwelling du Benguela.

#### 1.1.2.3 Le BUS, une source de gaz à effet de serre et de gaz toxique

Nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, les faibles teneurs en oxygène dans la colonne d'eau et au niveau du sédiment favorisent la production de gaz à effet de serre (CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O et CH<sub>4</sub>) et toxique (H<sub>2</sub>S). Dans cette thèse, nous nous sommes principalement intéressé aux variations de (1) N<sub>2</sub>O, qui contribuent à la diminution de l'ozone stratosphérique et dont le potentiel réchauffant est 300 fois supérieur à celui du CO<sub>2</sub> [Denman, 2007; Jain et al., 2000; Ramaswamy et al., 2001] et de (2) H<sub>2</sub>S, un gaz toxique pour les espèces marines.

#### *Le protoxyde d'azote*

Le protoxyde d'azote, actuellement en augmentation dans l'atmosphère, est un gaz à effet de serre dont la production est liée à la fois au cycle de l'azote et aux conditions climatiques [Davidson et al., 2004, 2008]. L'océan représente une source nette pour l'atmosphère mais aussi un réservoir de N<sub>2</sub>O. De fortes incertitudes demeurent quant à sa contribution par rapport au réservoir terrestre sur les émissions globales de N<sub>2</sub>O. En effet, les émissions de N<sub>2</sub>O forcées par l'océan sont extrêmement variables en temps et en espace ce qui rend difficile leurs quantifications. Néanmoins, plusieurs études [Bange, 2006; Denman, 2007] ont estimé que l'océan contribue de 30% à 40% en moyenne au N<sub>2</sub>O atmosphérique totale. Les concentrations en N<sub>2</sub>O océanique sont généralement maximum au niveau de l'oxycline (**fig 1.13.b**). En effet, le fort gradient en oxygène est un lieu propice à la



**Figure 1.13:** Concentrations en  $O_2$  dissous (a) et de  $N_2O$  (b) mesurées à chaque station (cf. annexe A.5 pour la position des stations) au cours de la campagne en mer CoFeMUG (novembre/décembre 2007) [Noble et al., 2012]. Les cercles blancs désignent la position de la Profondeur de la Couche de Mélange (MLD; Mixed Layer Depth). Les zones en noires correspondent à la bathymétrie le long des transect. Figures issues de Frame et al. [2014].

formation de protoxyde d'azote par les bactéries nitrifiantes et dénitrifiantes [Gallegos and Farias, 2008]. Le N<sub>2</sub>O produit est ensuite advecté et dégazé vers l'atmosphère par le processus d'upwelling. La saisonnalité des flux atmosphériques de N<sub>2</sub>O reflètent généralement la saisonnalité des vents favorisant l'upwelling [Wittke et al., 2010]. Cependant, le manque d'étude dans la région du BUS ne permet pas d'étudier adéquatement la variabilité et les mécanismes de formation et d'émissions de N<sub>2</sub>O [Naqvi et al., 2010].

Le système d'upwelling du Benguela est caractérisé par un taux de production et d'émission de N<sub>2</sub>O vers l'atmosphère à la côte élevé (entre  $14\pm3 \ \mu molN_2O.m^{-2}.j^{-1}$  et 46  $\mu mol.m^{-2}.j^{-1}$ ) [Frame et al., 2014; Gutknecht et al., 2013]. D'après les données disponibles, les concentrations maximum de N<sub>2</sub>O dissous (40 nmolN<sub>2</sub>O.l<sup>-1</sup>) sont généralement situées en sub-surface (entre 200 et 400 m de profondeur) au niveau du talus continentale, dans les zones caractérisées par de très faibles concentrations en O<sub>2</sub> (**fig 1.13**) [Frame et al., 2014; Gutknecht et al., 2013]. Les concentrations en N<sub>2</sub>O observées sont maximales au niveau de la côte angolaise. A partir de données *in situ* (cf. annexe A.5 pour plus de détails sur les données), Frame et al. [2014] ont montré que le N<sub>2</sub>O dans le système d'upwelling du Benguela est principalement produit par le processus d'anammox décrit précédemment juste en dessous de la couche de mélange.

#### Le sulfure d'hydrogène

L'émissions de sulfure d'hydrogène est une caractéristique propre au BUS. Le surplus trop important de matière organique non consommée favorise la formation et l'émission de sulfure d'hydrogène (H<sub>2</sub>S). Ce gaz, émanant une odeur nauséabonde (dite "d'oeufs pourris"), est extrêmement toxique voir létale s'il est respiré à forte dose. En Namibie, les populations locales qui vivent le long des côtes sont aujourd'hui habituées aux effets corrosifs associés aux émissions de H<sub>2</sub>S. Ces émanations régulières sont présentes dans la littérature depuis le XIX<sup>eme</sup> siècle d'une part à cause de l'odeur et d'autre part parce qu'elles empoisonnent les poissons (qui meurent ou deviennent toxiques pour l'homme) et poussent les langoustes à s'échouer sur les plages. Parce qu'elles sont facilement repérables (odeur, déplacement des langoustes), l'occurrence des émissions de H<sub>2</sub>S proches des zones habitées a été relativement bien documentée. Cependant, la Namibie se caractérise par de grandes étendues désertiques avec une très faible densité de populations. Par conséquent, un grand nombre de ces événements n'ont probablement pas été répertoriés.

Depuis une dizaine d'années, plusieurs études ont montré que les images satellites permettent d'observer ces émanations de sulfure depuis l'espace. En effet, s'il n'est pas piégé dans les sédiments, le  $H_2S$  remonte vers la surface sous forme de panache. Au cours de cette ascension, il réagit avec l'oxygène présent pour former du soufre élémentaire  $S_0$  et des sulfates  $SO_4^{2-}$ . L'oxydation du sulfure d'hydrogène est réalisée en présence de di-oxygène, et de nitrates (thiodenitrification). Les réactions chimiques sont les suivantes :

$$2H_2S + O_2 \to 2S_0 + 2H_2O \tag{1.15}$$

$$H_2S + 4NO_3^- + 6OH^- \to 3SO_4^{2-} + 2N_2 + 6H_2O \tag{1.16}$$



**Figure 1.14:** Image "quasi true color" entre  $12^{\circ}E-16^{\circ}E$  et  $22^{\circ}S-27^{\circ}S$  le 18 mars 2001 (a), 29 mars 2001 (b) et 3 avril 2001 (c). La coloration verte claire apparait pour des fortes concentrations en S<sub>0</sub>. Les images sont issues du capteur SeaWiFS.

Le soufre élémentaire S<sub>0</sub> peut ensuite être oxydé en condition oxique pour former des sulfates :

$$2S_0 + O_2 + H_2O + 2O_2 + 2OH^- \to 2SO_4^{2-} + 2H^+ + H_2O$$
(1.17)

Les particules de S<sub>0</sub>, en suspension dans l'océan reflètent la lumière du soleil et rendent la mer de couleur turquoise ou laiteuse [Weeks et al., 2004] (fig 1.14). Cette modification de la couleur de l'eau, visible sur les images satellites (ex : SeaWiFS ou MODIS en "quasi true color"), rend compte de l'enrichissement des eaux en S<sub>0</sub> et indirectement en H<sub>2</sub>S. Plus précisément, à partir des images satellites, l'état de transition chimique entre le sulfure et le soufre peut être observé. En effet, la marque à la surface de l'océan est d'abord blanchâtre puis devient verdâtre lorsque le H<sub>2</sub>S a été oxydé en S<sub>0</sub>. Cependant, les images satellites "quasi true color" ne permettent pas de faire qualitativement la différence entre une émission de sulfures et un bloom de coccolithophoridés [Siegel et al., 2007] ou un apport sédimentaire/remise en suspension des sédiments lesquels ont une signature comparable sur les images satellites. Pour différencier ces processus et quantifier les émissions de sulfure d'hydrogène, Ohde et al. [2007] ont développé un algorithme utilisant le signal de réflectance complet du capteur satellite MERIS pour isoler la présence de S<sub>0</sub>. Les images satellites permettent aujourd'hui d'étudier la fréquence, la durée et l'extension spatiale de ce phénomène. Les premiers résultats de Ohde et al. [2011, 2007] montrent que ces événements sont significativement plus fréquents et longs qu'initialement observés. Les émissions sont limitées à la côte et se produisent principalement dans la partie nord du Benguela, entre 18°S et 26°S, et non dans la partie sud où la densité de population est plus importante. Ces émanations de sulfure sont ensuite dispersées vers le nord-ouest en suivant la direction du courant du Benguela. Leurs durées de vie se situent entre 1 et 6 jours et leurs extensions zonales peuvent atteindre 21 km [Ohde et al., 2007]. Les émissions de sulfure dans le Benguela présentent une variabilité interannuelle [Ohde et al., 2011] qu'il reste à étudier sur de longues périodes (cf. section suivante).
# 1.2 Description des événements extrêmes générés dans le système d'upwelling du Benguela

La dynamique physique et biogéochimique de l'océan Atlantique Sud-Est est principalement dominée par un mode de variabilité saisonnier (annuel à 365 jours et semi-annuel à 180 jours) [Arnault and Cheney, 1994] forcée par les variations saisonnières des Alizés associés à la position de l'anticyclone de l'Atlantique Sud [Schouten et al., 2005; Wilson and Adamec, 2002]. En effet, le cycle saisonnier est trois fois plus fort par rapport aux autres échelles de variabilité (interannuelle, sub-saisonnière). De plus, une partie de la variabilité interannuelle est considérée comme une modulation (augmentation ou diminution) et/ou un déphasage du cycle saisonnier. Étant donné ces divers éléments, il est parfois difficile d'isoler la variabilité interannuelle du reste du signal. Il s'ensuit un manque de connaissance et par conséquent des complications pour documenter, étudier et anticiper les événements anormaux. Malgré cela, plusieurs événements de grandes ampleurs ou extrêmes ont été identifiés. Ces événements sont associés à une variation anormale de la température de surface (de la concentration en chlorophylle et en oxygène) le long de la côte sud-ouest africaine comme illustré sur la figure 1.15. Ces événements sont générés aux fréquences sub-saisonnières (de 3 à 90 jours), interannuelles (supérieur à un an) et décennales (tous les 10 ans) et peuvent avoir des répercussions significatives sur le fonctionnement physique et biologique (réduction de l'upwelling et diminution des prises de pêche) de l'Atlantique Sud avec de forts impacts socio-économiques sur les pays limitrophes (Angola, Namibie et Afrique du Sud).



**Figure 1.15:** Mode de variabilité de la température de surface entre 0-30 jours (a) entre 30 et 90 jours (b). Événement Benguela Niño de 2001 [Rouault et al., 2007]. Crédit : S. Illig. communication personnelle.

# 1.2.1 La variabilité sub-saisonnière et interannuelle physique et biogéochimique

La variabilité aux échelles sub-saisonnières a été très peu documentée. Le manque de données à hautes résolutions spatiales et temporelles en est la cause principale. Par conséquent, seuls les champs

mesurables par satellite, à savoir le niveau de la mer (SSH<sup>26</sup>), la SST<sup>27</sup> et la concentration en chlorophylle, ont pu être étudiés.

Dans le système du Benguela, la SST et la chlorophylle présentent une forte variabilité sub-saisonière [Goubanova et al., 2013; Polo et al., 2008; Weeks et al., 2006]. Deux régimes de variabilité, dominent les anomalies de la SST ( $\pm$ 0.4°C) : un régime sub-mensuel (2-30 jours) avec un pic à 11 jours, et un régime intra-saisonnier (30-90 jours) avec un pic à 61 jours (**fig 1.15.a et b**) [Goubanova et al., 2013]. Ces deux régimes atteignent leur maximum au printemps/été austral au niveau des cellules principales d'upwelling : Lüderitz (26°S), Cape Frio (17°S) et Namaqua (33°S). Sur le plateau, les modulations de la concentration en chlorophylle sont le miroir des anomalies en SST. Ces fluctuations sont associées à des "pulses" (intensifications rapides et intenses) de l'upwelling côtier et le développement d'événements froids et chauds à haute fréquence [Weeks et al., 2006]. Les concentrations relativement faibles (<1mgChl.m<sup>-3</sup>) en chlorophylle coïncident avec des événements intenses d'upwelling caractérisées par des eaux froides (<10°C) nouvellement "upwellées". Inversement, les concentrations plus élevées (>10 mgChla.m<sup>-3</sup>) sont en phase avec les eaux "matures" plus chaudes (10-12°C) de l'upwelling.

De fortes modulations intra-saisonnières de la SSH ( $\pm 2$  cm) et de la profondeur de la thermocline ( $\pm 4$  m) ont également été observées le long des côtes du Gabon et de l'Angola, jusqu'à 15°S. Ces variations sont dominées par 3 régimes de variabilité caractérisés par des pics à 60, 95 et 120 jours [Polo et al., 2008]. Ces modifications hautes fréquences peuvent influencer le climat et la circulation atmosphérique de la région.

La température et les concentrations en chlorophylle et en oxygène présentent une forte variabilité interannuelle illustrée sur les **figures 1.16, 1.17 et 1.18**, respectivement. Lorsqu'ils sont associés à



**Figure 1.16:** Série temporelle de la température de surface (°C) : signal total en noir et de sa climatologie en gris moyennée dans la zone ABA (pour Angola/Benguela Area; cf. encadré noir sur la **figure 1.15.c**). Les flèches pointent 3 évènements interannuels extrêmes: deux Benguela Niños (1984 et 1995) et un Benguela Niña (1997). Données : moyenne mensuelle OI-SST. Crédit : Florenchie et al. [2004].

des variations en température, ces événements interannuels sont appelés Benguela Niños en référence aux événements similaires El Niños qui ont lieux dans l'océan Pacifique. Les Benguela Niños se caractérisent par une augmentation de la température (du niveau de la mer) de plus de 4°C (+4 cm)

<sup>&</sup>lt;sup>26</sup>de l'anglais Sea Surface Height

<sup>&</sup>lt;sup>27</sup>de l'anglais Sea Surface Temperature



**Figure 1.17:** Séries temporelles de la variabilité de l'oxygène  $(ml.l^{-1})$  au niveau du plateau angolais à 12°S pour la période 1994-2003 (a), et dans le centre du Benguela à 23°S pour la période 1994-2004 (b). Les périodes et profondeurs d'échantillonnage sont indiquées sur les diagrammes. Figure issue de Monteiro and van der Plas [2006].

au-dessus des moyennes saisonnières (fig 1.15.c et 1.16) [Mohrholz et al., 2004; Shannon and Pillar, 1986]. L'élévation de la température le long des côtes de l'Angola crée un mouvement anormal du front Angola-Benguela qui peut alors atteindre 20°S [Boyd et al., 1987; Shannon and Pillar, 1986; Shannon et al., 1987]. Les anomalies de la température de surface sont associées à une réduction de l'upwelling et une intensification du transport des eaux chaudes et peu oxygénées du courant d'Angola vers le sud. Ces deux aspects - l'augmentation de la température et la diminution de la disponibilité en oxygène - combinés à la réduction des apports en nutriments en surface, contraignent les populations marines à se déplacer en dehors de leurs zones naturelles d'alimentation et de reproduction et conduisent par conséquent à la réduction des ressources halieutiques. Les Benguela Niños se produisent en moyenne tous les 18 mois [Florenchie et al., 2003, 2004]. Certains de ces événements ont été particulièrement extrêmes comme au cours des années 1949, 1963, 1984, 1995, 1999 et 2001 (fig 1.16 et 1.17) [Florenchie et al., 2003, 2004; Gammelsrød et al., 1998; Richter et al., 2010]. Par exemple, en 1995, la température de surface aux abords de la rivière Kunene, au niveau de la cellule d'upwelling Cape Frio, était de 4.7°C plus élevée que la température habituelle à cette époque de l'année (2.6°C pour Walvis Bay; fig 1.6). Les stocks de poissons et donc l'industrie de la pèche ont été particulièrement touchés cette année-là. Le Benguela Niño de 1995 était particulièrement néfaste car il s'est produit à une période où la concentration en oxygène dans le Benguela Nord était originalement basse. L'advection des eaux équatoriales, faibles en oxygène, a amplifié la zone de minimum d'oxygène associée à l'upwelling. L'impact résultant sur la biodiversité marine et en particulier sur les organismes pélagiques et benthiques a été catastrophique : destruction des habitats favorables au développement des écosystèmes, changement des comportements des espèces et mortalités des espèces marines [Binet et al., 2001; Boyer et al., 2001; Gammelsrød et al., 1998; Rouault et al., 2003]. Certaines espèces marines (ex: les poissons pélagiques tels que les anchois) sont plus sensibles aux variations et diminutions des concentrations en oxygène que d'autres espèces



**Figure 1.18:** Diagramme temps (07/1997-01/2015) / espace  $(12^{\circ}S)$  de l'indice de chlorphylle. Figure issue de Verheye et al. [2016].

vivant plus en profondeur. A cette même période, les conditions faibles en oxygène ont poussé les langoustes à sortir de la mer pour rejoindre les plages (**fig 1.19**). S'ils ne sont pas toujours associés aux Benguela Niños ces événements anoxiques appelés  $LOW^{28}$  event sont régulièrement observés le long du plateaux angolais et namibien avec une fréquence plus prononcée dans le Benguela Nord que dans le Benguela Sud (Baie de St Héléne). La sévérité et la durée prolongée de ces conditions sur le talus continental favorisent également la formation de gaz toxiques (H<sub>2</sub>S). A partir des images satellites "true color", Ohde [2009]; Ohde et al. [2007] ont mis en évidence l'occurrence régulière d'événements sulphidiques venant de la mer le long des côtes de la Namibie (**fig 1.14 et 1.20**). Des émissions de sulfure d'hydrogène ont également été observées au cours des événements Benguela Niños de 1994/1995 avec pour résultat 1500 tonnes de poissons et 60 tonnes de langoustes échoués à St Helena Bay. Il a fallu quatre ans à la zone pour récupérer. De événements semblables se sont déroulés en 2001 [Rouault et al., 2007; Weeks et al., 2002]. En plus d'être toxique, ce gaz conduit à une amplification des conditions d'anoxie et de l'impact sur les écosystèmes marins.

Les Benguela Niños ont également une influence significative sur le climat et la circulation atmosphérique. L'apparition régulière d'événements chauds amplifie les instabilités atmosphériques, l'évaporation et les pluies abondantes le long de la côte dans des zones habituellement désertiques [Hirst and Hastenrath, 1983]. Il en résulte de fortes inondations localisées au-dessus de l'Atlantique Sud-Est entre l'Angola et la Namibie [Rouault et al., 2003; Shannon et al., 1986]. Pour des événements extrêmes, les précipitations peuvent atteindre l'Afrique du Sud. L'importance de ce phénomène est dépendant des conditions atmosphériques locales.

<sup>&</sup>lt;sup>28</sup>Low Oxygen Water

Par analogie aux événements El Niño/La Niña dans le Pacifique, il existe également un événement inverse au Benguela Niño appelé Benguela Niña. Ces événements sont caractérisés par des anomalies interannuelles négatives de la température de surface le long des côtes entre l'Angola et la Namibie (**fig 1.16**). Seules quelques études scientifiques se sont intéressées à ces événements froids [Florenchie et al., 2004]. Il a été montré que les Benguela Niñas peuvent rivaliser en intensité avec les Benguela Niños les plus forts. Leurs impacts sur le climat et les écosystèmes restent à quantifier.



**Figure 1.19:** Photogaphie illustrant la fuite des langoustes vers la plage, en raison des conditions anoxiques de la colonne d'eau. Cette image est issue de "the Bigelow Laboratory for Ocean Sciences Toxic and Harmful Algal Blooms page", et a été prise par G. Pitcher sur une plage d'Afrique du sud proche de Elands Bay.



**Figure 1.20:** Événements sulphidiques (S<sub>0</sub>) moyennés dans une bande côtière entre 18°S et 26°S de janvier 2004 à septembre 2005, puis de septembre 2007 à juillet 2008. Les pixels des événements sont moyennés sur (a) la zone complète et (b) la zone caractérisée par de forts événements. Unité km<sup>2</sup>. Figure issue de Ohde et al. [2011].

# 1.2.2 Mécanismes à l'origine de cette variabilité

Les processus responsables de la variabilité océanique physique et biogéochimique sont très controversés. Deux forçages principaux entrent en jeu :

- Le forçage local en vent qui conditionne l'upwelling, joue par conséquent un rôle majeur sur sa variabilité.
- La télé-connexion océanique avec la variabilité équatoriale via la propagation des ondes piégées à la côte (cf. section 1.2.2.1).

Toutefois, contrairement à la variabilité dynamique et thermodynamique, les mécanismes à l'origine de la variabilité des quantités biogéochimiques (oxygène, nitrate, phytoplancton et des flux biogéochimiques associés (principalement la production primaire)) restent mal évalués. En effet, à l'exception des mesures satellites, relativement peu de données sont disponibles dans le BUS. De plus, il existe peu de configuration interannuelle couplée physique-biogéochimique en raison des difficultés actuelles des modèles à représenter correctement la dynamique biogéochimique. De fait, cette partie sera traitée séparément.

### 1.2.2.1 Télé-connexion océanique à la variabilité équatoriale : un forçage à distance

Certaines études soulignent l'influence majeure du forçage à distance caractérisé par la propagation vers l'est d'ondes de Kelvin équatoriales, puis le long de la côte africaine sous la forme d'onde piégées à la côte [Florenchie et al., 2003, 2004; Lübbecke et al., 2010] pour le développement des événements intra-saisonniers et interannuels. Avant de présenter la réponse de l'océan Atlantique Sud-Est associée à ces propagations d'ondes, nous introduirons, dans un premier temps quelques aspects théoriques liés à leurs formations.

### Connexion à la variabilité équatoriale : un forçage à distance

Deux types d'ondes sont forcées à l'équateur : les ondes de Kelvin et les ondes de Rossby équatoriales. Si le vent et les marées constituent des forçages majeurs de la circulation océanique et du climat, ces ondes "*planétaires*" ont un rôle essentiel dans l'ajustement de l'océan équatorial au forçage par le vent. Forcées par les fluctuations des Alizés dans la partie ouest du bassin, les ondes de Kelvin traversent les océans d'ouest en est le long de l'équateur et les ondes de Rossby d'est en ouest. Les ondes de Kelvin équatoriales sont des ondes de gravité océaniques de grande longueur d'onde (plusieurs milliers de kilomètres). Elles se propagent le long de l'équateur qui agit ici comme un guide d'onde<sup>29</sup>. Ce sont des ondes dites non-dispersives, *i.e.* leur vitesse de phase est constante et ne dépend pas de la fréquence de l'onde. Ainsi, la relation de dispersion d'une onde de Kelvin équatoriale de pulsation w et de nombre d'onde k est : w = kc, où c représente la vitesse de phase de l'onde. La structure verticale et la vitesse de phase de ces ondes sont contrôlées par le profil vertical

<sup>&</sup>lt;sup>29</sup>L'annulation de la force de Coriolis fait de la région équatoriale un guide d'onde et permet aux ondes planétaires de se propager rapidement

de la stratification océanique.



Perturbation de vent sur la surface océanique de l'Atlantique tropicale

**Figure 1.21:** (a) Schéma de la réponse du niveau de la mer (cm) à la relaxation des Alizés dans l'océan Atlantique tropical (b) Propagation d'une onde de Kelvin de downwelling et d'une onde de Rossby d'upwelling le long du guide équatorial dans l'océan Atlantique. Les Figures (a et b) sont issues de Laing and Evans [2011] et de l'institut international de la recherche pour le climat et la société (IRI - International Reaserch Institute for Climate and Society), respectivement.

Dans un milieu stratifié, la structure verticale de l'océan peut être représentée par la somme de différents modes baroclines, qui résultent de l'oscillation des interfaces au contact de couches de différentes densités. A chaque mode barocline sont associés des ondes dont la vitesse de phase décroît avec la profondeur : la vitesse maximale des ondes de Kelvin équatoriale correspond au premier mode barocline, c'est-à-dire à l'oscillation de la thermocline. Dans l'océan Atlantique équatorial, cette vitesse se situe généralement entre 2.4 m.s<sup>-1</sup> et 3 m.s<sup>-1</sup> [Illig et al., 2004], ce qui est ~3 fois plus importante que la vitesse de phase des ondes de Rossby (~cm.s<sup>-1</sup>). Les vitesses des deux modes suivants se situent aux alentours de 1.4 m.s<sup>-1</sup> et 0.91 m.s<sup>-1</sup>, respectivement.

Dans l'océan Atlantique, les ondes de Kelvin sont générées à l'équateur dans la partie ouest du bassin par des variations (intensification ou relaxation) des Alizés et se caractérisent par des variations de l'intensité des courants zonaux et d'une déformation de la thermocline. En régime normal, les Alizés soufflent d'est en ouest. Un affaiblissement des Alizés dans la zone équatoriale crée une convergence locale des courants zonaux au niveau de l'équateur. Cette dernière, exerce une pression sur la surface de la mer agissant à la fois sur le niveau de la mer et sur la profondeur de la thermocline. Cette déformation donne lieu à la propagation vers l'est d'une onde de Kelvin dite de "*downwelling*" qui, tout au long de son parcours, surélève le niveau de la mer et approfondit progressivement la thermocline (**fig 1.21.a**). Cette onde est aussi associée à une augmentation de la température de surface, due à la réduction de l'upwelling équatorial. Conjointement, l'anomalie de vent génère une onde de Rossby d'*upwelling* qui se propage vers l'ouest (**fig 1.21.a**) jusqu'à la côte américaine où elle se réfléchit en

onde de Kelvin d'*upwelling* (le terme "*upwelling*" est associé à une baisse du niveau de la mer et une élévation de la thermocline, à l'inverse de l'effet de *downwelling* décrit ci-dessus; **fig 1.21.b**).

Dans le cas d'une intensification des Alizés, le mécanisme de formation des ondes équatoriales s'inverse: l'anomalies de vent va générer une onde de Kelvin d'upwelling et une onde de Rossby de downwelling.



**Figure 1.22:** Schéma représentatif des ondes de Kelvin équatoriales se propageant vers l'est (flèche noire). Lorsqu'elles atteignent le continent Africain, ces ondes forcent des ondes attrapées à la côte (flèches rouges) et des ondes de Rossby équatoriales et extra-tropicales (flèches bleues claires).

Lorsque les ondes de Kelvin équatoriales atteignent la côte ouest du continent africain, une part de l'énergie est réfléchie en onde de Rossby équatoriale (**fig 1.21.b et 1.22**); l'autre part se retrouve piégée à la côte et se propage le long des pentes continentales africaines vers le pôle de chaque hémisphère sous la forme d'ondes dites piégées à la côte ou "Coastal Trapped Waves - CTW" (**fig 1.22**) [Brink, 1982; Brink et al., 1983; Chapman, 1987; Enfield, 1987]. La théorie des ondes piégées à la côte a été formulée par Huthnance (1978) dans le cas d'un océan stratifié, en présence d'une pente continentale variable (monotone) et finie (par opposition à la théorie des ondes de Rossby topographique décrite par Rhines [1970]). La solution se décompose en somme de modes CTW, dont les caractéristiques, structures spatiales et vitesse de phase, sont imposées par la forme de la bathymétrie (talus, plateau) et la stratification océanique :

- En théorie, un milieu stratifié limité par une côte (mur) située à gauche (à droite) de l'onde favorise la propagation d'ondes de Kelvin côtières. Leur force de rappel est due à l'équilibre entre la force de Coriolis et le gradient de pression. Ces ondes se caractérisent par les mêmes propriétés de dispersion que les ondes de Kelvin équatoriales (non-dispersives). L'amplitude de ces ondes est maximale à la côte et diminue lorsque l'on s'en éloigne. Les ondes sont donc "piégées à la côte".
- Par ailleurs, la théorie montre également qu'en présence d'une pente topographique (c'est-à-

dire lorsque la profondeur de l'océan à la côte varie) se forment des ondes barotropes appelées ondes de plateau continental (continental shelf waves en anglais). Leur force de rappel est due à la conservation de la vorticité potentielle. Ces ondes se propagent dans la même direction que les ondes de Kelvin côtières et avec une vitesse de phase similaire mais elles sont dispersives.

Aux fréquences sub-inertuelles (w < f) et dans le cas où les effets de la topographie et de la stratification sont présents, les caractéristiques des ondes formées à la côte sont un mélange entre les ondes de plateau continental et les ondes de Kelvin côtières. Ces ondes sont appelées ondes hybrides [Gill and Clarke, 1974; Huthnance, 1978] ou plus communément ondes piégées à la côte (Coastal Trapped Waves; CTW). L'importance de la stratification et de la topographie sur la structure d'une CTW peut être évaluée en utilisant le nombre de Burger [Chapman and Malanotte-Rizzoli, 1989] qui mesure l'importance de la stratification relativement aux échelles du mouvement :

$$S = \frac{N^2 H^2}{f^2 L^2}$$
(1.18)

avec *N* la fréquence de Brunt-Väisälä, *H* la profondeur de l'océan et *L* la distance à la côte comprenant la pente et le plateau continental, *f* le paramètre de Coriolis,  $\Omega$  la vitesse angulaire de rotation de la Terre et  $\Phi$  la latitude.

- Pour S>>1, c'est-à-dire dans le cas d'une forte stratification (N grand) ou d'un plateau resserré (H/L grand), les ondes sont principalement affectées par la stratification et répondent de manière barocline.
- A l'inverse pour S<<1, c'est-à-dire dans une situation typique d'un plateau large (H/L petit) ou d'une faible stratification (N petit), les ondes sont contrôlées principalement par la topographie de fond et leur structure s'apparente à celle des ondes barotropes de plateau continental.

Pour illustrer ceci, la **figure 1.23** présente les structures spatiales (en pression et en courant parallèle à la côte) des trois premiers modes d'une CTW le long des côtes africaines à  $16^{\circ}$ S et  $27^{\circ}$ S, respectivement. La distribution spatiale de ces structures dépend fortement de la forme de la topographie et de la stratification moyenne à la côte. Le long des côtes de l'Angola, le plateau resserré (H/L grand; cf. equation 1.18) favorise des modes côtiers baroclines maximum aux niveau du talus continental. Contrairement, le long des côtes namibiennes, la stratification plus faible et le plateau plus large sont associés à une structure d'onde plus barotrope et associée à des vitesses théoriques de propagations supérieures. Les vitesses des ondes théoriques des modes 1, 2 et 3 ont été estimées à 2.95, 1.22 et 0.83 ( $16^{\circ}$ S) et 3.96, 1.60, 0.90 ( $27^{\circ}$ S), respectivement.

D'après la théorie linéaire des ondes, les CTW d'une période donnée peuvent exciter à leur passage et jusqu'à une latitude critique des ondes de Rossby extra-tropicales (**fig 1.22**) [Clarke and Shi, 1991]:

$$T_{CRn} = \frac{-4\pi R \tan \Phi}{c_n \cos \Theta} \tag{1.19}$$

où  $T_{CRn}$  est la période critique de l'onde du mode barocline n,  $\Phi$  représente la latitude critique, c la



**Figure 1.23:** Structures des ondes piégées à la côte (CTW) calculées grâce au modèle de Brink and Chapman [1987] à partir du profil local de topographie perpendiculaire à la côte et du profil vertical de la stratification moyenne (2000-2008) de la simulation océanique ROMS<sup>REF</sup> (cf. section 2.1.1 pour plus de détails à propos de cette configuration). Les couleurs illustrent les structures normalisées (sans unité) en pression (normées selon Brink [1989]) et les contours détaillent les structures associées en courant parallèle à la côte 16°S (a) et 27°S (b) pour les modes CTW 1, 2 et 3, respectivement. Les chiffres en bas à droite correspondent aux vitesses des ondes théoriques en m.s<sup>-1</sup>. Figure de S. Illig. Communication personnelle.

vitesse de phase du mode et  $\Theta$  l'angle entre l'orientation de la ligne de côte et la direction méridienne orientée vers le nord. On notera que, plus la fréquence et/ou le mode barocline sont élevés, plus la latitude critique est proche de l'équateur. Comme les ondes de Rossby forcées à l'équateur, les ondes de Rossby extra-tropicales se propagent vers l'ouest, transportant ainsi vers le large, les propriétés des masses d'eau côtières.

Comme les EKW, les CTW créent des perturbations du niveau de la mer, de la position de la thermocline, des courants côtiers et la dynamique des écosystèmes [Echevin et al., 2014]. L'impact de ces ondes sur l'océan est illustré sur la **figure 1.24** dans le cas d'une onde piégée à la côte se propageant le long de la côte sud-ouest africaine. Ces ondes subissent une importante modulation saisonnière, caractérisée par une saison d'upwelling en automne/hiver austral et une saison de downwelling en printemps/été austral qui coïncident avec l'intensification et l'affaiblissement saisonnier des Alizés le long de l'équateur [França et al., 2003; Han et al., 2008; Illig et al., 2004; Katz, 1997; Rouault et al., 2007; Schouten et al., 2005]. Elles se propagent vers le pôle sud jusqu'à la latitude maximale de 20°S où leur amplitude est fortement réduite, probablement à cause de la dynamique de l'upwelling locale [Schouten et al., 2005].



**Figure 1.24:** Schéma des impacts sur la dynamique et la thermodynamique du passage d'une onde piégée à la côte de downwelling (a) et d'upwelling (b). Une onde de downwelling est associée à une anomalie positive du niveau de la mer (SLA pour Sea Level Anomaly), un approfondissement de la thermocline (trait en pointillé), une anomalie positive de la température (couleur rouge), une augmentation des courants le long de la côte dirigés vers le pôle sud, et une réduction de l'upwelling. Ces anomalies s'inversent dans le cas d'une onde d'upwelling.

Par ailleurs, si les ondes de Kelvin équatoriales peuvent générer des CTW, d'autres mécanismes ont également été mis en évidence [Hormazabal et al., 2002] pour expliquer la propagation de ces ondes. En particulier, des fluctuations fortes de vent peuvent générer localement des ondes de Kelvin dans le golfe de Guinée et/ou des CTW le long de la côte africaine qui se propageront ensuite vers le pôle sud.

# Observations d'ondes piégées le long de la côte sud-ouest africaine

Aux échelles intra-saisonnières (période de 25 à 95 jours), Polo et al. [2008] identifient des propagations continues et récurrentes d'ondes de Kelvin de downwelling et d'upwelling (anomalies de la hauteur de la surface de la mer -SSH (Sea Surface Height) - de  $\pm 1$  cm) qui se transmettent le long de la côte sous la forme de CTW (anomalies de la SSH de  $\pm 2$  cm) jusqu'à une latitude maximale de ~12-15°S. Au-delà, le signal côtier des ondes est dissipé et disparaît. Deux hypothèses sont proposées pour expliquer cette dissipation :

1) la remontée des isopycnes associée à la dynamique de l'upwelling.

2) la résolution des données satellites ( $\sim 0.4^{\circ}$ ) et en particulier le manque de données à la côte ne permettant pas une détection précise des CTW plus au sud.

Le long de l'équateur et de la côte sud-ouest africaine les ondes se propagent avec une vitesse de phase de 1.5 à 2 m.s<sup>-1</sup>, ce qui est cohérent avec les vitesses de phase du premier et du deuxième mode barocline des ondes de Kelvin estimées par Illig et al. [2004]; Schouten et al. [2005]. A ces fréquences, les ondes de downwelling se propagent préférentiellement au printemps austral (septembre - décembre) et les ondes d'upwelling en été australe, de novembre à janvier (**fig 1.25**). Ces résultats ont été obtenus aussi bien à partir des données altimétriques de SSH qu'à partir d'un modèle océanique.



**Figure 1.25:** Figure issue de la publication de Polo et al. [2008]. Climatologie des anomalies de la hauteur de la mer (Sea Surface Height -SSH- en cm) des données altimétriques (couleur) et du modèle (contour; intervalle tous les 0.5 cm; le zéro a été supprimé) le long de l'équateur (à gauche) et le long de la côte sud-ouest africaine (à droite). Les flèches en pointillés correspondent à des vitesses de propagation de 1.8 m.s<sup>-1</sup> (blanches et noires) et 1.6 m.s<sup>-1</sup> (grises).

Des propagations similaires de trains d'ondes piégées à la côte existent aussi aux échelles interannuelles (~18 mois) [Florenchie et al., 2003, 2004; Grodsky et al., 2006; Huang and Hu, 2007; Lübbecke et al., 2010; Rouault et al., 2007] (**fig 1.26** et **fig 1.27**). Ces ondes, forcées à l'équateur par des variations interannuelles de l'intensité des Alizés [Lübbecke et al., 2010; Richter et al., 2010; Sterl and Hazeleger, 2003; Venegas et al., 1997], se propagent le long de la côte sud-ouest africaine jusque dans la zone ABA (Angola/Benguela Area; cf. section 1.2) formant ainsi les Benguela Niños/Niñas [Florenchie et al., 2003, 2004; Rouault et al., 2007]. Rouault et al. [2007] ont étudié en particulier l'événement Benguela Niño qui a eu lieu au cours de l'été 2001 (de février à mai). En se basant sur des données satellites de SST et un modèle linéaire, ils montrent très clairement la progression des anomalies de SST depuis le bord ouest du bassin Atlantique tropical jusqu'au continent africain et enfin le long de la côte sud-ouest africaine (**fig 1.26**). Ces anomalies sont parfaitement corrélées avec les anomalies de vent dans la partie ouest du bassin Atlantique.

Si de nombreuses études sont basées sur les données satellites pour suivre les propagations de ces ondes en surface, Florenchie et al. [2004] ont montré que la signature thermodynamique associée aux CTW est particulièrement forte au niveau de la thermocline, où le gradient en température est maximum (**fig 1.27**). Par conséquent, les propagations seront plus ou moins visibles en surface en fonction de plusieurs facteurs comme l'intensité de l'onde, la position de la thermocline et/ou les conditions atmosphériques locales [Florenchie et al., 2004].



**Figure 1.26:** (a) Carte de la concentration en chlorophylle de surface dans l'océan Atlantique Sud-Est (données SeaWiFS). Les flèches rouges illustrent la propagation d'une onde de Kelvin Équatoriale (EKW) le long de l'équateur et d'une onde piégée à la côte (CTW) le long de la côte africaine vers le pôle sud. (b) Diagramme longitude/temps moyenné à l'équateur (panel de gauche) et latitude/temps moyenné sur les premiers points à la côte (panel de droite) des anomalies interannuelles de la température vues par le satellite TMI. On notera en particulier l'événement Benguela Niño de 2001 associé à une anomalie positive en température continu le long de l'équateur et de la côte africaine causée par la propagation des EKW puis CTW, respectivement. (c) Illustration de l'événement Benguela Niño de 2001 à partir de plusieurs cartes de la température de surface (données satellites TMI) du 2 février 2001 au 12 mai 2001.



**Figure 1.27:** Section verticale des anomalies de la température au cours de l'événement chaud de mars 1995 (a) et froid de mars 1997 (b) le long de la côte sud-ouest africaine de l'équateur à 20°S simulées par un modèle océanique. L'unité est en °C. Figure issue de Florenchie et al. [2004].

## 1.2.2.2 Forçage local en vent

D'autres travaux suggèrent un mécanisme différent pour le développement des événements subsaisonniers et interannuels. En effet, une partie significative de la variabilité océanique côtière de l'océan Atlantique Sud-Est est expliquée par des variations locales du vent et des flux de chaleur. Les modes de variabilité associés à ce forçage diffèrent selon la région et la fréquence de variabilité.

Plusieurs études se sont intéressées aux variations sub-saisonnières (de 2 à 90 jours) du forçage liées au vent et son impact sur la variabilité de la SST. Le long des côtes de la Namibie et de l'Angola, les vents côtiers subissent de fortes variations journalières et/ou diurnes. Ils sont plus forts pendant l'après-midi et la soirée lorsque les flux d'air au-dessus de l'océan sont accélérés par les gradients thermiques entre le littoral froid et l'intérieur du continent chaud. L'anticyclone du Botswana, situé au-dessus du continent africain, ne joue pas un rôle majeur sur le climat de la région. Cependant, chaque année, pendant de courtes périodes et particulièrement en hiver, il génère des différences de pression journalières entre l'intérieur du continent et la côte. De forts vents d'est, secs et chauds, également connus sous le nom de Berg winds<sup>30</sup> se développent et apportent de fortes chaleurs ainsi qu'une grande quantité de sable vers la côte et l'océan Atlantique. A cette saison, l'effet des cyclones peut être important notamment sur des échelles de temps de quelques heures à quelques jours [Nelson and Hutchings, 1983]. La variabilité du forçage local du vent dans l'upwelling du Benguela a été



**Figure 1.28:** Cartes composites des anomalies intra-saisonnières (30-90 jours) de la SST (couleur; °C), de la tension de vent (flèches; dyn.cm<sup>-2</sup>), et de l'amplitude du vent (contours, dyn.cm<sup>-2</sup>) 20 jours avant (a), au pic de l'événement (f) et 20 jours après (j). Figures issues de Goubanova et al. [2013].

<sup>&</sup>lt;sup>30</sup>dénomination anglaise

analysée par Risien et al. [2004] à partir de 16 mois de données satellites de vent QuikSCAT<sup>31</sup> de 1999-2000. Ils montrent que la variabilité du vent s'étend sur des fréquences allant de 4 à 64 jours pour lesquelles l'intensité dépend de la latitude. Dans la région nord de l'upwelling (au dessus de  $23.5^{\circ}$ S), le pic d'énergie de vent se produit au cours de l'hiver austral entre 4 et 16 jours et est associé à de l'activité de convection au dessus des bassins du Congo et ouest africain. Par ailleurs, le Benguela Sud (au sud de 24°S) se caractérise par des pics d'énergie dans deux bandes de fréquences: 4/12 jours et 25/50 jours. Risien et al. [2004] suggèrent que la variabilité des vents de très hautes fréquences est modulée par le passage de cyclones extra-tropicaux et par de l'activité méso-échelle de dépression côtière en hiver et été australes, respectivement. Les variations basses fréquences du vent seraient liées à des propagations quasi-périodiques vers l'est d'événements de vents formés en Amérique Sud-Est. Plus récemment, Goubanova et al. [2013] ont tenté d'établir la phénoménologie de la variabilité sub-saisonnière (~1-90 jours) de la SST dans l'upwelling du Benguela en considérant tous les processus qui pouvaient affecter cette variabilité (vents locaux, stratification, CTW). A partir des données satellites de la SST (données TMI) de l'océan et des vents (données QuikSCAT) ils montrent que les anomalies sub-saisonnières de la SST (chaudes et froides; respectivement positives et négatives) se propagent de la côte au large et sont cohérentes avec les fluctuations de la tension de vent le long de la côte sud-ouest africaine (fig 1.28).



**Figure 1.29:** Cartes composites (construites à partir de l'index en SST dans la région ABA) des anomalies de SST simulées (couleur; K; les zones de terre indiquent la température du sol), de la tension de vent à l'interface océan-atmosphère (flèches;  $N.m^{-2} \times 100$ ) et de la pression au niveau de la mer ou SLP (Sea Level Presure; contours; intervalle tous les 0.25 hPa). Seuls les événements avec un écart type supérieur à 2 ont été sélectionnés dans le calcul de la composite. Les contours en pointillé indiquent les valeurs négatives. Figures issues de Richter et al. [2010].

Goubanova et al. [2013] identifient les conditions atmosphériques de grande échelle qui jouent un

<sup>&</sup>lt;sup>31</sup>Quik Scatterometer



**Figure 1.30:** Section temps-latitude (a) de la SST AVHRR (couleur; K) et du niveau de la mer (produit AVISO; contours; cm; intervalle tous les 2 cm) le long de l'équateur, et (b) le long de la côte sud-ouest africaine pour les années 1994 et 1995.

rôle important sur la variabilité sub-saisonnière du vent local. Deux régimes de variabilité sont isolés. D'une part, des propagations vers l'est de perturbations atmosphériques (nombre d'onde de 4) venant des hautes latitudes sont identifiées dans l'upwelling du Benguela (non montré). D'autre part, la variabilité intra-saisonnière dans la partie centrale de l'upwelling du Benguela est modulée par la composante intra-saisonnière de l'Oscillation Antarctique ou AAO<sup>32</sup> [Pohl and Fauchereau, 2012; Rogers and van Loon, 1982], également appelée le mode annuel Sud (Southern Annular Mode) ou mode des hautes latitudes (High Latitude Mode).

Goubanova et al. [2013] ont cherché à montrer la cohérence entre le forçage équatorial sub-saisonnier et les anomalies de SST dans l'upwelling du Benguela mais n'ont pas pu montrer que ces ondes interviennent dans la génération des événements en température dans l'upwelling. Par ailleurs, ils soulignent que leur étude est limitée par les données à leur disposition. Le manque de données à la côte ne permet pas une détection précise des CTW. En effet, l'énergie associée aux ondes côtières est maximum sur les 50 premiers kilomètres à la côte (**fig 1.23**). Or, les données satellites sont inutilisables sur les  $\sim$ 30 premiers kilomètres à la côte (cf. annexe A.5).

Aux échelles interannuelles, Richter et al. [2010] montrent à partir d'observations et de simulations couplées océan-atmosphère le rôle crucial des vents le long de la côte dans la génération des Benguela Niños. Les anomalies de vents sont générées par un affaiblissement à l'échelle du bassin de l'anticyclone de l'Atlantique Sud, quelques mois avant le pic d'anomalie de la SST. Les interactions océanatmosphère peuvent aussi augmenter l'impact du vent (**fig 1.29**). En se basant sur l'utilisation de données satellites de la SST et de la SSH sélectionnées pour l'événement Benguela Niño de 1995, ils ne

<sup>&</sup>lt;sup>32</sup>de l'anglais AntArctic Oscillation

# 1.2. Description des événements extrêmes générés dans le système d'upwelling du Benguela 49

trouvent aucune preuve significative de l'influence des propagations d'onde de Kelvin sur la génération de ces événements. En particulier, les anomalies interannuelles de la SSH observées apparaissent stationnaires au lieu d'être propagatives (**fig 1.30**). Les résultats obtenus par Richter et al. [2010] sont cohérents avec ceux de Trzaska et al. [2007] et suggèrent que la variation interannuelle de la SST est modulée principalement par des fluctuations à l'échelle du bassin de l'intensité de l'anti-cyclone de l'Atlantique Sud. Les causes des variations interannuelles de cet anti-cyclone pourraient être liées aux conditions climatiques au niveau des continents adjacents [Richter et al., 2008; Seager et al., 2003] ainsi qu'à la position de l'ITCZ et à l'influence des océans Pacifique et Indien.

# 1.2.2.3 Les variations associées à l'oxygène et la chlorophylle

La formation d'événements hypoxiques ou ventilés le long du plateau nord namibien résulte de l'interaction de plusieurs processus complexes [Hutchings et al., 2009; Monteiro and van der Plas, 2006] : (1) l'apport vers le sud des eaux tropicales et hypoxiques du Dôme d'Angola, (2) la remontée le long du plateau de ces masses d'eau au niveau de la cellule d'upwelling de Cape Frio, (3) les processus biogéochimiques locaux au niveau du plateau, (4) l'apport vers le nord des eaux relativement oxygénées du Cape Basin par le courant du Benguela, (5) la remontée le long du plateau de ces eaux au niveau de Lüderitz et (6) les conditions de stratification au niveau du plateau. Ces processus sont résumés sur la **figure 1.31**.



**Figure 1.31:** Vue schématique des facteurs influençant le développement des événements anoxiques (a) ou enrichis en oxygène (b) le long des côtes angolaise et/ou namibienne. Les flèches bleues représentent les intrusions d'eaux chaudes, appauvries en oxygène, qui s'écoulent le long du plateau vers le pôle sud. Ces masses d'eaux sont advectées en surface au niveau de la cellule d'upwelling de Cape Frio. Les flèches blanches représentent le transport vers le nord, le long du plateau, des eaux oxygénées du Cape Basin. Ces eaux sont remontées à la surface, au niveau de la cellule de Lüderitz. Les processus intenses de reminéralisation de la matière organique ainsi que les conditions de stratification des eaux côtières jouent également un rôle important sur l'intensité et la position des événements extrêmes. Figure issue de Monteiro and van der Plas [2006].

Au cours d'un événement Benguela Niño, le transport plus important d'eaux chaudes tropicales dans

la couche de surface a pour effet d'augmenter le gradient de pression barocline et de renforcer le flux d'eau hypoxiques du Dôme d'Angola vers le pôle, le long du plateau namibien. Ce mécanisme entraîne le développement de condition anoxique en surface et en sub-surface. Ces faibles concentrations en oxygène sont compensées par les apports d'eau riche en oxygène au niveau de la cellule d'upwelling de Lüderitz. Si toutefois, la tension de vent à Lüderitz s'affaiblit, au cours d'un événement Benguela Niño, le système peut entrer dans une longue période de forte anoxie menant ainsi à une augmentation de la mortalité des espèces marines. Par opposition, au cours d'un événement Benguela Niña, la forte amplitude de la tension du vent au niveau de Lüderitz et le transport des eaux oxygénées du Cape Basin vers l'équateur dominent les conditions en oxygène le long du plateau namibien. Ces conditions favorisent généralement le développement des écosystèmes dans le BUS.

Cependant, deux nouvelles études ont mis en évidence la réponse opposée des anomalies interannuelles des concentrations en oxygène entre les Benguela Nord (plateau angolais et namibien) et Sud (au-delà de 26°S) au cours des événements Benguela Niños. Ces différences imposent une réévaluation des forçages dominants entre ces deux régions [Monteiro et al., 2011, 2008]. Le long des côtes de l'Angola et de la Namibie, la variabilité interannuelle de l'oxygène est principalement dépendante des conditions à la frontières nord, c'est-à-dire de l'intrusion des eaux chaudes et hypoxiques tropicales vers le pôle sud alors que dans le Benguela Sud (au-delà de 26°S) elle est principalement influencée par les conditions en vent au niveau de la cellule de Lüderitz. Autrement dit, au cours d'un événement Benguela Niño, les apports d'eaux chaudes tropicales génèrent une amplification de la stratification, un approfondissement de la position de la thermocline et par conséquent la ventilation des masses d'eau au niveau du plateau par les eaux tropicales de surface. Au-delà de 26°S, la diminution du vent local au-dessus de la cellule de Luderïtz limite les intrusions des masses d'eau oxygénée depuis Cape Bassin vers le nord ainsi que les flux au niveau de la cellule de Lüderitz. Dans ces conditions, les eaux angolaises dans la partie nord du Benguela deviennent plus oxygénées alors qu'au sud, les niveaux d'anoxie s'intensifient [Monteiro et al., 2008].

La concentration en chlorophylle-a se caractérise également par une forte variabilité interannuelle [Demarcq et al., 2007]. De façon similaire à l'oxygène, Demarcq et al. [2007] montrent que cette variabilité présente une structure dipolaire. En effet, entre 16°S et 25°S, la variabilité interannuelle de la chlorophylle est élevée avec des valeurs maximales au cours de l'hiver austral, alors qu'entre 26°S et 32°S, la variabilité interannuelle des concentrations en chlorophylle est plus faible et est maximale en été austral. Les mécanismes associés à ces variations interannuelles n'ont pas été clairement identifiés. Demarcq et al. [2007] suggèrent par ailleurs le rôle des variations interannuelles de la tension du vent dans la mise en place de cette structure dipolaire.

# 1.3 Motivations, objectifs et méthodologie

Comprendre la variabilité du système d'upwelling de Benguela dans l'Océan Atlantique Sud constitue une thématique de recherche pertinente et prioritaire, déjà intégrée dans plusieurs programmes de recherche internationaux : l'IOC-UNESCO via le network GO2NE (Global Ocean Oxygen Network), CLIVAR<sup>33</sup>/SOLAS/IMBER sur la thématique *Extreme events in Eastern Boundary Upwelling Systems*<sup>34</sup> et le nouveau Knowledge Action Network Oceans du programme global Future Earth. Comme nous l'avons vu tout au long de cette introduction, l'upwelling du Benguela est une zone clé de l'océan. Elle constitue une sécurité alimentaire et économique pour les pays limitrophes et jouent un rôle fondamental pour l'écologie et le climat. Toutefois, elle est d'une grande fragilité : l'upwelling est affecté par une variabilité naturelle qui a de fortes répercussions globales (modification du climat et émission de gaz à effet de serre) et locales (événements anormaux intenses et émissions de gaz toxiques) sur son fonctionnement. Dans le contexte climatique actuel, il devient impératif de comprendre son fonctionnement et les causes responsables de sa variabilité. Ces avancées seraient déterminantes pour la gestion et le suivi des pêches régionales [Binet et al., 2001; Gammelsrød et al., 1998] et du climat de l'Afrique de l'Ouest et du Sud [Rouault et al., 2003].

### **Motivations**

De nombreuses études scientifiques ont cherché à comprendre la variabilité du climat régional de l'upwelling du Benguela aux échelles sub-saisonnières à interannuelles, motivées par l'ampleur des répercussions écologiques et économiques issues de ces variations [Florenchie et al., 2003, 2004; Lübbecke et al., 2010; Polo et al., 2008; Richter et al., 2010; Rouault et al., 2007; Shannon and Pillar, 1986]. Cependant, notre analyse bibliographique montre très clairement des résultats contrastés et des divergences de points de vue quant à l'importance du forçage local (fluctuations de vent et de flux de chaleur le long des côtes africaines) par rapport au forçage à distance (propagations d'ondes piégées à la côte forcées par les ondes de Kelvin équatoriales) sur la génération des événements extrêmes dans le système d'upwelling du Benguela. De plus, si la variabilité des propriétés physiques de l'océan est relativement bien documentée, ce n'est pas le cas de la variabilité des propriétés biogéochimiques. En effet, à l'heure actuelle, le manque de données sur les champs biogéochimique tels que l'oxygène, les nitrates et la PP ne permettent pas d'évaluer précisément l'ampleur et la fréquence de ces événements ni les processus qui conduisent à leurs formations.

Où et comment sont générés ces événements hautes fréquences et basses fréquences (Benguela Niños, LOW, émissions de gaz à effet de serre et toxique) sont des questions dont les réponses peuvent avoir de fortes implications pour leurs prévisions. La prévision et l'anticipation nécessitent que les processus et les causes qui conduisent aux événements et à leurs variabilités soient bien analysés et compris. Si les processus dominants sont ceux associés à la télé-connexion océanique avec la variabilité équatoriale, cela sous-entend que la mise en place du système d'observation complet dans la

<sup>&</sup>lt;sup>33</sup>Climate and Ocean - Variability, Predictability, and Change

<sup>&</sup>lt;sup>34</sup>Événements extrêmes dans les Systèmes d'Upwelling de Bord-Est

région de l'Atlantique équatoriale comme PIRATA<sup>35</sup> [Bourles et al., 2008; Servain et al., 1998] et sa possible future extension au système du Benguela (soutenu par le programme BCLME<sup>36</sup>) permettrait de fournir des informations précieuses pour la surveillance de tels événements. Par ailleurs, si ces événements sont forcés par des anomalies de vent local, la surveillance et la prévision doivent se concentrer sur l'analyse des conditions atmosphériques et océaniques le long de la côte africaine et les connexions avec les autres bassins océaniques et/ou les grands indices climatiques. La modification de la dynamique physique (variabilité des courants, de l'intensité de l'upwelling à la côte) et biogéochimique (l'apport des nutriments en surface, variation des concentrations en oxygène dissous et de l'extension de l'OMZ) associée aux événements interannuels extrêmes peuvent avoir un effet considérable sur le développement des écosystèmes. En particulier du fait de leur possible association avec les émissions de gaz à effet de serre et toxique.

Une meilleure compréhension de la dynamique régionale, des forçages et des mécanismes associés à la variabilité de l'upwelling du Benguela devrait également permettre d'améliorer les simulations globales actuelles. Les modèles globaux climatiques (couplés océan-atmosphère) ont de grandes difficultés à représenter les systèmes d'upwelling de Bord-Est [Richter, 2015]. En effet, pratiquement toutes les simulations climatiques globales couplées souffrent d'un même défaut : les zones d'upwelling équatoriaux et côtiers, à l'est des bassins Atlantique et Pacifique, sont largement trop chaudes avec des biais qui peuvent dépasser les 4° (**fig 1.32**). Ces biais sont causés par plusieurs



# Biais en température de surface dans les modèles CMIP5

**Figure 1.32:** Différence entre la SST moyenne annuelle (°C) estimée à partir d'un ensemble de 39 modèles CMIP5 et les observations (données Reynolds; [Reynolds et al., 2007]). La moyenne annuelle a été calculée sur la période de 1982 à 2005. Figure de K. Goubanova. Communication personnelle.

<sup>&</sup>lt;sup>35</sup>Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic

<sup>&</sup>lt;sup>36</sup>Benguela Current Large Marine Environment

facteurs, notamment :

1) des vents favorables à l'upwelling trop faibles qui réduisent l'intensité des upwelling côtiers

2) la mauvaise représentation des nuages (Stratocumulus) dans les modèle atmosphérique qui conduisent à une surestimation du flux de chaleur solaire

3) de la sous-estimation de l'activité méso-échelle océanique et donc du transport des eaux froides vers le large en raison de la résolution spatiale trop faible (> $0.5^{\circ}$ ) de ces modèles globaux.

Ces fortes erreurs en température conduisent à une mauvaise représentation et localisation des systèmes pluvieux, et en particulier de la mousson africaine [Wahl et al., 2011]. Ce problème est un frein évident à la fiabilité des scénarios de changement climatique du GIEC.

### Objectifs et méthodologie

Un des objectifs principaux de cette thèse consiste à clarifier le rôle du forçage équatorial (propagation des EKW et CTW) et du forçage local (variation des vents locaux et des flux de chaleur) sur la variabilité côtière physique et biogéochimique dans le système d'upwelling du Benguela, des échelles sub-saisonnières à interannuelles. Nous tacherons en particulier d'expliciter les mécanismes et processus associés à la propagation des ondes côtières et d'évaluer jusqu'à quelle latitude, au sud, elles peuvent se propager.

Une des difficultés majeures rencontrées pour l'étude des ondes côtières provient de la disponibilité et de la couverture spatiale et temporelle des données satellites et in situ. En effet, peu d'observations in situ sont disponibles dans la région de l'upwelling et dans la bande équatoriale, en particulier sur une période temporelle suffisante pour étudier la variabilité interannuelle. Cela est d'autant plus vrai pour les champs biogéochimiques tels que l'oxygène, les nitrates, la production primaire et les concentrations en gaz. L'observation par satellite permet maintenant d'obtenir divers paramètres physiques et biologiques (température, anomalies de surface de la mer et concentration en chlorophylle) aux échelles régionales à différentes résolutions temporelles qui ne sont pas accessibles par d'autres méthodes de mesures. Cependant, ces données ne fournissent qu'une information de surface et ne sont pas utilisables sur une bande de 30 à 50 kilomètres à la côte. Cette limitation est très contraignante pour l'étude des phénomènes propagatifs piégés à la côte. Il nous est donc apparu qu'une des solutions pour palier à ces difficultés pouvait venir de la simulation numérique avec un modèle régional océanique couplé physique-biogéochimie. Une configuration interannuelle, étendue à tout le bassin Atlantique Sud-Est nous permettra d'analyser l'importance de la connexion équatoriale (avec la propagation de EKW et CTW) par rapport au forçage local (vent et flux de chaleur) sur les événements sub-saisonniers et interannuels.

Il est entendu qu'une représentation correcte de la dynamique océanique est une condition nécessaire à toute modélisation biogéochimique de l'océan. C'est pourquoi nous avons décidé de décomposer cette thèse en deux chantiers distincts: (1) un chantier "dynamique" qui, par le biais de simulations numériques, s'attachera à quantifier l'importance de chaque forçage sur la dynamique physique côtière (température, courants, niveau de la mer, densité). Il s'agira de :

• Quantifier la contribution équatoriale par rapport la contribution locale sur la variabilité physique de l'upwelling du Benguela, aux échelles sub-saisonnières et interannuelles.

- Déterminer la latitude maximale jusqu'à laquelle les CTW peuvent se propager.
- Évaluer les processus responsables des événements Benguela Niños.

(2) Un chantier "biogéochimique" dans lequel nous nous baserons sur les simulations physiques validées afin de développer une configuration couplée physique-biogéochimique réaliste. L'objectif principal de ce chapitre sera de documenter la variabilité des propriétés biogéochimiques (concentrations en oxygène, en nutriments, en chlorophylle, PP et N<sub>2</sub>O) mais également d'identifier les mécanismes responsables des événements biogéochimiques extrêmes dans le BUS. Dans ce chapitre nous répondrons aux questions suivantes :

- Dans quelle mesure les fluctuations des propriétés biogéochimiques des masses d'eaux (en particulier les concentrations en oxygène et des nitrates) dans l'upwelling du Benguela sont contrôlées par les forçages physiques ? On évaluera aussi les rôles relatifs du forçage à distance (EKW et CTW) et du forçage local (vent et flux de chaleur) sur la variabilité aux échelles sub-saisonnières et interannuelles.
- Évaluer les processus responsables de la variabilité en oxygène et en nitrates.
- Quels sont les impacts de cette variabilité sur les écosystèmes (production primaire et chlorophylle)?
- Quels sont les impacts de cette variabilité sur la production de N<sub>2</sub>O ?

Nous présenterons en fin de document les conclusions et les perspectives de cette thèse.

# 2

# VARIABILITÉ PHYSIQUE DE L'OCÉAN Atlantique Sud-Est : rôles des forçages à distance et local

Ce second chapitre présente et quantifie l'impact du forçage local et à distance sur la variabilité océanique physique de l'océan Atlantique Sud Est.

# Sommaire

2.1	Modélisation régionale de l'Océan Atlantique Sud-Est		
	2.1.1	Configuration physique de l'océan Atlantique Sud-Est 57	
	2.1.2	Le bilan de chaleur	
	2.1.3	Performance de la configuration de référence ROMS <sup>REF</sup> 63	
	2.1.4	Expériences de sensibilité	
2.2	Résultats: Variabilité physique interannuelle et sub-saisonnière dans l'océan At-		
	lantique Sud-Est : forçage local versus forçage à distance		
	2.2.1	Article	
2.3	Synth	èse	

# 56 2. Variabilité physique de l'océan Atlantique Sud-Est : rôles des forçages à distance et local

Nous avons vu dans le chapitre précédent que la côte sud-ouest africaine est régulièrement affectée par des fluctuations anormales de la température de surface de la mer (SST) des échelles subsaisonnières à interannuelles (ex : Benguela Niños/Niñas). La génération de ces événements résulte principalement des variations du forçage local (tension de vent et flux de chaleur) et de la propagation le long de la côte sud-ouest africaine d'ondes piégées à la côte (CTW) forcées à l'équateur, par la propagation d'ondes de Kelvin équatoriales (EKW). L'objectif de ce chapitre est de répondre aux questions suivantes :

- 1. Quelles sont les caractéristiques spatio-temporelles du forçage équatorial et local dans l'océan Atlantique Sud-Est?
- 2. Quels sont les mécanismes qui dominent la variabilité sub-saisonnière et interannuelle le long de la côte sud-ouest africaine dans l'océan Atlantique Sud-Est ?
- 3. Quelle est la part de la variabilité interannuelle expliquée par le forçage équatorial et le forçage local?
- 4. Est-ce que le forçage équatorial peut influencer la variabilité dans l'upwelling du Benguela et jusqu'à quelles latitudes (en direction du pôle Sud) les ondes piégées à la côte peuvent être détectées?
- 5. Quels sont les processus océaniques associés à la variabilité interannuelle côtière?

Cette partie de mon travail de thèse a été publiée dans *Journal of Geophysical Research* en Décembre 2015 : M-L Bachélery, S. Illig et Isabelle Dadou. Interannual Variability in the South-East Atlantic Ocean, focusing on the Benguela Upwelling System : Remote versus local forcing. J. Geophys. Res. Ocean, 120, doi : 10.1002/2015JC011168.

Avant de présenter les résultats contenus dans la version publiée de cet article, nous allons dans un premier temps détailler et justifier les caractéristiques de la simulation physique océanique mise en place et sa validation. Enfin, nous présenterons les différentes expériences de sensibilité développées pour étudier l'influence du forçage à distance et du forçage local sur la dynamique océanique physique de l'Atlantique Sud-Est.

# 2.1 Modélisation régionale de l'Océan Atlantique Sud-Est

Au cours des dernières années, les modèles régionaux à hautes résolutions ont été intensivement utilisés dans les systèmes d'upwelling de Bord-Est. En effet, la modélisation s'est avéré être un outil très efficace pour étudier la dynamique des EBUS, notamment à partir du modèle numérique hydrodynamique ROMS<sup>1</sup> [Shchepetkin and McWilliams, 2005], particulièrement adapté à la modélisation dans les régions côtières grâce à ces coordonnées verticales qui épousent les variations spatiales de topographie ( $\sigma$ ; voir ci-dessous; cf. annexe A.5). Une configuration récente de l'upwelling de Benguela

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Regional Oceanique Modelling System

(SAfE<sup>2</sup>) a été développée par Penven et al. [2006] et Veitch et al. [2009] pour étudier les principales caractéristiques, la circulation à grande échelle et la structure de l'upwelling du Benguela. Cette configuration dynamique constitue la configuration de référence pour la modélisation régionale du BUS. Elle a d'ailleurs été reprise par Gutknecht et al. [2013] pour le développement du modèle biogéochimique BioEBUS (modèle utilisé dans cette thèse pour la simulation couplée physique-biogéochimie; cf. chapitre 3). Cependant, dans le cadre de notre étude, le domaine modélisé de SAfE est à la fois trop large, car il englobe à la fois l'océan Atlantique Sud-Est et l'océan Indien, et trop petit car il ne s'étend au nord que jusqu'à la frontière de l'Angola. Cette limite nord ne nous permet pas d'analyser correctement l'influence du forcage à distance sur le BUS. Pour décrire cette variabilité côtière dans le BUS et isoler le rôle et la contribution du forçage équatorial sur la génération des événements sub-saisonniers et/ou interannuels, nous avons choisi de développer un ensemble de simulations numériques interannuelles à partir du modèle ROMS. Ces simulations ont été effectuées pour un domaine qui couvre tout l'Atlantique Sud-Est, de l'équateur au BUS afin de modéliser à la fois l'upwelling du Benguela et la dynamique équatoriale. L'ensemble des simulations se compose d'une simulation réaliste et de plusieurs expériences complémentaires de sensibilité au forçage à évaluer : local et équatorial. Cette approche s'inspire d'études antérieures [Belmadani et al., 2012; Echevin et al., 2014; Illig et al., 2014] réalisées sur le système d'upwelling du Peru/Chili (Humboldt) et permet d'isoler la contribution de chacun des forçages. Elle a dû néanmoins être transposée aux spécificités de notre étude. Une description détaillée des équations du modèle ROMS, et des données utilisées pour forcer et valider le modèle est proposée en annexe A.2 et A.5 de cette thèse. Dans cette section, nous nous attachons à justifier les caractéristiques et les performances de notre configuration, ainsi que les spécificités des différentes simulations de sensibilité.

# 2.1.1 Configuration physique de l'océan Atlantique Sud-Est

Le modèle océanique ROMS est un modèle numérique régional *open source*, c'est-à-dire ouvert à la communauté internationale et disponible pour les utilisateurs qui souhaitent réaliser des travaux de modélisation océanographique régionale. Les simulations présentées dans cette thèse ont été effectuées avec la version ROMS-AGRIF (Adaptive Grid Refinement in Fortran; Debreu et al. [2008]) développée par l'Institut de Recherche et Développement (IRD) français. Cette version AGRIF permet de modéliser plusieurs domaines de résolutions horizontales différentes imbriqués les uns dans les autres. Cette version est également accompagnée de routines et toolbox développées sous Matlab et appelés "*Roms\_tools*" ([Penven et al., 2008]). Cet ensemble permet un pré- et post-traitement des données et des fichiers d'entrées/sorties du modèle. Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé ces "*Roms\_tools*" et contribué à leur développement afin de créer les différents fichiers nécessaires aux lancements de nos simulations (conditions initiales, conditions aux frontières et de surfaces). La version de ROMS-AGRIF utilisée dans mes travaux de thèse est la version AGRIF 3.1.1, disponible sur le site internet *http://www.romsagrif.org*. Comme beaucoup de modèles hydrodynamiques de l'océan, ROMS est basé sur la résolution des équations dites "primitives" hydrostatiques avec une

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>South African Experiment

surface libre. Une présentation synthétique des hypothèses (hydrostatiques, d'incompressibilité et de Boussinesq), des équations primitives, des conditions aux frontières et à l'interface océan-atmosphère ainsi que de certaines paramétrisations du modèle ROMS est donnée en annexe A.2.

La configuration physique de l'océan Atlantique Sud-Est développée au cours de ma thèse (notée  $ROMS^{REF}$ ) s'étend sur un large domaine ( $10^{\circ}W/18^{\circ}E - 7^{\circ}N/30^{\circ}S$ ) depuis la bande équatoriale jusqu'au sous-système nord du Benguela. De cette façon le modèle résout à la fois la dynamique locale de l'upwelling, la dynamique équatoriale et son influence sur la variabilité océanique côtière le long de la côte sud-ouest africaine. La résolution horizontale choisie est de  $1/12^{\circ}$  (~9.25 km à l'équateur et ~8.15 km à  $30^{\circ}S$ ). Ceci est suffisant pour résoudre correctement le processus d'upwelling côtier et la dynamique de méso-échelle (filaments, méandres, tourbillons) associées [Penven et al., 2006]. En effet, le long de la côte, le rayon de Rossby du premier mode barocline varie entre 250 km à l'équateur et 20 km à  $30^{\circ}S$  [Chelton et al., 1998; Houry et al., 1987]. C'est également un compromis acceptable entre la haute résolution spatiale indispensable pour l'étude des processus côtiers et le coût en temps de calcul nécessaire pour chaque simulation. Sur la verticale, le modèle ROMS utilise des



**Figure 2.1:** Bathymétrie de la configuration ROMS<sup>REF</sup> issue des données GEBCO et interpolée sur une résolution au 1/12°. Le continent est représenté en blanc. Le trait de côte et les iso-bathymétries à -200 et -2500 mètres sont représentés par le contour plein et en pointillés, respectivement.

coordonnées de type sigma généralisées. Les niveaux verticaux, au nombre de 37 pour cette configuration, sont répartis sur la colonne d'eau en suivant la bathymétrie, faisant apparaître les variations de topographie et de surface libre (Fig A.8). Ce système de coordonnées verticales sigma permet de faire varier et la résolution verticale près de la surface et/ou du fond (ex: les zones peu profondes comme sur le plateau continental et les zones côtières) ce qui est particulièrement adapté à l'étude des EBUS (Californie [Marchesiello et al., 2001, 2003]; Humboldt [Penven et al., 2005]; Benguela [Penven et al., 2001]). Par ailleurs, même si ce système de coordonnée est le plus utilisé dans les modèles côtiers, il génère parfois de faux écoulements dans les zones où la topographie est très escarpée liés aux erreurs de gradient horizontal de pression. La topographie de fond de notre configuration est estimée à partir des données globales d'élévation GEBCO\_08 (GEneral Bathymetric Chart of the Ocean; avec une résolution de grille de 30 arc-secondes; *http://www.gebco.net*). Ces données sont d'abord interpolées sur la grille de notre modèle, puis lissées selon Penven et al. [2005] afin de réduire les erreurs de gradient de pression en milieu côtier (**fig 2.1**). Notez qu'un certain nombre de test de sensibilité ont été nécessaires au développement de cette configuration, en particulier concernant le choix des paramétrisations du modèle (ex : flux de chaleur; cf. annexe A.5) et des produits utilisés pour forcer le modèle. Ces tests ont été réalisés à partir d'une simulation similaire à basse résolution (1/6°S; 32 niveaux verticaux).

La nécessité de limiter le domaine d'étude à modéliser, notamment dans le but de limiter les temps de calcul, implique la création de frontières que l'on pourra choisir comme ouvertes ou fermées. On appelle frontière fermée, une frontière qui restreint le mouvement du fluide du fait de contraintes physiques comme une côte ou une condition d'imperméabilité imposée. A contrario, une frontière ouverte permettra le transport des propriétés du fluide et en particulier des signaux ondulatoires vers l'intérieur et l'extérieur du domaine modélisé. Les frontières ouvertes sont des frontières où l'on aura spécifié les propriétés physiques de l'océan (élévation de surface libre  $\zeta$ , température, salinité et courants) à partir de données. Elles pourront ainsi influencer l'intérieur du domaine modélisé (et même le dominer).

La configuration ROMS<sup>REF</sup> comporte deux frontières fermées (limitées au nord et à l'est par la présence de la côte africaine) et deux frontières ouvertes à l'ouest et au sud où sont imposées des conditions aux limites (OBC<sup>3</sup>). Les propriétés océaniques (température, salinité, courants, élévation du niveau de la mer) aux OBC proviennent de la réanalyse océanique SODA (Simple Ocean Data Assimilation) version 2.1.6 [Carton and Giese, 2008] (voir l'annexe A.5 pour plus de détails sur ces données). Nous avons choisi d'utiliser ce produit pour les OBC car la structure et les composantes des ondes de Kelvin équatoriales dans l'océan Atlantique y sont correctement représentées. La méthode de décomposition en mode verticaux - qui consiste à dériver les modes verticaux de la stratification moyenne sur lesquels les anomalies de courants zonaux et de pression sont projetées - permet d'estimer les contributions des EKW sur la variabilité océanique équatoriale [Dewitte et al., 1999; Illig et al., 2004]. Cette méthode utilisée sur les données SODA a permis de capturer les caractéristiques principales de EKW (vitesse de phase et amplitude) dans les océans Atlantique [Goubanova et al., 2013] et Pacifique [Dewitte et al., 2008a,b].

Les conditions initiales du modèle (température, salinité, courants et élévation du niveau de la mer) proviennent également la réanalyse de SODA (v 2.1.6) pris au 1<sup>er</sup> Janvier de l'année 2000.

Pour forcer la circulation atmosphérique de surface du modèle, plusieurs produits de vent sont disponibles. Les données issues des réanalyses atmospheriques NCEP-CFSR et ERA-INTERIM (cf. description des données en annexe A.5), sont disponibles pour des périodes relativement longues ce qui permet

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>de l'anglais Open Boundaries Conditions

de réaliser des simulations d'une durée propice à l'étude de la variabilité interannuelle. Cependant, plusieurs études montrent que ces produits présentent de forts biais. En effet, les vents de sud sont trop forts dans l'océan Atlantique Subtropical Sud (avec une différence supérieure à 0.015 N.m<sup>2</sup>), en particulier en hiver austral (juin-juillet-Août [Xue et al., 2011]). De plus, les vents issus de la réanalyse CFSR se caractérisent par des vents de surface extrêmement intenses dans le golfe de Guinée [Toniazzo and Woolnough, 2014] et une sous-estimation des vents côtiers méridionaux dans l'upwelling de Benguela, en particulier au niveau des cellules d'upwelling. Par conséquent, le rotationnel du vent est trop élevé d'ou une diminution de l'upwelling côtier, une augmentation du transport des eaux chaudes tropicales vers le pôle sud [Schmidt, 2015] et un biais chaud dans l'océan Atlantique Sud-Est [Toniazzo and Woolnough, 2014]. Ce biais illustre la signature associée à l'effet local du vent dans la région de l'upwelling, mais également celle liée au couplage entre la SST dans l'Atlantique Sud-Est et les vents de la région équatoriale [Toniazzo and Woolnough, 2014]. Étant donné notre intérêt pour le forçage local (tension du vent sur la dynamique océanique) le long de la côte sud-ouest africaine et pour les télé-connections avec la variabilité équatoriale, nous avons besoin d'une représentation précise du vent dans le golfe de Guinée et le long de la côte africaine dans nos simulations numériques. Or, comme exposé dans ce paragraphe, l'utilisation des données en vent issues des réanalyses est préjudiciable pour notre étude.

Plusieurs études [Schmidt, 2015; Xue et al., 2011] ont montré que les données satellites de la NASA QuikSCAT [Liu et al., 1998] sont actuellement le meilleur produit de vent pour modéliser la dynamique océanique dans l'océan Atlantique Sud-Est et l'upwelling du Benguela. Néanmoins, ces données sont disponibles uniquement d'août 1999 à août 2009, ce qui contraint la période de notre simulation interannuelle à la période 2000-2008. Malgré la longueur relativement courte de cette simulation (9 ans), cette période de temps présente l'avantage de couvrir plusieurs événements Benguela Niños décrits par Florenchie et al. [2003, 2004] et Rouault et al. [2007] avec, en particulier, l'événement Benguela Niño de 2001. Par conséquent, nous avons donc fait le choix de garder le produit atmosphérique QuikSCAT en dépit de la courte période de données disponibles. Le forçage par la circulation atmosphérique de surface dans notre configuration est donc issue des données journalières des composantes méridiennes/zonales du vent à 10m au-dessus de l'océan et de la tension de surface de vent estimées à partir du produit satellite grillé QuikSCAT (voir l'annexe A.5 pour plus de détails sur ces données). Aucune donnée n'est disponible pour les points de grille situés sur une bande de 25 km à proximité de la côte ("la blind zone" du satellite). Pour compléter ces données manquantes, nous avons extrapolé la tension de vent par la méthode des "plus proches voisins" en tenant compte du "drop-off" du vent à la côte (cf. section 1.1.1.1 pour la caractérisation de la zone de drop-off). Ce drop-off peut s'étendre jusqu'à 100 km au large des côtes selon le trait de côte, l'orographie et d'autres facteurs [Desbiolles et al., 2014].

Deux types de protocoles existent pour forcer le modèle ROMS avec des flux de chaleur à l'interface océan-atmosphère. L'un d'eux utilise la paramétrisation BULK [Hodur et al., 2002], l'autre requiert d'expliciter les termes du flux net et du flux de chaleur solaire. La paramétrisation BULK ainsi que les différentes composantes du flux net sont décrites dans l'annexe A.2. Contrairement à la paramétrisation BULK, pour laquelle la température de surface est régulée avec les champs atmosphériques

à 2m d'altitude, le second protocole nécessite généralement la mise en place d'une relaxation à la température de surface observée (*i.e.* un rappel aux données de SST) pour éviter que cette dernière diverge. Après différents tests de sensibilité, et en raison de notre intérêt pour l'étude de l'impact des ondes piégées à la côte sur la température océanique et les composantes du bilan de chaleur, nous avons opté pour une paramétrisation BULK sans rappel en SST [Fairall et al., 1996].



**Figure 2.2:** Carte du flux solaire(°C.m<sup>-2</sup>) extrait des produits (a) ERA-INTERIM corrigés (DSF 5.2) et (b) NCEP-CFSR. Évaluation de la température (en °C) modélisée (écart par rapport aux données satellites TMI) pour deux produits de flux solaire : (c) ERA-INTERIM corrigé (DSF 5.2) et (d) NCEP-CFSR.

Pour limiter les biais importants observés dans la région de l'upwelling du Benguela et en particulier sur la SST, nous avons testé plusieurs produits de flux de chaleur issus de différentes réanalyses atmosphériques : ERA-INTERIM (dernière réanalyse de ECMWF<sup>4</sup>) [Dee et al., 2011], ERA-INTERIM corrigé-DFS5.2<sup>5</sup> dérivé de ERA-INTERIM) [Brodeau et al., 2010; Dussin et al., 2014] et NCEP-CFSR<sup>6</sup> [Saha et al., 2010]. La **figure 2.2.c et d** montre la différence entre la SST moyenne (sur

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>de l'anglais European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup>de l'anglais Drakkar Surface Forcing data set version 5.2

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>de l'anglais National Center of Environmental Prediction-Climate Forecast System Reanalysis

# 62 2. Variabilité physique de l'océan Atlantique Sud-Est : rôles des forçages à distance et local

2000-2008) de chaque simulation test et les observations TMI. Une nette diminution de l'erreur en SST est observée avec le produit NCEP-CFSR lequel présente un flux solaire plus faible que les autres produits (**fig 2.2.a et b**). Ceci est probablement lié à une meilleure représentation des nuages. Nous avons donc opté pour des flux à l'interface océan-atmosphère de chaleur et d'eau douce (Evaporation-moins-Précipitation) dérivée de la réanalyse NCEP-CFSR (cf. annexe A.5 pour plus de détails sur ce produit). Notre configuration de l'océan Atlantique Sud-Est ROMS<sup>REF</sup> ne prend pas en compte les apports d'eau douce par les fleuves et rivières. Pour diminuer les erreurs de salinité aux embouchures du Congo et d'Orange, un rappel au champ de salinité de surface de la mer (SSS) est réalisé à partir du champ SSS de la réanalyse NCEP-CFSR.

Cette configuration de l'océan Atlantique Sud-Est ROMS<sup>REF</sup> a été simulée sur une période de 9 ans de janvier 2000 à décembre 2008. Précédemment, le modèle a atteint son état d'équilibre grâce à un spin-up de 5 ans, durant lequel il a été forcée aux frontières ouvertes et à la surface à partir de champs climatologiques, estimés sur la période 2000-2008. Les pas de temps barocline (3D) et barotrope sont de 900 et 15 secondes, respectivement. Les sorties du modèle (température, salinité, courant et les termes du bilan de chaleur) ont été moyennées tous les 5 jours à l'exception de l'élévation du niveau de la mer (SLA<sup>7</sup>) pour lequel nous avons sauvé des moyennes journalières. Les caractéristiques des forçages de la configuration de l'Atlantique Sud-Est ROMS<sup>REF</sup> sont résumées dans le tableau 2.1. Les simulations présentées dans ma thèse ont été effectuées en utilisant les moyens de calcul du mésocentre de calcul CALMIP: *https://www.calmip.univ-toulouse.fr*).

Forçages	Produits	Résolution temporelle et spatiale
Tension de vent	Données Sattelites QuikSCAT	Journalier; Résolution 1/2°
Flux de Chaleur et d'eau	Réanalyse NCEP-CFSR	Journalier; Résolution 1/4°
Rappel en SSS	Réanalyse NCEP-CFSR	Journalier; Résolution 1/4°
Conditions aux limites et initiales	Réanalyse SODA	Moyenne sur 5 jours; Résolution 1/4°
Bathymétrie	GEBCO_08	30 arc secondes

Tableau 2.1: Caractéristiques des forçages de la configuration physique de l'Atlantique Sud-Est ROMS<sup>REF</sup>.

# 2.1.2 Le bilan de chaleur

Pour pouvoir évaluer le rôle de la connexion équatoriale et du forçage local (vent et flux de chaleur) ainsi que les processus à l'origine du développement des événements extrêmes (ex : Benguela Niños/Niñas) dans l'upwelling, il nous faudra analyser la contribution de chaque terme du bilan de chaleur. Nous présentons ici le bilan de chaleur comme il est calculé dans ROMS. Le taux de variation de la température (TOTAL) est influencé par les termes d'advections horizontales (HADV) décomposés en un terme zonal (XADV) et un terme méridien (YADV)), le terme d'advection verticale

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup>de l'anglais Sea Level Anomalies

(ZADV), les termes de mélanges (MIX; diffusion verticale et d'entraînement) et le terme de forçage des flux de chaleur (FORC) :

$$\underbrace{\frac{\partial_t \langle T \rangle}{TOTAL}}_{HADV} = \underbrace{\langle -u\partial_x T \rangle}_{XADV} \underbrace{\langle -v\partial_y T \rangle}_{YADV} \underbrace{\langle -w\partial_z T \rangle}_{ZADV} \underbrace{+(k_v^T \partial_z T) + k_h^T \triangle_h T}_{MIX} \underbrace{+\partial_z (\frac{Q_{net}(z)}{\rho_0 C_p})}_{FORC}$$
(2.1)

Où *T* correspond à la température potentielle; (u, v, w) les composantes des courants océaniques;  $k_v^T$  et  $k_h^T$  les coefficients de diffusion verticale et horizontale respectivement;  $Q_{net}$  le flux de chaleur net.

# 2.1.3 Performance de la configuration de référence ROMS<sup>REF</sup>

"Tous les modèles sont faux, certains sont utiles", cette citation de G. Box (statisticien) illustre bien que, aussi complexes soient-ils, les modèles ne sont qu'une représentation limitée de la réalité. Cela permet d'introduire la notion de validité d'un modèle. Dans un premier temps, nous avons quantifié les performances de notre configuration de l'océan Atlantique Sud-Est ROMS<sup>REF</sup>. Cette étape est cruciale car elle permet de vérifier la cohérence entre les champs modélisés et les différents jeux d'observations (*in situ* et satellites) et ainsi d'avoir confiance en la capacité du modèle à représenter au mieux la réalité pour étudier les processus en jeu. Nous avons focalisé cette étude préalable sur les champs d'intérêt de notre étude, c'est-à-dire, ceux associés aux événements extrêmes et qui contrôlent la dynamique océanique. Ainsi, nous avons analysé avec plus d'attention la température, l'énergie turbulente, les anomalies du niveau de la mer et la densité. La validation de la simulation a été réalisée pour l'état moyen, le cycle saisonnier ainsi que les échelles de variabilité privilégiées de cette étude à savoir, la variabilité sub-saisonnière et interannuelle. La méthodologie utilisée pour filtrer les champs modélisés et les observations à ces échelles de variabilité est décrite en annexe A.1. La période analysée s'étend de 2000-2008. Cette période sera ensuite exploitée dans la partie résultat.

#### 2.1.3.1 Etat moyen et cycle saisonnier

Dans un premier temps, nous avons analysé la SST pour évaluer le réalisme de l'équilibre entre les flux de chaleur à l'interface océan-atmosphère. Nous rappelons ici que nous n'avons pas de rappel en SST dans notre configuration. La **Figure 2.3.a et b** présente la SST moyenne du modèle et la différence entre la SST moyenne du modèle et les observations CARS2009<sup>8</sup>. La signature de l'upwelling du Benguela dans la simulation ROMS<sup>REF</sup> est clairement marquée sur une bande de 200 km à la côte de 30°S à 19°S en accord avec les observations et la littérature [Boyer et al., 2000; Shillington et al., 2006]. La SST moyenne est toutefois plus chaude pour ROMS<sup>REF</sup> que pour les observations. La différence maximum entre ROMS<sup>REF</sup> et CARS2009 est de 1.7°C et est localisée dans la zone de front ABFZ et le long de la côte Africaine entre 28°S et 24°S. Cette erreur peut être liée à un déplacement de la position du front Angola-Benguela associé à un très fort gradient spatial

( )

 $\sim$ 

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup>CSIRO Atlas of Regional Seas

de la température de surface. Nous avons estimé ce déplacement à 1° vers le sud dans le modèle. Une seconde explication pourrait être la différence de période sur laquelle la climatologie de CARS a été construite. En effet, ce biais est réduit de  $0.7^{\circ}$ C lorsque la SST moyenne du modèle est comparée à la SST moyenne des données satellites TMI estimée sur la même période, c'est-à-dire 2000-2008 (**Figure 2.3.c**). En dehors de ces considérations, l'état moyen en température est bien représenté par le modèle avec une corrélation spatiale entre le modèle et les observations (CARS2009) de 0.99 et un biais moyen inférieur à  $0.6^{\circ}$ C sur tout le domaine modélisé.



**Figure 2.3:** Distribution spatiale de la SST (en °) moyennée sur la période 2000-2008 pour (a) la simulation ROMS<sup>REF</sup>, (b) la différence entre la simulation ROMS<sup>REF</sup> et les données de CARS2009, et (c) la différence entre la simulation ROMS<sup>REF</sup> et les données satellites TMI.



## **Mixed Layer Depth**

**Figure 2.4:** Distribution spatiale de la MLD (en m) pour (a) les données CARS2009, (b) la simulation ROMS<sup>REF</sup> sur la période 2000-2008. (c) la différence entre ROMS<sup>REF</sup> et les observations CARS2009.

La **Figure 2.4** présente l'état moyen de la profondeur de la couche de mélange simulée (MLD pour Mixed Layer Depth) par rapport à la MLD de CARS2009. Pour estimer la MLD de ROMS<sup>REF</sup>, nous nous sommes basées sur le même critère en température et salinité que celui utilisé dans CARS2009, défini comme le minimum entre 0.2°C en température et 0.03 en salinité [Condie and Dunn, 2006]. Le modèle simule une MLD réaliste avec une différence maximum entre ROMS<sup>REF</sup> et CARS2009 de 13 mètres. Nous avons estimé la corrélation spatiale à 0.89 et le biais moyen à 4.5 mètres sur tout le domaine simulé.

Nous présentons maintenant la structure verticale de l'upwelling à 23°S (**Fig 2.5.a**). La signature de l'upwelling côtier est illustrée par l'inclinaison de l'isotherme 15°C vers le haut sur une bande de 6° de longitude depuis la côte pour la simulation ROMS<sup>REF</sup> et sur les observations (non montrées). Au



**Figure 2.5:** Section moyennée sur la période 2000-2008 à  $23^{\circ}$ S en fonction de la profondeur (m) et de la longitude (°E) pour : (a) la température de ROMS<sup>REF</sup> (°C). Le contour en noir et les contours en blanc représentent la position de l'isotherme à  $15^{\circ}$ C et la position des isothermes  $13^{\circ}$ C et  $17^{\circ}$ C, respectivement. (b) la différence de température (°C) entre ROMS<sup>REF</sup> et les observations CARS2009. Les contours noirs sont dessinés tous les  $0.2^{\circ}$ C. (c) les courants le long de la côte représentés en couleur (valeurs positives correspondant à un flux vers l'équateur) et les courants verticaux et transverses à la côte représentés par les flèches noires. L'unité est en cm.s<sup>-1</sup>. Pour faciliter la visualisation des courants verticaux (généralement bien plus faibles que les courants horizontaux), ces derniers ont été multipliés par 2000.

large, le modèle est légèrement plus chaud que les observations (entre  $0.1^{\circ}C$  et  $0.6^{\circ}C$ ). Le long de la côte, la température est plus élevée avec une différence maximale entre le modèle et CARS2009 de  $\sim 2^{\circ}C$ , localisée en sub-surface sur les 50 premiers kilomètres à la côte (**Fig 2.5.b**). Cette différence en température est principalement associée au champ de température de SODA utilisé pour initialiser le modèle et prescrit à la frontière sud. En effet, à 30°S, un biais en température de 2.5° confiné dans la couche de surface sur 1° de longitude depuis la côte est observé entre la température de SODA et de CARS2009. Ce biais en température est ensuite advecté vers l'équateur le long du plateau continental par le courant du Benguela. Néanmoins, en dépit de ce biais en température, la réanalyse SODA est particulièrement adaptée à l'étude de la dynamique des ondes de Kelvin dans les océans Pacifique

[Dewitte et al., 2008a, 2012; Illig et al., 2014] et Atlantique [Goubanova et al., 2013].

Comme nous l'avons abordé dans le chapitre 1, le système d'upwelling du Benguela est caractérisé par la remonté des eaux profondes vers la surface, un transport d'Ekman vers le large et un courant de surface (courant du Benguela), positif et dirigé vers l'équateur. Pour compenser ce courant de surface, un courant de sub-surface dirigé vers le pôle sud (négatif) est généré. Ces caractéristiques sont correctement reproduites dans la simulation ROMS<sup>REF</sup> (**fig 2.5.c**).



**Figure 2.6:** Diagrammes de Taylor pour (a) la température (°C), (b) la salinité et (c) la densité (kg.m<sup>-3</sup>) : les performances du modèle sont évaluées par rapport aux données de CARS2009, l'expédition METEOR 52/2 en février 2003 (sections à 23°S, 24.4°S, et 25.5°S), AHAB1 en janvier 2004 (transects à 22°S, 23°S, 24°S, 25°S, 26.7°S) et Galathea en octobre 2006 (données de surface, à 5 stations et données Triaxus). La distance radiale depuis l'origine est proportionnelle à l'écart type de la structure (normalisé par l'écart type des données). Les lignes en pointillé vertes mesurent la distance depuis le point de référence (carré jaune) et indique l'erreur de RMS. La corrélation entre les deux champs est donnée par la position azimutale. Les biais moyens entre la simulation ROMS<sup>REF</sup> et les données *in-situ* sont présentés dans le tableau (d). Pour la comparaison avec CARS, les sorties du modèle ont été moyennées sur la période 2000-2008. Pour la comparaison avec les données *in-situ*, les sorties du modèle (moyennées sur 5 jours) ont été prélevées à la date et la position la plus proche des mesures.

Pour évaluer plus en détail l'état moyen de sub-surface, nous avons réalisé une analyse statistique de la température, de la salinité et de la densité simulées (moyennées sur la période 2000-2008) en regard des données CARS2009. Pour comparer les champs simulés m aux données d, les outils statistiques sélectionnés sont : le Biais Moyen ( $Moyenne_m - Moyenne_d$ ), la moyenne quadratique (RMS; Root Mean Square), l'écart type ( $\sigma$ ) et le coefficient de corrélation (R). La différence de RMS centrée (E') est formulée comme  $E'^2 = \sigma_m^2 + \sigma_d^2 - 2\sigma_m\sigma_d R$ . La différence de RMS centrée et l'écart type sont normalisés par l'écart type des données  $\sigma_d$ . L'écart type normalisé des champs simulés est  $\sigma_{*} = \sigma_{m} = \sigma_{m} / \sigma_{d}$ . L'écart type normalisé des données  $\sigma_{d} = 1$  et la différence de résumés dans un diagramme de Taylor [Taylor, 2001] présenté sur la Figure 2.6. Les sorties du modèle et les données ont été moyennées sur les premiers 600 mètres à la côte et sur toute la colonne d'eau. La corrélation spatiale, l'écart type normalisé, les erreurs de moyenne quadratiques centrées et normalisées (normalized centered Root Mean Square error; RMS) et le biais moyen (Figure 2.6) sont estimés sur tout le domaine modélisé de 10°W à la côte africaine et de 30°S-7°S. La corrélation spatiale reste ordinairement au-dessus de 0.98 pour la température, 0.96 pour la densité et 0.9 pour la salinité. L'écart type normalisé se situe entre 1 et 1.2 et les erreurs de RMS centrées et normalisées sont inférieures à 1.1 pour la température, entre 1 et 1.2 pour la densité et autour de 0.9 pour la salinité. Les biais moyens illustrent une surestimation de la température et de la salinité modélisées. En général, les plus fortes différences de température sont localisées dans la couche de surface (0-100 mètres). Dans cette couche, la température simulée est en moyenne 1°C plus chaude. La salinité est surestimée à l'embouchure des rivières et dans le golfe de Guinée.



**Figure 2.7:** Distribution spatiale de l'énergie cinétique turbulente (EKE en cm<sup>2</sup>.s<sup>-2</sup>) moyennée sur la période 2000-2008 et calculée à partir des gradients de pression et du niveau de la mer moyennés sur 5 jours pour (a) les données satellites AVISO (b) pour la simulation ROMS<sup>REF</sup>.

Enfin, nous avons évalué le réalisme de l'activité méso-échelle dans notre configuration. Pour ce faire, nous avons estimé l'énergie cinétique turbulente (EKE pour Eddy Kinetic Energy) moyennée sur la période 2000-2008 de ROMS<sup>REF</sup> et des données altimétrique fournies par AVISO<sup>9</sup>. Dans l'Atlantique

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup>Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic

## 68 2. Variabilité physique de l'océan Atlantique Sud-Est : rôles des forçages à distance et local

Sud-Est, l'activité méso-échelle (tourbillons, anneaux et filaments) est engendrée par les instabilités baroclines associées au jet côtier de l'upwelling et à la rétroflexion du courant des Aiguilles au sudouest de la pointe de l'Afrique du Sud. Les caractéristiques statistiques de l'EKE sont similaires entre le modèle et les données. Bien que le modèle et les observations aient des résolutions spatiales différentes, les deux produits montrent une distribution spatiale similaire avec une corrélation spatiale de 0.85. Deux maximums sont détectés. Le premier est confiné dans la partie sud-est du domaine dans la zone de dispersion de tourbillons et d'interaction entre le courant du Benguela et le courant des Aiguilles. Le second maximum est situé le long de la côte sud-ouest africaine entre 13°S et 6°S en connexion avec l'EKE associée au courant équatorial. L'EKE simulée est légèrement plus forte que celles des données AVISO sur tout le domaine. Cette différence est probablement due à l'EKE trop intense de la réanalyse SODA utilisée à la frontière sud du domaine simulé (non montré). Backeberg et al. [2014] ont également montré que le produit satellite d'AVISO sous-estime les niveaux d'énergie de l'EKE. En particulier, l'EKE résultante d'AVISO est plus faible que l'EKE mesuré par des bouées dérivantes (drifter) et estimées par des modèles assimilés et non-assimilés.

Les cycles saisonniers de la température, de la salinité et de la densité sont relativement bien représentés dans la configuration ROMS<sup>REF</sup> comme illustré sur le diagramme de Taylor (**fig 2.6**). Ceci est aussi mis en évidence pour la SST et la température moyennée sur les 100 premiers mètres sur la **figure 2.8**. Le cycle annuel de la température est dominant avec un maximum de févier à avril et un minimum d'août à octobre en surface (**fig 2.8.a**) et de juillet à septembre en sub-surface (**fig 2.8.b**). Nos résultats sont en bon accord avec les observations (données satellites TMI et CARS2009) pour la SST. Sur les 100 premiers mètres, un léger décalage de deux semaines à un mois est observé entre les maxima des sorties et les observations.



**Figure 2.8:** Cycle saisonnier de la SST (a) et de la température sur les 100 premiers mètres à la côte moyennées entre 10°W-18°E et 0°S-30°S pour ROMS<sup>REF</sup> (en noir), TMI (en bleu) et CARS2009 (en bleu pointillé).

Malgré certains biais, la simulation ROMS<sup>REF</sup> est capable de représenter de façon réaliste la température, la salinité, la densité et les courants dans la région de l'océan Atlantique Sud-Est. Nous allons maintenant évaluer les facultés de cette simulation à représenter la variabilité interannuelle et sub-saisonnière. Nous nous sommes concentrés sur certains paramètres clefs associés à la dynamique physique : la température, la densité et le niveau de la mer.
#### 2.1.3.2 Variabilité sub-saisonnière et interannuelle

Dans un premier temps, une comparaison modèle/données de la variabilité interannuelle est présentée sur un diagramme de Taylor (**Fig 2.6**) pour des profils et des sections de température, salinité et densité entre le modèle ROMS<sup>REF</sup> et des données *in-situ* (M57/2 (février 2003), AHAB1 (janvier 2004), Galathea (octobre 2006)) à des années et des locations différentes dans le BUS (pour plus d'informations sur les campagnes en mer, se référer à l'annexe A.5). Globalement, nos résultats sont en bon accord avec les données avec des coefficients de corrélation spatiale entre 0.85 (salinité) et 0.95 (température et densité), un écart type entre 0.7 et 1.2 et une différence de RMS centrée normalisée entre 0.2 et 0.6.



**Figure 2.9:** Anomalies interannuelles (IA) de la SST moyennées sur 5 jours sur la période 2000-2008. Carte de (a) corrélation et de (b) RMS (Root Mean Square) des différences entre ROMS<sup>REF</sup> et les observations satellites TMI. Les corrélations sont toutes significatives (avec un degré de confiance à 95%). (c) Anomalies interannuelles de la SST (SSTIA) de ROMS<sup>REF</sup> (en bleu) et TMI (en noir) moyennées dans la zone ABA ( $20^{\circ}S-10^{\circ}S / 8^{\circ}E-15^{\circ}E$ ).

Nous nous intéressons maintenant à la variabilité interannuelle de la SST. La **figure 2.9.a et b** montre la distribution spatiale des corrélations entre le modèle et les observations TMI. Les deux champs partagent une variabilité spatiale similaire notamment un coefficient de corrélation significatif sur tout le domaine avec un maximum de 0.8 et des valeurs entre 0.6 et 0.7 le long de la côte, zone d'intérêt de cette étude. La différence de RMS entre le modèle et TMI reste généralement inférieure à 0.2°C. En complément, la **figure 2.9.c** montre les IA (Anomalies Interannuelles) de la SST de

ROMS<sup>REF</sup> et des observations TMI moyennées dans le zone ABA (20°S-10°S / 8°E-15°E). La région ABA est caractérisée par une variabilité interannuelle forte avec des anomalies de 1°C à 2°C, à la fois pour les observations et le modèle. Ce dernier est particulièrement en accord avec les observations lors d'événements extrêmes (parmi lesquelles l'événement Benguela Niño de 2001 documenté par Rouault et al. [2007] et capture la majeur partie de la variabilité interannuelle de la SST observée. Cependant, cette variabilité est sous-estimée. La corrélation entre les IA de la SST du modèle et des observations est de 0.7.



**Figure 2.10:** Anomalies interannuelles (IA) de la hauteur de surface de la mer (SLA en cm) calculées sur la période 2000-2008. Carte (a) de corrélation et (b) RMS (Root Mean Square) des différences entre ROMS<sup>REF</sup> et les données altimétriques (AVISO). Les rayures noires et blanches désignent les corrélations non significatives (avec un degré de confiance à 95%). (c) IA de la SLA de ROMS<sup>REF</sup> (trait en noir) et de AVISO (trait en pointillé bleu) à 8°S.

In fine, les anomalies interannuelles du niveau de la mer (SLIA) sont évaluées au regard des données AVISO. La **Figure 2.10** montre le coefficient de corrélation et la RMS entre ROMS<sup>REF</sup> et les données AVISO. De 17°S à la limite sud (30°S), la corrélation est faible et non significative (en accord avec la p-value du test statistique - Best and Roberts [1975]). Ceci est attribuable à l'activité méso-échelle. En effet, bien que la variabilité méso-échelle soit bien représentée par le modèle, notre configuration ne comprenant pas d'assimilation de données, les tourbillons modélisés ne peuvent être co-localisés avec les tourbillons présents dans les observations. En conséquence, dans les régions où l'activité méso-échelle domine le signal interannuel de la SLA, la corrélation entre le modèle et les données

est faible. Dans le reste du domaine modélisé, la concordance entre le modèle et les observations est statistiquement significative, en particulier le long du guide équatorial et de la côte africaine, avec une corrélation supérieure à 0.6 et une différence de RMS inférieure à 1 cm. Ce résultat suggère la présence de propagations linéaires d'ondes le long du guide équatorial et de la côte africaine dans la simulation ROMS<sup>REF</sup>. La **figure 2.10.c** présente les séries temporelles des anomalies interannuelles de la hauteur de la surface de la mer d'AVISO et modélisées dans ROMS<sup>REF</sup> à 8°. Comme pour la **figure 2.9.c**, une forte variabilité interannuelle est visible, composée d'événements extrêmes positifs et négatifs dont l'événement Benguela Niños de 2001.



**Figure 2.11:** (a) Climatologie (2000-2008) des anomalies sub-saisonnières de la hauteur du niveau de la mer (cm). Les zones colorées correspondent aux données satellites AVISO et les contours à la simulation ROMS<sup>REF</sup>. (b) Climatologie (2000-2008) du Spectre Énergie normalisé (Normalized Wavelelet Power Spectrum; NWPS) de la SLA, estimée de février 2000 à novembre 2008 à 10°W. Les contours noirs sont dessinés tous les 0.5 cm<sup>2</sup>.s<sup>-2</sup>. Les contours blancs entourent les pics significatifs (95%).

Aux fréquences sub-saisonnières, comme illustré sur la **Figure 2.11.a** (à comparer avec la figure 5.a de Polo et al. [2008] et la **Figure 1.25**), le modèle est en accord avec les résultats de Polo et al. [2008]. En effet, on observe la propagation régulière de CTW le long de la côte jusqu'à 12°S à la fois pour les données AVISO (en couleur) et la SLA du modèle (en contours). De même la **Figure 2.11.b** montre la forte dépendance du signal sub-saisonnier au signal saisonnier avec des anomalies de SLA sub-saisonnières positives pendant la saison de downwelling (de septembre à février) et négatives pendant la saison d'upwelling (de mars à août).

En conclusion, la validation de la configuration physique à l'aide des données *in situ* et satellites montre que notre simulation est cohérente avec les observations. En particulier, la dynamique océanique aux échelles de temps interannuelles et sub-saisonnières est bien représentée dans la zone d'intérêt de notre étude, c'est-à-dire dans la bande équatoriale, le long de la côte africaine et dans la région de l'upwelling du Benguela. Nous disposition donc d'une simulation de référence, relativement réaliste sur laquelle nous nous sommes basées pour développer un ensemble de simulations de sensibilité. Ces expériences sont décrites dans la section suivante.

### 2.1.4 Expériences de sensibilité

L'objectif de ces expériences de sensibilité est d'isoler la contribution de chaque forçage : le forçage local (tension de vent et flux de chaleur) et le forçage à distance (propagations des EKW et CTW) dans différentes simulations de façon à analyser leurs impacts respectifs sur la variabilité océanique côtière. Au total six simulations on été réalisées : une simulation réaliste (ou simulation de référence présentée au-dessus) et cinq simulations de sensibilité. Les caractéristiques spécifiques de chacune de ces simulations sont résumées dans le **tableau 2.2**). Les simulations diffèrent par les caractéristiques temporelles des forçages imposés aux conditions aux limites et à l'interface océan-atmosphère. Ces forçages sont soit climatologiques (cycle saisonnier; cf. annexe A.1 pour plus de détails sur la méthode de filtration) soit totaux (cycle saisonnier et variabilité interannuelle et sub-saisonnière).

**ROMS<sup>REF</sup>** : La simulation de référence, (cf. section 2.1.1) est la simulation réaliste où les forçages aux frontières (réanalyse océanique SODA à 5 jours) et à la surface (vent QuikSCAT journalier, flux de chaleur NCEP-CFSR à 5 jours) sont totaux.

**ROMS**<sup>EQ</sup> : Pour isoler l'impact des ondes de Kelvin le long des côtes africaines, *i.e.* du forçage atmosphérique local, nous avons défini une seconde simulation pour laquelle les conditions aux limites (réanalyse SODA à 5 jours) sont totales entre 10°S et 7°N c'est-à-dire dans la bande équatoriale, zone de propagation des EKW. Les frontières restantes et le forçage atmosphérique sont eux climatologiques. Dans cette configuration, nous nous attendons à observer une propagation des ondes équatoriales. De fait, les variabilités sub-saisonnières et interannuelles de l'océan le long des côtes africaines ne peuvent être influencées que par un forçage à distance et par la variabilité interne du modèle.

**ROMS<sup>EQ+SOUTH</sup>** : Nous avons également mis en place une simulation similaire à la simulation ROMS<sup>EQ</sup> s'en différenciant par un forçage total (réanalyse SODA à 5 jours) à toutes ses frontières. Cette expérience de sensibilité nous permettra d'étudier le rôle de la dynamique forcée à la frontière sud.

Deux simulations ont été adoptées pour évaluer le rôle du forçage local sur la variabilité côtière.

**ROMS<sup>LOCAL</sup>** : La simulation ROMS<sup>LOCAL</sup> est la simulation miroir à ROMS<sup>EQ</sup> dans laquelle le forçage aux frontières ouvertes est climatologique, alors que le forçage atmosphérique (tension de vent et flux de chaleur) est total sur tout le domaine modélisé. Par conséquent, seul le forçage atmosphérique et la variabilité interne du modèle peuvent influencer la variabilité aux échelles subsaisonnières et interannuelles dans la région. Cependant, même si la majeure partie des ondes équatoriales sont forcées dans la partie ouest du bassin Atlantique [Illig and Dewitte, 2006; Illig et al., 2004, 2006; Zebiak, 1993], des ondes équatoriales peuvent être générées par des fluctuations du vent entre 10°W et 10°E dans le golfe de Guinée. Dans le cadre de notre étude et du fait du design de nos configurations, ce mécanisme doit être considéré comme un forçage à distance. Pour quantifier la contribution des EKW forcées dans le golfe de Guinée, une autre expérience numérique a été définie pour limiter la génération des EKW dans le golfe de Guinée. Cette simulation appelée **ROMS<sup>LOCAL\_SOUTH</sup>** présente les mêmes caractéristiques que la simulation **ROMS<sup>LOCAL</sup>** à l'exception du fait que le forçage atmosphérique au nord de 4°S est climatologique. Pour éviter les erreurs numériques, nous avons ajusté linéairement (lissé) sur une bande de 2° la zone de transition entre le forçage climatologique et le forçage total. Dans cette simulation, les EKW ne peuvent donc pas être générées dans le golfe de Guinée et par conséquent, à la différence de la simulation **ROMS<sup>LOCAL</sup>**, seul le forçage local atmosphérique et la variabilité interne du modèle peuvent affecter la variabilité le long des côtes africaines.

**ROMS<sup>CLIM</sup>** : La dernière simulation a été configurée pour quantifier la variabilité interne du modèle (la dynamique non-linéaire), la variabilité saisonnière et l'activité méso-échelle. Pour ce faire le forçage aux frontières et le forçage atmosphérique de surface sont climatologiques.

Simulations	Tension de vent et Flux de chaleur	Conditions aux limites
ROMS <sup>REF</sup>	Total	Total
ROMS <sup>LOCAL</sup>	Total	Climatologique
ROMS <sup>LOCAL_SOUTH</sup>	Total sur tout le domaine à l'exception 4°S et 4°N	Climatologique
ROMS <sup>EQ</sup>	Climatologique	Total de 7°N-10°S; climatologique ailleurs
ROMS <sup>EQ+SOUTH</sup>	Climatologique	Total
ROMS <sup>CLIM</sup>	Climatologique	Climatologique

**Tableau 2.2:** Description des expériences de sensibilités : noms, spécification des forçages atmosphériques de surface (tension de vent et flux de chaleur, spécifications des conditions aux limites.

# 2.2 Résultats: Variabilité physique interannuelle et sub-saisonnière dans l'océan Atlantique Sud-Est : forçage local versus forçage à distance

Le corps de ce paragraphe est constitué d'un article intitulé : "Interannual variability in the South-East Atlantic Ocean, focusing on the Benguela Upwelling System: Remote versus local forcing"; soit en français : "Variabilité Interannuelle de l'océan Atlantique Sud-Est et de l'upwelling du Benguela : forçage à distance versus forçage local", paru dans *Journal of Geophysical Research* en Décembre 2015. Cet article présente les principaux résultats obtenus à partir des six expériences de sensibilité présentées au-dessus. En particulier, nous décrivons les rôles respectifs de chaque forçage : atmosphérique local (vent et flux de chaleur) et à distance (propagations d'EKW et des CTW) sur la variabilité côtière dans l'océan Atlantique Sud-Est et dans le système d'upwelling du Benguela (BUS) sur la période 2000-2008. Nous nous attachons ensuite à décrire les caractéristiques des CTW (vitesse de phase, latitude maximum de propagation) ainsi que les processus océaniques associés à leurs propagations. L'article présente en annexe les performances de la simulation ROMS<sup>REF</sup> (simulation réaliste de référence), reprenant une partie des performances du modèle déjà présenté dans la **section validation 2.1.3** de ce chapitre de thèse.

### 2.2.1 Article

# **AGU** PUBLICATIONS

### Journal of Geophysical Research: Oceans

### **RESEARCH ARTICLE**

10.1002/2015JC011168

#### **Key Points:**

- Remote equatorial forcing explains 89% of the coastal interannual variability
- Coastal trapped waves propagate up to the Benguela Upwelling System (24°S)
- Coastal temperature changes are maximum in the subsurface and result from advection processes

Correspondence to: M -I. Bachèlery.

marie-lou.bachelery@legos.obs-mip.fr

#### Citation:

Bachèlery, M.-L., S. Illig, and I. Dadou (2015), Interannual variability in the South-East Atlantic Ocean, focusing on the Benguela Upwelling System: Remote versus local forcing, *J. Geophys. Res. Oceans*, *120*, doi:10.1002/ 2015JC011168.

Received 24 JUL 2015 Accepted 10 DEC 2015 Accepted article online 15 DEC 2015

### Interannual variability in the South-East Atlantic Ocean, focusing on the Benguela Upwelling System: Remote versus local forcing

JGR

Marie-Lou Bachèlery<sup>1</sup>, Serena Illig<sup>1,2</sup>, and Isabelle Dadou<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales; OMP/LEGOS, Toulouse, France, <sup>2</sup>Department of Oceanography, MARE Institute, University of Cape Town, South Africa

Abstract We investigate the respective roles of equatorial remote (Equatorial Kelvin Waves) and local atmospheric (wind, heat fluxes) forcing on coastal variability in the South-East Atlantic Ocean extending up to the Benguela Upwelling System (BUS) over the 2000-2008 period. We carried out a set of six numerical experiments based on a regional ocean model, that differ only by the prescribed forcing (climatological or total) at surface and lateral boundaries. Results show that at subseasonal timescales (<100 days), the coastal oceanic variability (currents, thermocline, and sea level) is mainly driven by local forcing, while at interannual timescales it is dominated by remote equatorial forcing. At interannual timescales (13–20 months), remotely forced Coastal-Trapped Waves (CTW) propagate poleward along the African southwest coast up to the northern part of the BUS at  $24^{\circ}$ S, with phase speeds ranging from 0.8 to 1.1 m.s<sup>-1</sup>. We show that two triggering mechanisms limit the southward propagation of CTW: interannual variability of the equatorward Benguela Current prescribed at the model's southern boundary (30°S) and variability of local atmospheric forcing that modulates the magnitude of observed coastal interannual events. When local wind stress forcing is in (out) of phase, the magnitude of the interannual event increases (decreases). Finally, dynamical processes associated with CTW propagations are further investigated using heat budget for two intense interannual events in 2001 and 2003. Results show that significant temperature anomalies ( $\pm 2^{\circ}$ C), that are mostly found in the subsurface, are primarily driven by alongshore and vertical advection processes.

#### **1. Introduction**

The four Eastern Boundary Upwelling Systems (EBUS; Benguela-Canaries-California-Humboldt) are among the most productive oceanic ecosystems in the world [Carr, 2002; Carr and Kearns, 2003; Chavez and Messié, 2009], and support vast and diversified marine populations, as well as essential habitats for marine biodiversity. They sustain around 20% of global fisheries for an oceanic surface of only  $\sim$ 1% of the global ocean [Fréon et al., 2009]. This is mainly due to the upwelling of nutrient rich, saline, and cold waters from the subsurface to the sunlit surface layer. Coastal upwelling and Ekman offshore transport [Strub et al., 1998] are forced by dominant surface equatorward wind stress while Ekman pumping is associated with positive wind stress curl [Albert et al., 2010; Junker et al., 2014]. In most EBUS, mesoscale and submesoscale structures (eddies, filaments, and fronts) play an important role on the ocean dynamics. They develop primarily from baroclinic instabilities [Penven et al., 2005], associated with strong horizontal and vertical shear of the alongshore current system. They modify the lateral flux of physical and biogeochemical tracers and induce a strong mixing [Penven et al., 2001; Shannon et al., 2006; Veitch et al., 2009; Gutknecht et al., 2013]. The oceanic circulation in EBUS is also highly sensitive to the connection with equatorial dynamics. The latter is associated with eastward propagation of Equatorial Kelvin Waves (EKW), triggered by trade wind modulations in the western equatorial part of the basin [Kessler et al., 1995; Cravatte et al., 2003; Illig et al., 2004, 2006; Illig and Dewitte, 2006; Rouault et al., 2007]. When EKW reach the basin's eastern coast, a significant part of their energy is transmitted poleward as propagating Coastal Trapped Waves (CTW) which contribute to a great amount of coastal oceanic variability [Brink et al., 1978; Romea and Smith, 1983; Clarke, 1983; Hormazabal et al., 2002; Polo et al., 2008; Echevin et al., 2011, 2014; Belmadani et al., 2012]. In particular, these waves trigger temperature anomalies which could impact atmospheric circulation and rainfall [Shannon et al., 1986; Rouault et al., 2003], and could also have severe effects on nearshore upwelling and biological

© 2015. American Geophysical Union. All Rights Reserved. productivity. During their propagation, CTW trigger vertical displacements of the thermocline which may modulate surface and subsurface temperature by  $\sim \pm 2^{\circ}$ C and imprint the Sea Level Anomaly (SLA) by several centimeters [*Pizarro et al.*, 2001, 2002; *Leth and Middleton*, 2006; *Rouault et al.*, 2009; *Colas et al.*, 2008; *Polo et al.*, 2008; *Richter et al.*, 2010; *Belmadani et al.*, 2012]. They may also modulate coastal biogeochemical conditions [*Echevin et al.*, 2014]. In order to track their propagation, many recent studies have been focusing on observed satellite SLA and Sea Surface Temperature (SST) signals [*Polo et al.*, 2008; *Pizarro et al.*, 2001, 2002; *Dewitte et al.*, 2008b; *Goubanova et al.*, 2013].

When compared to the other three EBUS, the Benguela Upwelling System (BUS) which runs along the southwest coast of Africa from 34°S to 19°S presents some unique characteristics and has been documented to be one of the highest primary fisheries producers in the world [Carr, 2002; Carr and Kearns, 2003]. It is bordered both to the north and south by two warm water currents: the Angola and Agulhas currents, respectively. These energetic boundaries with strong currents and Eddy Kinetic Energy (EKE) may have large impacts on BUS variability [Shannon and Nelson, 1996; Shillington, 1998; Shillington et al., 2006; Field and Shillington, 2005; Backeberg et al., 2012]. This ecosystem undergoes recurrent temperature fluctuations, at wide frequency ranges, spanning from submonthly to decadal timescales. To explain these temperature variations, several mechanisms have been put forward at submonthly (<30 day) and intraseasonal (30-90 day) timescales. Goubanova et al. [2013] did not find any evidence of intraseasonal CTW signature on the satellite SST variability in the BUS during the 2000-2008 period. They instead attribute the submonthly and intraseasonal coastal SST variability off Angola to modulation of alongshore winds, associated with eastward propagating disturbances in the midlatitudes and to Antarctic oscillation variability (or Southern Annular Mode), respectively. In agreement with Goubanova et al. [2013], using intraseasonal SLA from altimetry, Polo et al. [2008] observed signatures of equatorially forced CTW (with phase speeds between 1.5 and 2.1 m.s<sup>-1</sup>) along the African coast, but no further south than 12°S. Hence, their results suggest that the connection with remote equatorial variability does not affect the BUS. Note that, both studies were limited by the observed data sets at their disposal. In particular, due to extended masking of satellite data (from land contamination), the identification of CTW signature remains difficult. For longer periods-interannual (18 months) [Florenchie et al., 2004] to decadal [Shannon et al., 1986] timescales—the strongest SST modulations have been called Benguela Niños [Shannon et al., 1986] in reference to poleward propagation of warm water along the equatorial Pacific Ocean and the Peruvian coastline during El Niño events. Benguela Niños are marked by a poleward intrusion of warm equatorial water and reduced upwelling, which diminish nutrient supplies in the euphotic layer. This could lead to drastic consequences for the whole trophic chain [e.g., Cury and Shannon, 2004]. Two forcing mechanisms for these Benguela Niños are discussed in the literature. The first relates to zonal wind stress modulation in the western equatorial Atlantic that triggers the EKW which propagate along the equator and subsequently generate CTW along the southwestern coast of Africa. The second mechanism is the disparity in magnitude and position of the South Atlantic Anticyclone that causes wind forcing variations in both regions (along the equator and in the Angola-Benguela Area (ABA, (8°E-coast, 15°S-10°S) [Shannon and Nelson, 1996]. At interannual timescales, based on oceanatmosphere coupled model analysis, Richter et al. [2010] have suggested that meridional winds along the southwestern coast of Africa contribute substantially to interannual SST variability. However, numerous studies [Philander, 1986; Florenchie et al., 2003, 2004; Huang et al., 2004; Reason et al., 2006; Hu and Huang 2007; Rouault et al., 2009; Lübbecke et al., 2010] have discussed remote equatorial influence on the Benguela Niño and point out the strong connection between oceanic variability in the ABA and the equatorial Atlantic Ocean.

The aim of this paper is to investigate the contribution of remote equatorial forcing versus local forcing (wind stress and surface heat fluxes) on oceanic variability along the African coast in the South-East Atlantic Ocean, with a focus on the Benguela Upwelling System. In particular, we aim to quantify the most poleward latitude to which CTW can propagate and impact oceanic variability along the coast of southwestern Africa.

We focus on the interannual timescales, given that at these frequencies altimetry SLA provides a coherent signature at the equator and along the African coast. This is illustrating on Figure 1 that presents the energy spectra of the Anomalies (A) of SLA relative to the seasonal cycle (see section 2.3 for filtering methodology) estimated from AVISO data (see section 2 for data description) as a function of longitude along the equator, and latitude along the southwestern coast of Africa. It highlights that compared to the intraseasonal signal, interannual periods (~380–520 days) provide a continuous and significant signal from the center of the



**Figure 1.** Global Normalized Wavelet Power Spectrum (GNWPS) of SLA Anomalies (A) relative to the seasonal cycle along the equator (left-side plot) and along the African southwest coast (right-side plot) for the 2000–2008 period for satellite data (AVISO) averaged every 5 days. Black contour interval is 1 cm<sup>2</sup>. White contour corresponds to significant values at 90% confidence level.

equatorial basin as far as 17°S along the African coast. Our approach is based on numerical experimentation with a regional ocean model. This approach overcomes the limitation encountered by Polo et al. [2008] and Goubanova et al. [2013] as well as providing an evaluation of subsurface variability, where the CTW signature is expected to be more intense than in the surface layer [Brink, 1982; Lübbecke et al., 2010]. Like Illig et al. [2014], we perform sensitivity experiments in order to isolate remote forcing from the local forcing contribution, and identify their respective impacts on physical oceanic dynamics (temperature, SLA, currents, density, and heat budget).

The paper is structured as follows: the next section describes observed data sets and reanalysis as well as the methodology used in this study. Section 3 presents the regional oceanic model, as well as a description of numerical experiments carried out for sensitivity

analysis. Note that the estimation of the model performances against in situ data is provided in Appendix A. Sections 4 and 5 are devoted to result analysis. First, we quantify the contributions of remote versus local forcing to the South-East Atlantic oceanic variability and we analyze the properties associated with poleward propagating CTW at interannual timescales. We discuss the most southward latitude at which CTW signatures can be observed in the surface and subsurface layers. Following this, we evaluate CTW characteristics along the African coast as far as the Benguela Upwelling System. We quantify the associated thermodynamical processes based on analysis of online heat budget. Finally, concluding remarks and perspectives to this work are given in section 6.

#### 2. Observation, Reanalysis Data Sets, and Methods

For forcing and analysis of model simulations performed in this study, different satellite and reanalysis outputs are used.

#### 2.1. Satellite Data Sets

#### 2.1.1. Wind Stress

We use gridded Sea Winds scatterometer zonal and meridional wind stress observations from NASA satellite QuikSCAT [*Liu et al.*, 1998]. This data are available over the 2000–2008 period as daily means with a resolution of  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ , through the French ERS Processing and Archiving Facility CERSAT (http://cersat.ifremer. fr). In near coastal regions, data are masked and not available within a range of 25 km to the coast due to land contamination. Note that for modeling purposes an extrapolation of momentum fluxes was performed within QuikSCAT blind zone using a simple near-neighbor procedure.

#### 2.1.2. Sea Level Anomalies (SLA)

We use the gridded AVISO combined product for SLA, provided by the Ocean Topography Experiment TOPEX/Poseidon/Jason and the European Remote Sensing Satellite ERS-1/2 data sets. We used AVISO data from January 2000 up to December 2008 with a daily frequency on a 1/3° Mercator grid [*Le Traon et al.*, 1998; *Ducet et al.*, 2000].

#### 2.2. Reanalysis Data Sets

#### 2.2.1. Oceanic Reanalysis

The outputs of the Simple Ocean Data Assimilation reanalysis (SODA, version 2.1.6) are used at the open boundaries of our model configuration (see sections 2.1 and 2.3). SODA provides a set of estimated ocean states based on numerical simulations with data assimilation from the 1994 World Ocean Atlas (WOA-94); other hydrography data; SST; altimetry sea level; and data from NODC, NCEP, and TOGA/TAO over the 1958–2008 period. Additionally, SODA is driven by surface winds from the European Center for Medium-Range Weather Forecasts ERA-40 and ERA-Interim reanalysis data. See *Carton et al.* [2000], *Carton and Giese* [2008], and *Carton et al.* [2005] for more details on the model and data assimilation procedures. Homogeneous temporal series of 5 day averages of temperature, salinity, sea level, and currents, with a horizontal resolution of  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  and 40 verticals levels are available at http://www.atmos.umd.edu/~ocean/data.html.

#### 2.2.2. Atmospheric Reanalysis

For our model configuration, oceanic surface heat fluxes and Sea Surface Salinity (SSS) are provided by the National Center of Environmental Prediction-Climate Forecast System Reanalysis (NCEP-CFSR) [*Saha et al.*, 2010]. NCEP-CFSR outputs are available on a  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  horizontal grid at different temporal resolutions (from hourly to monthly) over the 31 year period extending from 1979 to 2009. CFSR is a coupled (ocean/ atmosphere/land surface/sea ice) data assimilation system using observed SST, temperature, and salinity profiles from MBT, XBT, CTD, Argo, and TAO. This product is a significant upgrade from the older reanalysis (NCEP-R1, NCEP-R2) done at NCEP [*Kalnay et al.*, 1996; *Kanamitsu et al.*, 2002]. In particular, the model was improved by adding finer atmospheric resolution, an advanced assimilation scheme, an atmosphere-land-ocean-sea ice coupling, and the assimilation of satellite radiance.

#### 2.3. Methods and Tools

#### 2.3.1. Filtering Procedure

In the tropical Atlantic Ocean, salient variables are mostly dominated by the annual and semiannual cycles over the equatorial sector and along the African coast [*Wilson and Adamec*, 2002; *Schouten et al.*, 2005]. In order to retain only the interannual variability, we use methodology from *Mosquera-Vásquez et al.* [2014]:

- 1. Anomalies (A) are primarily considered as departures from the monthly climatology. To do so, we first estimate the monthly climatology over the 2000–2008 period and interpolate it onto the original 5 day resolution using cubic splines. Then, this monthly climatology at 5 day resolution is subtracted from the original data. This filter is applied to remove the seasonal cycle (annual and semiannual frequencies) while subseasonal (submonthly and intraseasonal) and interannual variabilities survive in the filtered time-series.
- 2. From these anomalies (A), we extract the interannual frequencies (IA): to do so, we estimate the monthly means of the Anomalies (A), which are then smoothed using a 1-2-1 filter (1-2-1 running weighted average) and interpolated back onto the 5 day original resolution using cubic splines. The spectral characteristics of this low pass filter were examined using a Gaussian white noise. The resulting transfer function depicts a -10 dB, -3 dB, -1 dB attenuation (10%, 50% 79% of the input power survives) at 100 d<sup>-1</sup>, 168 d<sup>-1</sup>, and 283 d<sup>-1</sup>.

Subseasonal anomalies are defined as the complementary signal to the interannual anomalies: They are calculated by subtracting the IA from A [see *Goubanova et al.*, 2013; *Illig et al.* 2014].

#### 2.3.2. Wavelet Analysis

The wavelet analysis is a powerful tool, commonly used in geophysics for detecting time-frequency variations within time-series. A detailed description of the wavelet analysis used in this study can be found in *Torrence and Compo* [1998]. In order to describe spatial and temporal characteristics of EKW and CTW, we have chosen to use a 1-D (time) wavelet analysis with a continuous wavelet transform based on the Morlet function ( $\omega_0 = 6$ ). In order to compare the wavelet spectrum's amplitude at different frequencies, we estimated the Normalized Wavelet Power Spectrum (NWPS) using the method described in *Goubanova et al.* [2013]. Also, following *Torrence and Compo* [1998], significance levels (at 95%) are determined from the  $\chi$ 2 distribution calculated from the autocorrelated time-series at lag -1 (5 days) and lag -2 (-10 days). **2.3.3. EOF Analysis** 

In order to extract the dominant mode of interannual variability, we apply a classic Empirical Orthogonal Function (EOF) decomposition [*Toumazou and Cretaux*, 2001] to the data set over the 2000–2008 period.

We normalized the EOF spatial patterns (here after referred to as EOFs) and the associated time-series (Principal Component or PC) so that the maximum of each EOF is equal to one.

#### 2.3.4. Vertical Mode Decomposition

SODA model outputs are further used to derive an estimate of EKW contributions based on a modal decomposition of variability (pressure and zonal current), which is not possible to obtain from available surface observations. Contributions of the first three EKW modes (the most energetic at interannual timescales) are derived following the method described in *Illig et al.* [2004]. This method consists in deriving vertical modes from seasonally and zonally slow-varying stratification over which pressure and zonal current anomalies are projected. This provides the baroclinic mode contribution to sea level and zonal current which are then projected onto the theoretical meridional structures of EKW, accounting explicitly for the coastal boundary near the equator in the Gulf of Guinea [*Cane and Sarachik*, 1979]. EKW are expressed in terms of amplitude of their contribution to sea level anomalies. This method using SODA output was shown to be efficient in capturing the salient features of the propagating characteristics (phase speed and amplitude) of EKW contributions for both the Pacific [*Dewitte et al.*, 2008a,b] and Atlantic [*Goubanova et al.*, 2013] Oceans.

#### **3. Regional Oceanic Simulations**

In order to quantify the respective roles of boundary forcing: namely, remote equatorial forcing and local atmospheric forcing on the variability along the southwestern coast of Africa, we use a regional oceanic physical model of the South-East Atlantic Ocean. The following section is devoted to describing the model configuration and various experiments that were performed. A summarized analysis of how the model reference simulation performed with regards to mean state and interannual variability is provided in Appendix A.

#### 3.1. Regional Ocean Model Configuration

The Regional Ocean Modeling System (ROMS—*Haidvogel et al.* [2000]; *Shchepetkin and McWilliams* [2003, 2005]) is used to simulate the salient features of large and regional-scale circulation patterns in the South-East Atlantic region. ROMS is a free surface, topography-following coordinate model with a split-explicit time stepping that solves primitive equations based on Boussinesq and hydrostatic approximations. In this study, we use the AGRIF (Adaptive Grid Refinement in Fortran, *Debreu et al.* [2008]) version of ROMS (version 3.0) which is freely available at http://www.romsagrif.org and is regularly improved and updated by its developers [*Penven et al.*, 2006a; *Debreu et al.*, 2012]. Subgrid-scale vertical mixing is parameterized using a K-Profile Parameterization (KPP) boundary layer scheme [*Large et al.*, 1994]. For the tracers, we used the horizontal third-order upstream advection scheme with split and rotated diffusion [*Marchesiello et al.*, 2009; *Lemarié et al.*, 2012], recommended in realistic applications to preserve water masses.

The domain covers the region between 30°S and 7°N, spanning from 10°W to the southwestern coast of the African continent (Figure A1a in Appendix A). The horizontal resolution is  $1/12^{\circ}$  (~9.25 km at the equator) with 37 sigma vertical levels, which are stretched in the surface layer. As shown by *Penven et al.* [2006a,b], this configuration is suitable to correctly resolve coastal upwelling processes and most mesoscale dynamics. Indeed, the wavelength associated with the first baroclinic Rossby Radius in the region along the coast of interest varies from ~250 km near the equator to 20 km at 30°S [*Houry et al.*, 1987; *Chelton et al.*, 1998].

Within this configuration, the western and southern borders are open using a mixed radiation-nudging scheme [*Marchesiello et al.*, 2001] with temperature, salinity, sea level, and currents fields derived from SODA reanalysis (see section 2.2), while the northern and eastern boundaries remain closed. Our choice for using SODA at our model Open Boundary Conditions (OBCs) was motivated by its skills in correctly simulating the EKW propagating characteristics, along with the vertical structure of temperature, pressure, and currents (see section 2.3). Topography is derived from the GEBCO\_08 global elevation database at 30 arcsecond spatial resolution (http://www.gebco.net). Note also that a linear adjustment of model bathymetry to SODA bathymetry is made within a 2° band in order to insure continuity of both model solutions (SODA and ROMS). Wind stress forcing comes from daily QuikSCAT gridded data, while for surface heat flux forcing we used daily averages of atmospheric NCEP/CFSR reanalysis using bulk formulations [*Fairall et al.*, 1996]. As no river discharges are taken into account in our ROMS simulations, SODA potential temperature, salinity, horizontal current, and Sea Surface Height (SSH) of the January 2000 year fields were used.

Table 1. Description of ROMS Experiments: Name, Open Boundary Conditions (OBCs), QuikSCAT Wind Stress Forcing Specification and Heat/Fresh-Water Flux Forcing Specification

Name	OBC	Wind Stress	Heat/Water Fluxes
ROMSREF	Total	Total	Total
ROMS <sup>EQ</sup>	Total, between 10°N–10°S	Climatological	Climatological
ROMS <sup>EQ+SOUTH</sup>	Total	Climatological	Climatological
ROMS	Climatological	Total	Total
ROMS <sup>LOCAL_SOUTH</sup>	Climatological	Total, except North of 4°S	Total, except North of 4°S
ROMS <sup>CLIM</sup>	Climatological	Climatological	Climatological

The model reaches an equilibrium state after 5 years of spin-up, performed using climatological forcing (OBC and surface forcing) estimated over the 2000–2008 period. Then, the simulation is performed over a 9 year period spanning from 2000 to 2008, during which 5 day averages of model state variables (temperature, salinity, currents), as well as temperature budget terms and daily averages of SSH were stored. For the interannual variability study, which is the focus of this paper, 9 years of simulation is a short period. However, thanks to our filtering methodology, it is sufficient to represent known extreme IA events (2001—*Rouault et al.* [2007]; 2006/2007—*Marin et al.* [2009]). Moreover, it corresponds to available QuikSCAT data which provides the best model estimates and allows us to conserve consistent atmospheric forcing for the entire time-series.

Performance of the reference simulation (ROMS<sup>REF</sup>) is presented in Appendix A. Results show a realistic simulation of the South-East Atlantic Ocean mean state and interannual variability. Thus, we gain confidence in use of our model outputs and carry out sensitivity experiments regarding model forcing to study the influence of CTW along the southwest coast of Africa and their impact in the Benguela Upwelling System.

#### **3.2. Numerical Experiments**

A set of six numerical experiments were carried out in order to identify the oceanic response in the southeastern part of the Atlantic Ocean, to different forcing conditions: wind stress, heat flux, and equatorial remote forcing (EKW). Therefore, our ROMS experiments differ only by forcing at the model boundaries: OBC and surface atmospheric forcing (wind stress and heat fluxes) which are either climatological or real time (see Table 1 for a summary of these numerical experiments). First, we define the reference simulation described in section 3.1: ROMSREF simulation is the most realistic experiment performed using 5 day SODA at the ocean boundaries, daily QuikSCAT wind stress, and daily NCEP-CFSR atmospheric forcing. Then, with the aim of isolating the impact of EKW along the African southwest coast from local atmospheric forcing (wind stress and heat fluxes), we define a second simulation, labeled ROMS<sup>EQ</sup>, in which the 5 day SODA reanalysis is used at the western boundary between 10°S and 7°N, while the remaining OBC and surface atmospheric forcing (wind stress and heat fluxes) are set to climatology. Within this configuration, at interannual timescales, the South-East Atlantic regional circulation is impacted by remote equatorial forcing (and internal model variability) and hence CTW are expected to propagate along the southwest coast of Africa. Next, a sensitivity experiment to the southern boundary dynamics is performed (cf. section 4.3): ROMS<sup>EQ+SOUTH</sup> and is based on ROMS<sup>EQ</sup> configuration except that we apply real time forcing (5 day SODA) at all OBCs. Two configurations have been designed in order to quantify atmospheric forcing (wind stress and heat fluxes) influence on interannual South-East Atlantic Ocean variability. The first configuration is ROMS<sup>LOCAL</sup> and is a paired experiment to ROMS<sup>EQ</sup> in which OBC's are climatological (i.e., no remote equatorial forcing), while daily surface forcing (wind stress and heat fluxes) is used over the entire domain. Thus, in ROMS<sup>LOCAL</sup>, only atmospheric effects are expected to trigger interannual variability (as well as intrinsic variability). However, even if most EKW are forced in the western equatorial Atlantic [Zebiak, 1993; Illig et al., 2004, 2006; Illig and Dewitte, 2006] due to the design of our model configuration whose western boundary is at 10°W, wind-stress fluctuations in the Gulf of Guinea can also force eastward equatorial Kelvin Waves, which in turn can trigger poleward CTW. In the framework of the present study, this mechanism has to be considered as remote forcing. In order to quantify the importance of EKW forced in the Gulf of Guinea in ROMS<sup>LOCAL</sup>, another sensitivity experiment was carried out to limit generation of EKW in the Gulf of Guinea (cf. section 4.3): ROMS<sup>LOCAL</sup> <sup>SOUTH</sup> presents the same characteristics as ROMS<sup>LOCAL</sup>, except that north of 4°S climatological wind stress and heat flux forcing have been prescribed. Note that a linear adjustment was made on a  $2^{\circ}$  width band (from 4°S to 6°S) to insure continuity between both forcing (climatological and total) and reduce erroneous wind



**Figure 2.** Global Normalized Wavelet Power Spectrum (GNWPS) for the 2000–2008 period. (a) Equatorial Kelvin Wave (EKW) Anomalies (A, relative to the seasonal cycle) contribution to the sum of the three gravest baroclinic mode SLA at [0°N; 10°W]. (b–d) Same as Figure 1: SLA Anomalies (A) along the equator (averaged between 1°S and 1°N) and along the African southwest coast (averaged within the 0.5°-width coastal band) for (b) ROMS<sup>REF</sup>, (c) ROMS<sup>EQ</sup>, and (d) ROMS<sup>LOCAL</sup> simulations. Black contour interval is 0.8 cm<sup>2</sup>. The red-dashed line (Figure 2a) and white contour (Figures 2b–2d) correspond to significant values at 90% confidence level.

stress. In this simulation, EKW cannot be forced locally at the equator in the Gulf of Guinea and so, in comparison to ROMS<sup>LOCAL</sup>, only local atmospheric and internal model dynamics affect the interannual variability along the African southwest coast. A final ROMS<sup>CLIM</sup> experiment was designed to quantify the model's internal dynamics (nonlinearity) and the seasonal and mesoscale oceanic variability. We used climatological atmospheric forcing (wind stress and heat fluxes) as well as climatological OBCs.

#### 4. Remote Versus Local Forcing: Results and Discussion

In this section, we investigate the contribution of remote equatorial forcing versus local forcing on South-East Atlantic oceanic variability with special interest in the properties of poleward CTW propagations. In particular, we aim to determine the most poleward latitude along the African coast at which the CTW signature can be observed in surface and subsurface layers.

#### 4.1. Relative Contribution to Forcing

Under the linearity hypothesis, outputs of our model experiments can be used to quantify the impact of remote equatorial forcing versus local forcing on ocean dynamics. To get an overview of the equatorial signal transmission from the equator area to the southwestern coast of Africa as a function of frequency ranges, Figures 2b and 2d display the Normalized Global Wavelet Spectrum (NGWS) of Anomalies (A) of SLA (cf. Section 2.3 for the filtering methodology) along the equator and along the southwest coast of Africa for reference (ROMS<sup>REF</sup>), remote (ROMS<sup>EQ</sup>), and local (ROMS<sup>LOCAL</sup>) simulations (Table 1). Note that the energy spectrum of the ROMS<sup>CLIM</sup> experiment (not shown) is much weaker than the one of the other five simulations and for all frequencies from submonthly to interannual timescales. For example, the ratio of the NGWS averaged along the African southwest coast (30°S-0°N) between ROMS<sup>CLIM</sup> and ROMS<sup>REF</sup> is lower than 6% for all the periods from 10 to 630 days. Figure 2 reveals that results obtained for the reference simulation (Figure 2b) are similar to that obtained using satellite data (Figure 1) with strong energetic signals centered around 100, 181, and 490 day frequencies. Comparison between the three model experiments shows that along the southwest coast of Africa, the energy spectra of ROMS<sup>EQ</sup> and ROMS<sup>LOCAL</sup> can almost be linearly added up to reconstitute the reference signal (ROMS<sup>REF</sup>). Results show that at subseasonal timescales (10-20 days and 80–105 days), the SLA variability is primarily driven by local atmospheric forcing with a ratio of the NGWS averaged along the southwest coast of Africa (30°S-0°N) between ROMS<sup>LOCAL</sup> (ROMS<sup>EQ</sup>) and

ROMS<sup>REF</sup> larger (lower) than 99% (17%). In agreement with *Polo et al.*, [2008], ROMS<sup>EQ</sup> exhibits some variability at intraseasonal time scales (at 45 and 95 days) until 12°S. However, the energy level is significantly weaker than ROMS<sup>LOCAL</sup>. This is most likely due to the design of our configuration (cf. section 3.2), in which wind-stress fluctuations in the Gulf of Guinea force EKW and then CTW. Further south, our results are in agreement with Goubanova et al. [2013] who showed that subseasonal (submonthly and intraseasonal) SST variability in the central BUS is mainly modulated by local forcing (wind stress). They found no evidence to support the hypothesis that subseasonal Equatorial Kelvin Waves (EKW) contribute to subseasonal SST variability in the BUS. Conversely, at interannual timescales (between 380 and 540 days), experimentation with ROMS reveals that coastal SLA variability along the African coast is mostly explained by equatorial forcing (Figure 2), since the NGWS ratio between ROMS<sup>EQ</sup> and ROMS<sup>REF</sup> at interannual frequencies is larger than 89%, while it remains lower than 29% for ROMS<sup>LOCAL</sup>. This is in agreement with Lübbecke et al. [2010] who demonstrated that remote forcing has a higher contribution than wind-driven local upwelling anomalies for warm event generation. It also supports the results of Florenchie et al. [2003, 2004] and Rouault et al. [2007] who suggest that warm events off Angola in the ABA are remotely forced from equatorial EKW propagation. They explained that interannual SST anomalies associated with Benguela Niños are not generated locally but are driven by relaxation of the trade winds in the western part of the equatorial Atlantic basin. In this context, we further examined the variability of EKW contributions by estimating the energy spectra of the sum of the three gravest baroclinic mode EKW contributions to the SLA at [10°W; 0°N] based on SODA outputs (see section 2.3 for more details about EKW decomposition). The associated NGWS is displayed in Figure 2a and reveals the presence of two major periods of variability. Energy peaks at intraseasonal timescales (between 90–110 and ~150 days) were identified in Goubanova et al. [2013], while the most energetic peak at interannual scales (390-550 days i.e., 13-18 months) matches well with the interannual energy peaks obtained in ROMS<sup>EQ</sup> (Figure 2b), ROMS<sup>REF</sup> (Figure 2a), and in the observation analysis (Figure 1). This interannual frequency peak is also coherent with the main interannual frequency of Benguela Niño events at ~18 months [Florenchie et al. 2004]. Note that, Figure 2 as Figure 1 contains substantial energy at semiannual and annual periods which likely results from the interannual modulation of the annual and semiannual cycle. This is in agreement with the results of Polo et al. [2008] that showed that the intraseasonal variability is significantly dependent on the seasonal cycle with more positive propagations observed during the downwelling season (from September to February) and negative propagations detected during the upwelling season (March to August).

In summary, these results indicate that remote equatorial forcing is the main process driving SLA variability along the equator and the southwestern coast of Africa at interannual frequencies. In the following section, we investigate in more detail the interannual coastal oceanic dynamics, and in particular refine the estimation of the most poleward latitude up to which remote equatorial forcing can impact interannual coastal variability.

#### 4.2. Poleward CTW Propagation in the Surface and Subsurface Layers

To begin with, interannual coastal oceanic dynamics are investigated in the surface layer by regarding the correlation between interannual SLA (SLIA; see section 2.3 for details on the filtering methodology) of ROMS<sup>REF</sup> and AVISO data (Figure 3). Agreement between model and observations is statistically significant, especially along the equatorial wave guide and along the southwest coast of Africa up to 24°S. This highlights how far South the equatorially forced signal stay coherent and emphasizes where the variability is influenced by coastal trapped waves. This hypothesis has been further investigated using baroclinic mode EKW contribution to interannual SLA at 10°W-Equator (see section 2.3 for details on vertical mode decomposition) and ROMS<sup>REF</sup> coastal Interannual SLA (SLIA). Figure 4a displays the lagged correlation coefficient between the sum of the three gravest baroclinic mode EKW contributions to SLIA at [10°W; 0°N] and ROMS-REF SLIA taken at each point along the Southwest African Coast. The correlation coefficient is significant from 0°S up to 17°S with correlation coefficients between 0.5 and 0.6. Subsequently, further south, this coefficient decreases and becomes nonsignificant upon reaching 0.38 at 20°S. Based on lag (Figure 4a), the mean coastal propagation phase speed along the southwest coast of Africa is estimated at 1.09 m.s<sup>-1</sup>. We then investigate the distinct contribution of each EKW mode to SLIA (Figure 4b). In agreement with Illia et al. [2004], along the equator, from 10°W to 0°E, both second and first baroclinic mode contribution to Interannual SLA are dominant, while east of 2°E the third baroclinic mode becomes the most energetic mode due to shallower and more stratified mean thermocline (not shown). Along the southwest coast of Africa, the SLIA variability correlates best with the third baroclinic mode at [10°W; 0°N] from 0°S to 17°S



**Figure 3.** Correlation map between 5 day-averaged ROMS<sup>REF</sup> Sea Level Interannual Anomalies (SLIA) and observed SLIA from AVISO over the 2000–2008 period. The black and white ribs denote nonsignificant correlations (at 95% confidence level).

(correlation coefficient larger than 0.4). South of 17°S, the coastal variability shares more temporal characteristics with the first baroclinic mode at [10°W; 0°N], with correlation coefficient equals to 0.42 at 20°S. In summary, these results indicate that remote equatorial forcing (EKW) triggers poleward CTW [Brink et al., 1978; Romea and Smith, 1983; Clarke, 1983; Hormazabal et al., 2002; Polo et al., 2008; Echevin et al., 2011, 2014; Belmadani et al., 2012] which induces significant coastal variability on the sea level variability at interannual frequencies along the equator and west coast of Africa up to  $\sim$ 17°S. This latitude is north of the BUS (located between 19°S and 34°S). Consequently, the CTW signature as observed from altimetry does not reach the BUS. However, as CTW propagation is associated with vertical displacements of the thermocline, in the following section our analysis focuses on subsurface variability, which might be detectable further South.

To access subsurface oceanic interannual variability, we used a method inspired from that described in *Belma*-

dani et al. [2012]. Empirical Orthogonal Functions (EOFs) are computed over cross-shore vertical sections of interannual alongshore currents and density anomalies every 1° of latitude along the western African coast. We aim to isolate variability exclusively associated with CTW dynamics, and reduce contamination associated with the extratropical Rossby Waves that radiate offshore from the coast. To do so, for each latitude, the EOF analysis is performed on a cross-shore section width equal to the first Rossby radius. Note that, in agreement with Belmadani et al. [2012], the results do not exhibit significant sensitivity to EOF cross-shore section width. The EOFs spatial pattern and associated time-series (Principal Components-PCs) are analyzed in order to identify the dominant mode of interannual variability in the subsurface and to describe its characteristics along the African coast. Since the conclusions drawn from the analysis of coastal density and alongshore currents remain equivalent, we only present here the analysis on density interannual anomalies (IA). To illustrate the mode of variability captured by analysis of interannual density anomalies, Figure 5 shows the dominant EOF spatial patterns for the three simulations ROMS<sup>REF</sup>, ROMS<sup>EQ</sup>, and ROMS<sup>LOCAL</sup> at 15°S. Note that, in order to be able to compare the PCs from one latitude to another, we have chosen a normalization of the spatial pattern such as the maximum density anomalies within the thermocline are equal to 1 (cf. section 2.3). This statistically dominant first mode (ROMS<sup>REF</sup>: 84%, ROMS<sup>EQ</sup>: 82%, ROMS<sup>LOCAL</sup>: 89% of the total variance) presents a significant alongshore variability, maximum in subsurface between a depth of 10 and 45 m. For each latitude (not shown), the dominant mode of variability peaks between the surface and the Mixed Layer Depth (MLD) in ROMS<sup>LOCAL</sup>, while it extends deeper in ROMS<sup>EQ</sup>. To quantify the impact of different forcing on interannual coastal density variability, we have estimated the RMS of the time-series associated with the spatial patterns presented in Figure 5 (see RMS values in the lower right corner). It shows that the variability is stronger for ROMS<sup>EQ</sup>, with a value of 0.36 at 15°S (ROMS<sup>REF</sup>: 0.31 and ROMS<sup>LOCAL</sup>: 0.24). Similar results were obtained from 5°S to 30°S.

Subsurface propagation properties of interannual CTW (IA) are investigated through the study of lag correlation between PCs associated with the dominant EOF at each latitude (every 1°) along the southwest coast



a) Coastal SLIA: Lagged correlation with sum of the 3 gravest IEKW

b) Coastal SLIA: Lagged correlation with the 3 gravest IEKW



**Figure 4.** Maximum lagged correlation between coastal Sea Level Interannual Anomalies (SLIA) along the African coast from the ROMS<sup>REF</sup> simulation and the Interannual Equatorial Kelvin Wave (IEKW) contribution to the first three baroclinic mode SLIA at [0°N; 10°W] estimated from SODA Reanalysis. Significant correlation (at 95% confidence level) associated with increasing Iag (days) is specified by color shading. Positive values mean that IEKW signal leads. (a) For the IEKW contribution to the sum of the first three baroclinic modes (m1 + m2 + m3). (b) The plain thin line corresponds to the interannual equatorial Kelvin wave contribution to the first baroclinic mode (m1), the dashed thin line to the second baroclinic mode (m2), and the large plain line corresponds to the third baroclinic mode (m3).

of Africa (until 30°S) and the one estimated at 8°S (Figure 6). Note that similar results were obtained using any reference between 5°S and 20°S. Also, in Figure 6, shading indicates positive correlation with a significance level larger than 95% (*p*-value statistical test from *Best and Roberts* [1975]). Signatures of poleward propagations are clearly visible for ROMS<sup>REF</sup> and ROMS<sup>EQ</sup> simulations (Figures 6a and 6b): at each latitude along the African coast, the maximum correlation is associated with increasing time-lags when moving poleward. Conversely, for the ROMS<sup>LOCAL</sup> experiment, we cannot identify any propagative signal between 5°S and 18°S (Figure 6c). More precisely, we capture an instantaneous forcing of the vertical stratification, with a noisy signal between 18°S and 30°S. In addition, the 95% significance level of correlation values suggests that CTW signature can be detected further poleward in the subsurface layer than in the SLA analysis. Figure 5a shows that they can impact stratification variability as far as 24°S in the ROMS<sup>REF</sup> simulation.

Using results presented in Figure 6, we have further assessed the average phase speed associated with ROMS<sup>REF</sup> and ROMS<sup>EQ</sup> density propagation by estimating the slope of the least square best fit to the points with maximum correlation at each latitude along the southwest coast of Africa. The results provide values of 0.85 and 0.89 m.s<sup>-1</sup>, respectively. Thus, estimated phase speeds using interannual SLA and density fields are both slower than theoretical phase speeds of the first and second baroclinic EKW mode in the tropical Atlantic Ocean (~2.4 and ~1.4 m.s<sup>-1</sup>) [*Katz*, 1997; *Delecluse et al.*, 1994; *Illig et al.*, 2004; *Schouten et al.*, 2005], and are in better agreement with the third baroclinic EKW modes (~0.8m.s<sup>-1</sup>) [*Illig et al.*, 2004; *Schouten et al.*, 2005]. This is consistent with our results presented in Figure 5 and this suggests that the interannual variability along the African southwest coast is associated with a third baroclinic mode of CTW. Interestingly, modeled phase speeds in our study are also slower than phase speeds estimated along the

#### 10.1002/2015JC011168



Cross-shore distance from the coast (km)

**Figure 5.** Spatial patterns of the first Empirical Orthogonal Function (EOF) of the interannual alongshore density field (IA) over the crossshore section at 15°S for the three simulations ROMS<sup>REF</sup>, ROMS<sup>EQ</sup>, and ROMS<sup>LOCAL</sup>, respectively, as a function of the distance from the coast (km) and depth (m). Note that, spatial patterns have been normalized, such as their local maximum is equal to 1. Values listed in the right lower corner (in red) correspond to the associated time-series Root Mean Square in kg.m<sup>-3</sup>.

equator and the western coast of Africa as far as  $12^{\circ}$ S by Polo et al. [2008] (~1.5–2.1 m.s<sup>-1</sup>, respectively), and along the Peru-Chile coast by Clarke and Ahmed [1999] and Belmadani et al. [2012]  $(2.89 \pm 0.04 \text{ m.s}^{-1}\text{and between } 2.17-2.60 \text{ m.s}^{-1}$ , respectively). The discrepancy may be due to dependence of the phase speed on the topography morphology (shelf/slope) and on bottom friction. Long-wave phase speed increases in shallow areas [Shaffer et al., 1997], while it decreases with the bottom friction coefficient [Clarke and Ahmed, 1999], consistent with scattering of CTW energy of the first baroclinic mode into higher order modes, which propagate more slowly. For example, along the southwest coast of Africa the shelf slope is gentler than in the Peru-Chile region and hence, the friction effect may be much stronger, contributing to a slower phase speed. More importantly, the timescales examined by Polo et al. [2008] and Belmadani et al. [2012] focused on intraseasonal variability, whereas we focus on interannual variability. Clarke and Ahmed [1999] used modeling framework to show that lower frequencies enhance the dynamical contribution of bottom friction and thus the phase speed decreases. As a result, phase speed at interannual frequencies is expected to be slower than that at intraseasonal frequencies for the same baroclinic mode. We tested this hypothesis by calculating the phase speed associated with intraseasonal events for the ROMS<sup>EQ</sup> simulation. The obtained phase speed equals 1.79 m.s<sup>-1</sup>, which is larger than our value estimated for interannual frequencies, and is in better agreement with the results of Clarke and Ahmed [1999] and Polo et al. [2008]. Note that, the estimation of the phase speed differs in function of the parameter used for the estimation: tracer (temperature, salinity) or dynamical field (thermocline depth, sea level). As in Rouault et al. [2007], we observe southward spreading of water from the equator (see section 5). The speed associated with water mass spreading or tracer's advection is superimposed to the linear wave propagation speed. This may explain the difference between phase speed obtained with interannual SLA and density field.

In summary, these results clearly demonstrate the presence of equatorially forced poleward propagating CTW along the southwest coast of Africa at interannual frequencies (periodicity of 400–520 days) in ROMS-<sup>REF</sup> as far as 24°S. Through the comparison between our sensibility experiments, we have evidenced that remote equatorial forcing can influence the northern part the Benguela Upwelling System as far as 24°S.



Figure 6. Lagged correlation between the time-series associated with the principal component of the first EOF (cf. Figure 5) of interannual alongshore density variability (IA) taken at 8°S and at each latitude along the southwest coast of Africa every 1°. Figures 6a–6d present the results of the four simulations: ROMS<sup>REF</sup>, ROMS<sup>EQ</sup>, ROMS<sup>LOCAL</sup>, and ROMS<sup>EQ+SOUTH</sup>, respectively. Contour lines are drawn every 0.2. The white color denotes negative or nonsignificant correlations (at 95% confidence level).

#### 4.3. Most Southward Latitude of Poleward Propagation

Interestingly, Figure 6b illustrates CTW propagating further poleward in ROMS<sup>EQ</sup>, when climatological surface and southern boundary forcing are prescribed, than in the most realistic simulation (ROMS<sup>REF</sup>). Indeed, analysis of the most poleward latitude at which significant correlation can be detected (Figures 6a and 6b) shows that without disturbances CTW could impact vertical stratification up to the southern boundary of our domain at 30°S. Hence, this section is devoted to investigating the impact of different forcing that can modulate the most poleward latitude at which CTW signature can be observed.

First, the role of variability prescribed at the model's southern boundary is investigated using EOF analysis results of interannual density fluctuations (IA) for two sensitivity experiments, ROMS<sup>EQ</sup> and ROMS<sup>EQ+SOUTH</sup> (Figures 6b and 6d). ROMS<sup>EQ</sup> and ROMS<sup>EQ+SOUTH</sup> are paired experiments that differ only by the OBC at the southern boundary of our ROMS domain (cf. Table 1 and section 3.2), which are climatological (ROMS<sup>EQ</sup>) or interannual (ROMS<sup>EQ+SOUTH</sup>). As described previously, in ROMS<sup>EQ</sup> (Figure 6b) we observed clear poleward propagations of interannual CTW, with significant lagged correlation all along the African southwest coast, as far as the Southern tip of the African continent. In comparison, ROMS<sup>EQ+SOUTH</sup> (Figure 6d) shows similar poleward CTW propagation with comparable phase speed ( $0.87 \text{ m.s}^{-1}$ ), but the 95% level significance in the PCs lagged correlation analysis does not extent as far southward, reaching only  $\sim$ 26°S. This result reveals that the interannual variability at 30°S can impact CTW propagation along the African coast. It is most likely that it is the interannual water transports of the energetic northward Benguela Current at 30°S, fed by the Agulhas Current and the South Atlantic Current [Shannon, 1985; Gordon et al., 1992], that modulates the ocean dynamics. Its signature and the associated mesoscale features [Lutjeharms and van Ballegooyen, 1988; Duncombe Rae, 1991] dominate the signal observed at interannual timescales in surface and subsurface from 30°S to 26°S and consequently constrains the most poleward latitude at which poleward CTW can be detected.

The interannual variability at the southern boundary (30°S) does not entirely explain the differences between the most southward latitude at which poleward CTW propagation can be detected in ROM-S<sup>EQ+SOUTH</sup> (26°S) and in ROMS<sup>REF</sup> (24°S). Given that the interannual variability of ROMS<sup>EQ+SOUTH</sup> is essentially influenced by two distinct forcing (the remote equatorial forcing and the southern boundary variability), while in ROMS<sup>REF</sup> three forcing (equatorially remote, southern boundary, and local atmospheric variability) are at work, the local atmospheric forcing can also drive the ocean dynamics at interannual frequencies and limit CTW propagation. Thus, even if local atmospheric forcing is not dominant at interannual timescales,

10.1002/2015JC011168



Figure 7. Space time diagram along the southwest coast of Africa of the interannual alongshore density time-series (IA) associated with the first EOF (cf. Figure 5). Figures 7a–7d present the results of the four simulations: ROMS<sup>REF</sup>, ROMS<sup>LOCAL</sup>, and ROMS<sup>LOCAL\_SOUTH</sup>, respectively. Unit is kg.m<sup>-3</sup>.

the nearshore wind stress variability can also enhance or compensate downwelling/upwelling associated with remotely forced CTW. This is illustrated in Figure 7 which displays the latitude-time diagram of the PCs of interannual along-shore density (IA) for the ROMS<sup>REF</sup>, ROMS<sup>EQ</sup>, ROMS<sup>LOCAL</sup>, and ROMS<sup>LOCAL</sup>\_SOUTH simulations, respectively. Here, we remind the reader that in order to be able to compare PCs from one latitude to another, EOF spatial patterns have been normalized such as the maximum density anomalies are equal to 1 (cf. section 2.3).In agreement with our results, continuous coherent pattern portraying clear poleward propagation can be detected for the simulations including equatorially remote forcing (ROMS<sup>REF</sup> and ROMS<sup>EQ</sup>), with poleward CTW propagating more south in ROMS<sup>EQ</sup>. Strong events, such as the 2000/2001 warm event or the 2003 cold event, propagate up to ~24°S (~30°S) in ROMS<sup>REF</sup> (ROMS<sup>EQ</sup>). When compared to ROMS<sup>REF</sup> (Figure 7a) and ROMS<sup>EQ</sup> (Figure 7b), ROMS<sup>LOCAL</sup> (Figure 7c) shows higher frequency variability and counts a smaller number of major interannual events, either stationary or propagative (both poleward and equatorward). In addition, the signature of equatorial remote forcing and impact of local atmospheric forcing on the interannual density fluctuations can be in phase or out of phase to one another during some peculiar events and they can almost be visually added up to reconstitute the signal of ROMS<sup>REF</sup>. As an example, during the year 2001, the two contributions (remote and local) were in phase, while in 2005 they were out of phase. In summary, evaluation of subsurface distribution of density and currents at interannual timescales reveals that local forcing generates subsequent interannual density variability. These anomalies could contribute to the intensification or weakening of coastal propagation signatures triggered by EKW. Thus, model experimentation shows that in addition to the southern boundaries entrances, local atmospheric forcing in the South-East Atlantic also modulates the most southward latitude at which remotely forced CTW propagation along the southwest coast of Africa can be detected.

It is worth noting that various mechanisms can trigger interannual variability in ROMS<sup>LOCAL</sup> experiment. On the one hand, as well as internal model variability, wind-driven coastal upwelling or downwelling events, along with locally forced CTW [*Battisti and Hickey*, 1984; *Brink*, 1991] can be generated along the southwest coast of Africa. On the other hand, due to the design of our model configuration, interannual wind-stress variations in the eastern equatorial band (from 10°W to the African coast) can also force EKW, which in turn can trigger poleward CTW (cf. section 3.2). This contribution is now investigated using outputs of two

sensitivity experiments: ROMS<sup>LOCAL</sup> and ROMS<sup>LOCAL\_SOUTH</sup> (cf. Table 1 and section 3.2), which differ only by the atmospheric forcing prescribed north of 4°S and set to either climatological (ROMS<sup>LOCAL\_SOUTH</sup>) or interannual conditions (ROM<sup>LOCAL</sup>). Interannual subsurface density variations in ROMS<sup>LOCAL\_SOUTH</sup> (Figure 7d) are similar to those in ROMS<sup>LOCAL</sup> (Figure 7c) and have, in particular, fewer interannual events than in ROMS<sup>REF</sup> (Figure 7a) or ROMS<sup>EQ</sup> (Figure 7b). In ROMS<sup>LOCAL\_SOUTH</sup>, the interannual wind-stress fluctuations force positive and negative interannual density events (2004, 2005, 2007, and 2008). Most of these events are also present in the ROMS<sup>LOCAL</sup>. However, it is interesting to note that other events in ROMS<sup>LOCAL</sup> (e.g., the 2001 warm event; Figure 7c) have no signature in ROMS<sup>LOCAL\_SOUTH</sup> (Figure 7d). Thus, they are not induced by local wind stress variations along the southwest coast of Africa but rather, they result from CTW propagation associated with EKW forced in the eastern equatorial Atlantic. Using a wavelet analysis of the subsurface interannual density field averaged between the MLD and 200 m depth, from 1°S to 24°S, within the 1° width coastal band, we quantified that the contribution of EKW forced in ROMS<sup>LOCAL</sup> triggers 20% of the ROMS<sup>REF</sup> interannual density variability (380–520 days). Similarly, the contribution of local atmospheric forcing along the western coast of Africa (simulated in ROMS<sup>LOCAL\_SOUTH</sup>) has been estimated to 9% of the ROMS<sup>REF</sup> density variability. Thus, albeit being nonnegligible, these contributions remain largely lower than that of remote equatorial forcing, which explains 93% of the ROMS<sup>REF</sup> coastal interannual density variability.

In summary, the investigation of the subsurface interannual density variability in the light of model experimentation confirms that remote equatorial forcing via CTW propagation is the main driving process of interannual variability along the southwest coast of Africa. These remotely forced CTW can propagate along the African southwest coast as far as 30°S, i.e., to the southern boundary of our model. However, the most poleward latitude at which they can be observed is modulated by the interannual variability at 30°S, as well as the interannual fluctuations of coastal wind forcing along the south-west African continent. While the impact of local forcing at interannual timescales along the coast is rather weak, the wind-forced CTW in the eastern equatorial part of the Atlantic basin are associated with subsequent upwelling/downwelling propagation events along the southwest coast. These locally wind-forced events can trigger significant interannual variability, which can overshadow the signature of the remotely forced CTW. Because remotely forced CTW explain most of the interannual variability, in the next section we further investigate their characteristics and described their impact in the Benguela Upwelling System during two major events: the downwelling event in 2001 and the upwelling event in 2003.

# 5. CTW Signature on Coastal Temperature, Currents, and Heat Budget: Results and Discussion

#### 5.1. CTW Influence on Interannual Currents and Temperature

In this section, we discuss the mechanisms associated with the passage of a CTW using the ROMS<sup>EQ</sup> simulation. The dynamical oceanic response to CTW propagation is first illustrated by showing cross-shore sections of simulated temperature and currents averaged between 1°S and 25°S during two major events: the 2001 downwelling event (Figure 8b) and the 2003 upwelling event (Figure 8c). Associated monthly climatology and interannual anomalies (IA) are also represented (see Figures 8d and 8e). Cross-shore sections were depicted at the mature phase of each event, defined as the maximum of SLIA and identified in Figure 8a as red and blue circles.

The downwelling event (from January to May 2001) is characterized by an increased poleward alongshore current from the surface down to a depth of 200 m (Figure 8f), compared to the climatological situation (Figure 8d), implying a reduction of the equatorward current in the surface layer (0–40 m depth:  $\sim$ -0.06 m.s<sup>-1</sup>) and a strengthening of the poleward undercurrent in the subsurface layer (120–200 m;  $\sim$ +0.04 m.s<sup>-1</sup>). In addition, a decrease of upward vertical currents can be observed within the 150 km coastal band, with a maximum value along the continental shelf. This significant reduction in coastal upwelling is associated with a decrease of the cross-shore current that is superimposed on the mean off-shore Ekman transport, observed in the surface and subsurface. It also results in a nearshore deepening of the thermocline in the first 200 km from the coast and in the development of positive temperature anomalies down to a 140 m depth with a maximum value (+1.8°C) in the subsurface layer (~30 m depth; Figure 8f).



Cross-shore distance from the coast (km)



For the upwelling event (from June to August 2003) the situation is reversed, showing a strengthening of the upwelling dynamics with, in particular, an increase of the equatorward and upward vertical current in the top 200 m (Figures 8c, 8e, and 8g). Cross-shore current anomalies are weak, showing a slight decrease of shoreward currents in the subsurface layer and an increase of the shoreward current in the surface layer. The total circulation associated with the upwelling CTW passage contributes to a stronger upwelling of cold deep water in the first 200 km along the coast and to the development of negative temperature anomalies as deep as 280 m with a maximum value ( $\sim -2.6^{\circ}$ C) in the subsurface layer (30–40 m).



#### **ROMS**<sup>EQ</sup>: Inter-annual currents

**Figure 9.** Interannual (IA) currents for ROMS<sup>EQ</sup> simulation. (a) Time-latitude diagram of the vertical (m.d<sup>-1</sup>; color shading) and the alongshore ( $20 \times m.s^{-1}$ ; black contour) currents which have been averaged over a coastal 1° width band and between the mixed layer depth and 200 meter depth. Red full and dashed boxes encircle the onset period of a downwelling (2001) and an upwelling (2003) event, respectively. (b) Full and dashed lines portray the vertical profile of the vertical (W; black lines;  $100 \times m.d^{-1}$ ), the alongshore (V; red lines;  $m.s^{-1}$ ) and the cross-shore (U; green lines;  $m.s^{-1}$ ) currents averaged over the onset period of the 2001 downwelling event and the 2003 upwelling event, respectively. Vertical profiles have been averaged over a of 1° width coastal band and between 1°S and 25°S.

Thus, poleward propagation of downwelling/upwelling interannual CTW strongly influences alongshore and vertical current variability and induces a net nearshore temperature variation mostly in the subsurface. These results are summarized in Figure 9. In addition, Figure 9a shows that the signature of the CTW on coastal vertical and alongshore current interannual anomalies (IA) is continuous and extends from the equator up to 27°S. Note that either for a downwelling or an upwelling event, interannual modeled cross-shore currents are highly variable in space (from one latitude to another) and time (for the duration of the event). Two processes may explain this variability: Rossby Waves and westward propagating mesoscale eddies. The influence of CTW on the eddy activity in the eastern boundary regions has been investigated in Zamudio et al. [2001, 2006, 2007] for the North-East Pacific (12°N-24°N) and Melsom et al. [1999] for the Gulf of Alaska (46°N-60°N). They showed that a downwelling CTW can generate and/or strengthen anticyclonic eddies by accelerating the dominant poleward surface currents in these regions. Indeed, the reinforced jet is associated with stronger vertical and horizontal shears, which favor the development of baroclinic and barotropic instabilities. This is coherent with our results highlighting an increased variability of the poleward Angola undercurrent associated with interannual CTW propagations (Figures 8f and 8g). Accordingly, we observe that the mean coastal (200 km width band) EKE in ROMS<sup>EQ</sup> is increased (decreased) by 70% (35%) during the onset of the 2001 (2003) event up to 20°S as compared with the ROMS<sup>CLIM</sup> experiment. Over the 2000– 2008 period, the mean EKE averaged over a 1.5° width coastal band between 10°S and 20°S is increased in ROMS<sup>EQ</sup> by 53% as compared with ROMS<sup>CLIM</sup>. This may be triggered by nonlinear effects associated with the dissymmetry of the CTW imprint on interannual coastal variability, showing more energetic warm events and longer and weaker cold events (cf. Figure 6). As an illustration, the skewness of the coastal SLIA averaged over 1° width coastal band and between 10°S and 20°S has been estimated to 0.29. But as pointed out by Belmadani et al. [2012], the increased EKE associated with equatorial remote forcing cannot be simply related to baroclinic instabilities and may rather be explained by changes in Rossby Wave activity and



#### ROMS<sup>EQ</sup>: Inter-annual heat budget

**Figure 10.** Heat budget of the ROMS<sup>EQ</sup> simulation. (a) Time-latitude diagram of the summed up contribution of the Interannual (IA) temperature advection terms (zonal (XADV) + meridional (YADV) + vertical (ZADV)). All the advection terms have been averaged over a 1° width coastal band and between the Mixed Layer Depth (MLD) and 200 m depth. Red full and dashed boxes encircle the onset period of a downwelling (2001) and an upwelling (2003) event, respectively. (b) Vertical profiles of the IA total rate of change (Total; black lines), total advection (Total ADV; red lines), and the sum of the mixing and forcing terms (MIX + FORC; green lines). (c) Vertical profiles have been averaged over a 1° width coastal band and between 1°S and 25°S. Full (dashed) lines correspond to the downwelling (upwelling) event encircled by full (dashed) contours on Figure 10a. In Figures 10b and 10c, the orange-dashed line corresponds to the MLD. Unit is 0.01°C.d<sup>-1</sup>.

by the surface alongshore current fluctuations. In conclusion, it is advisable to place a caveat on our interpretation of the cross-shore variability associated with CTW propagations.

#### 5.2. Heat Budget

The analysis of the CTW signature on temperature and currents anomalies calls for further investigation of processes associated with the heat budget along the southwest coast of Africa. To do so, the processes responsible for temperature fluctuations are computed online to guarantee closure of the heat budget. Interannual Anomalies (IA) of the heat budget terms are then extracted offline. To be consistent with Figure 9, the budget tendency terms are averaged over the onset period of each event: the downwelling (2001) and upwelling (2003) events. Then, tendencies are averaged within the 1° width coastal band, which corresponds to the maximum signature of the CTW on the subsurface temperature (Figures 8f and 8g). As a first step, we examine the vertical profiles of interannual anomalies of different contributions to the heat budget balance averaged between 1°S and 25°S (Figure 10b). In agreement with Figure 8, the total rate of temperature change (TOTAL) is maximal in the subsurface below the Mixed Layer (ML), between 20 and 60 m depth, with a heat gain/loss of ~0.014°C.d<sup>-1</sup>. Total advection (TOTAL ADV) is the main contributor to subsurface temperature anomalies, since the summed-up contribution of the advection terms represents 98% of the total rate of temperature change between a 20 and 60 m depth. It induces a continuous heat supply along the coast from the equator to 26°S, with an average value of 0.01°C.d<sup>-1</sup> (Figure 10a). In contrast, within the ML, TOTAL ADV, and the combined contribution of vertical mixing and forcing terms (FORC) tend to compensate each other as they are of the same order of magnitude with opposite signs (for both events). In addition, it is interesting to note that most of the total surface variability within the ML is triggered by the surface forcing term (not shown), whose contribution tends to damp the ML interannual temperature anomalies. It is driven by coupling between ML depth and heat exchanges at the ocean-atmosphere



interface which is controlled by increased (decreased) SST associated with the passage of downwelling (upwelling) CTW. Furthermore, we estimated a lag between TOTAL ADV and FORC terms averaged within the ML of  $\sim$ 1 month, with the TOTAL ADV term leading. This suggests that, for either a downwelling or an upwelling event, procdriving the interannual esses temperature variability in the surface and subsurface layers remain controlled by the advection terms, but in the ML ocean/atmosphere interactions damp the CTW signature on the SST. However, the damping associated with net heat flux contribution is most likely overestimated in ROMS<sup>EQ</sup>, because of

Figure 11. Same as Figure 10b. But for the 25°S–28°S averaged meridional band.

the use of climatological surface atmospheric fields in the bulk formulae (wind speed, temperature at 2 m, and humidity at 2 m). In order to quantify the ocean-atmosphere coupled response associated with the passage of CTW, it would be required to run ocean-atmosphere simulations in a coupled context, which is beyond the scope of this study.

Surprisingly, we have shown in Figures 6b and 9 that in ROMS<sup>EQ</sup> (see Table 1 and section 3.2) for which atmospheric forcing and southern boundary oceanic conditions are climatological, remotely forced CTW can propagate up to 30°S (i.e., the southern edge of our ROMS domain). However, compared with dynamical signals, the subsurface thermodynamical signature associated with the passage of a CTW fades away around 26°S (Figure 10a), which is the position of the largest, most perennial and intense upwelling cellthe Lüderitz cell. Indeed, the heat budget within the 25°S-28°S latitude range, for the onset period of the downwelling (upwelling) event (Figure 11) is completely different to that presented in Figure 10b. For both events (downwelling/upwelling), the total rate of temperature change (solid/dash black line) is significantly weaker than nearer the equator and has a barotropic signature. TOTAL ADV (solid/dash red line) and MIX+FORC (solid/dash green line) terms have opposite signs and mostly compensate each other, but with a predominance of the MIX+FORC term. Both terms are maximum in the ML. Below the ML, the MIX+FORC term is almost zero and TOTAL ADV becomes dominant but with a small contribution. In addition, between 25°S and 28°S, the MLD is also more than twice as deep (~40 m depth) than between 0°S and 25°S (Figure 10b). It is most likely that homogenization of water masses is associated with upwelling dynamics and turbulent mixing which reduce advection processes and heat supply/loss in the subsurface, where CTW signature in temperature is usually maximal. Even if CTW propagate along the coast up to 30°S, their signature in temperature is damped south of 26°S by the abrupt change in stratification associated with the Lüderitz upwelling cell. This result emphasizes the fundamental role of the mean state (i.e., stratification) for controlling the efficiency by which CTW can trigger temperature anomalies along the southwest coast of Africa through advection processes.

It is now worth examining the contribution of each of the advection terms on Interannual (IA) heat budget. Like Figures 10b and 10c also shows the vertical profiles for contributions of each temperature advection term: the zonal (east-west) advection (XADV-green line), the meridional (north-south) advection (YADV-red line), and the vertical advection (ZADV-black line). Results show that during both events (downwelling and upwelling), interannual temperature variations are mainly explained by contributions of the ZADV and YADV advection terms. These contributions are maximum below ML ( $\sim \pm 3.10^{-20}$ C.d<sup>-1</sup> and  $\pm 2.4$ .  $10^{-20}$ C.d<sup>-1</sup>, respectively) at the exact location of maximum total vertical currents and poleward undercurrent, respectively. In agreement with interannual currents variability (Figures 8a and 8b), during a downwelling/upwelling event, heat gain/loss associated with vertical advection is due to the reduction/increase of

upward vertical velocities (between 40 and 200 m depth) and therefore the reduction/increase of vertical transport of cold deep water at the coast. Now considering meridional advection, the increase/decrease in the alongshore poleward undercurrent induces a stronger/lower southward transport of equatorial warm waters and thus, contributes also to a heat modulation. The zonal advection term (XADV) is also maximum in subsurface and its contribution is the opposite of ZADV and YADV ( $\sim \pm 0.03^{\circ}C.d^{-1}$ ). However, for cross-shore velocity, XADV contribution to the heat budget is highly variable in space and time. Thus, we cannot make conclusions for the XADV impact on interannual temperature variability along the African southwest coast.

In summary, for both downwelling and upwelling events, the sum of vertical and meridional advection terms mainly contributes to interannual temperature variability, while zonal advection (in subsurface) and forcing (in the ML) terms tend to balance the system. However, zonal advection by cross-shore currents is highly variable from one latitude to another; we must remain cautious about our conclusions regarding XADV contribution on interannual temperature variability. In addition, and contrary to our observations regarding oceanic dynamics (density and currents), the thermodynamical signature of CTW declines poleward of 26°S in the Lüderitz upwelling cell. This is due to the mean stratification associated with upwelling dynamics which reduces the efficiency of vertical advection.

#### 6. Conclusion and Perspectives

In this paper, we have investigated the remote equatorial connection to oceanic variability along the southwestern African coast as far as the Benguela Upwelling System. Our approach is based on numerical experimentation with a high-resolution regional ocean model over the 2000–2008 period. First, the model was validated with available observed data set (in situ and satellite observations). The model reproduces realistically the mean state in the South-East Atlantic Ocean (including a realistic MLD, and coastal upwelling) and interannual variability (of SLA and temperature) compared to observed data. Model has been shown to be skillful in reproducing EKW propagations along the equator and CTW propagations along the Southwestern African coast.

Given that the model is able to simulate a realistic mean state and interannual variability, a sensitivity analysis with a set of six numerical experiments was designed to quantify the relative contribution of remote equatorial forcing (associated with EKW) and local atmospheric forcing (momentum and heat fluxes) in the South-East Atlantic Ocean. These experiments differ only by their open boundary conditions or the local atmospheric forcing being either climatological or total. In agreement with previous studies, analysis of SLA indicates that interannual (380–520 days) oceanic variability in the equatorial Atlantic and along the African coast are primarily explained by remote equatorial forcing [i.e., *Lübbecke et al.*, 2010], while subseasonal variability is controlled by local forcing [*Goubanova et al.*, 2013]. Thanks to this sensitivity analysis, we quantified for the first time that at interannual timescales, remote forcing contributes to 89% of coastal SLA variability, compared to 29% for local forcing, along the southwest coast of Africa for the 2000–2008 period.

As equatorial forcing is the main forcing for interannual variability in the South-East Atlantic Ocean, CTW characteristics are then evaluated. Analyses of interannual SLA reveal poleward propagations of CTW triggered by EKW up to 17°S, just north of the Benguela Upwelling System. As expected, baroclinic CTW have a strong signature in the subsurface, and this allowed us to detect poleward propagative CTW signature on interannual subsurface density and current anomalies over the first 200 m depth along the African southwest coast. It highlights that without disturbances, CTW can propagate poleward up to 30°S (the southern edge of our model). However, their amplitude and the most poleward latitude at which they can be detected is modulated by (1) the interannual variability of OBC at 30°S associated with the equatorward Benguela current, and (2) the coastal interannual wind forced CTW and upwelling dynamics. The mean CTW phase speed estimated using SLIA and subsurface density and current analyses was estimated to 1.09 and  $\sim 0.89 \text{ m.s}^{-1}$ , respectively, suggesting the propagation of a third baroclinic mode CTW. We have shown that CTW can affect the oceanic circulation in the BUS and modulate temperature structure (and, by implication, the biogeochemical dynamics).

Overall, our study also illustrates CTW impact on interannual temperature variability with temperature anomalies up to  $\pm 2^{\circ}$ C located between the base of MLD and 200 m depth within a 200 km cross-shore band from the coast. In the model sensitivity experiment, in which the sole interannual forcing prescribed is

that of remote equatorial forcing (ROMS<sup>EQ</sup>, with climatological surface and southern boundary forcing), CTW imprint on the temperature field is detectable from the equator up to 26°S, while we find evidence of CTW signature on currents and density as far as 30°S. Therefore, in order to investigate the mechanisms controlling interannual coastal temperature variability associated with CTW events, the different contributions to temperature changes were analyzed. First, we highlight that the maximum of temperature variability, located below the MLD in subsurface, is due to advection processes which are balanced in the surface by the ocean-atmosphere forcing term. In the subsurface layer, advection processes represent 98% of the total rate of temperature change and induce a continuous heat supply/decrease from the equator up to 26°S with a mean value of  $\pm 0.3°C$ .month<sup>-1</sup> during a downwelling/upwelling event. Indeed, vertical and meridional advection terms contribute to temperature change through modulation of poleward alongshore and vertical currents. In the surface layer, ocean/atmosphere coupling tends to damp the interannual temperature variability and consequently, CTW impact on SST is not detectable. South of 26°S, in both the surface and subsurface layers, thermodynamical signature of CTW is also damped due to the change in stratification associated with the intense Lüderitz upwelling cell.

This study highlights the dominant role of equatorial forcing on interannual dynamics and thermodynamics of the coastal South-East Atlantic Ocean over the 2000–2008 period. This is especially true in the subsurface, up to the northern part of the Benguela Upwelling System. In this context, CTW are expected to significantly impact both the biogeochemical dynamics of the Benguela Upwelling System and marine ecosystem at interannual timescales. Thus, our future work will focus on analyses and quantification of CTW on key environmental parameters such as oxygen and nutrient concentrations, productivity, greenhouse, and toxic gas emissions in the Benguela Upwelling System.

#### **Appendix A**

In this appendix, we evaluate the realism of the mean state and interannual variability simulated in ROMS<sup>REF</sup>, which is our most realistic experiment. This experiment provides a benchmark for evaluating sensitivity experiments to surface forcing and open boundary conditions for investigation of interannual variability in the South-East Atlantic Ocean.

#### **A1. Observed Data Sets for Validation**

Climatology, satellite and in situ data are used to evaluate the performance of the ROMS<sup>REF</sup> simulation in this study.

#### A1.1. Climatology

#### A1.1.1. CSIRO Atlas of Regional Seas 2009

We use monthly temperature, salinity, density, and mixed layer depth climatologies of the 2009 CSIRO Atlas of Regional Seas (CARS2009) available at www.cmar.csiro.au/cars. CARS2009 data cover the global ocean on a  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  horizontal grid with 79 vertical levels. It combines all available oceanic data over the last 50 years using rigorous quality controls and an adaptive-length-scale loess mapper to maximize resolution in data-rich regions. More details on input data sources and method can be found in *Ridgway et al.* [2002] and *Dunn and Ridgway* [2002].

#### A1.2. Satellite Data

#### A1.2.1. SST

Sea Surface Temperature (SST) is derived from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) [*Kummerow et al.* [2000] Microwave Imager (TMI). We use daily optimally interpolated (TMI-OI) SST product over the 2000–2008 period with a resolution of  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ , provided by Remote Sensing Systems (www.remss. com). In TMI-OI SST, aliasing by the diurnal cycle due to sun-asynchronous orbit of TRMM satellite is corrected by a simple empirical model of diurnal warming [*Gentemann et al.*, 2003] and an extensive landmask is applied to remove land contamination [*Gentemann et al.*, 2010]. Despite these limitations, this data set has proven suitable for the study of coastal eastern boundary system dynamics (upwelling, CTW) in the Benguela [*Goubanova et al.*, 2013] and Humboldt [*Dewitte et al.*, 2011; *Illig et al.*, 2014] upwelling systems.

#### A1.2.2. In Situ Data From Cruises

Several in situ measurements for temperature and salinity were used to evaluate the performance of the ROMS<sup>REF</sup> simulation in the area under study. Data were collected during the M57/2 of R/V Alexander expedition in February 2003 [*Zabel et al.*, 2003; *Kuypers et al.*, 2005] and the AHAB1 of R/V Alexander von Humboldt in January 2004 [*Lavik et al.*, 2009] over the Namibian Upwelling System along sections at different latitudes







**Figure A2.** Taylor diagram for (first group in red) temperature, (second group in blue) salinity, and (third group in green) density: ROMS<sup>REF</sup> simulation skills are estimated by comparison to data from CARS 2009, the METEOR expedition 57/2 in February 2003 (transects at 23°S, 24.4°S, and 25.5°S), the AHAB1 expedition in January 2004 (transects at 22°S, 23°S, 24°S, 25°S, 26.7°S), and the Galathea data in October 2006 (surface data, at five stations and Triaxus data). The radial distance from the origin is proportional to the standard deviation of a pattern (normalized by the standard deviation of the data). The green-dashed lines measure the distance from the reference point (yellow square) and indicate the RMS error. The correlation between both fields is given by the azimuthally position. Mean biases are given in Table A1. For the comparison with CARS2009 database, model outputs were averaged over the 2000–2008 period, while for the comparison with in situ data, 5 day averaged model outputs are picked at the closest date to the in situ measurements.

between 23°S and 27°S. The in situ data collected in October 2006, during the Danish Galathea expedition (courtesy of L. L. Soerensen, National Environmental Research Institute, Danemark) were also used [see *Gutknecht et al.*, 2013, for details and in particular their Figure 3 for location of the different cruises].

#### A2. Model Skills

#### A2.1. Mean State (2000-2008)

The model mean state was estimated over the 2000–2008 period. First, the SST mean state was evaluated to check the heat fluxes equilibrium at the interface. The mean SST of the ROMS<sup>REF</sup> simulation is displayed in Figure A1, along with the differences between mean SST of ROMS<sup>REF</sup> and TMI satellite data (Figure A1b). In ROMS<sup>REF</sup>, the signature of the Benguela upwelling is clearly marked within a 200 km wide coastal band from 19°S to 30°S, in agreement with observations and the literature [*Boyer et al.*, 2000; *Shillington et al.*, 2006]. Mean ROMS<sup>REF</sup> SST is warmer than observations over the entire domain except in the Gulf of Guinea (Figure A1b). Maximum differences between ROMS<sup>REF</sup> and TMI are  $\sim$ 1°C and are located in the Angola-Benguela Frontal Zone (ABFZ) and along the African coast between 24°S and 28°S. Although this may reflect a model deficiency, it is likely related to a shift of the Benguela-Angola front position (where the surface temperature gradient is maximum). We have estimated this shift to 1° southward. Despite these considerations, the model simulates a realistic mean SST, with a spatial correlation between model and observation above 0.99 and a mean bias lower than 0.6°C (not shown).

To further assess the realism of the subsurface vertical structure simulated in ROMS<sup>REF</sup> simulation, Figure A1b displays the mean ROMS<sup>REF</sup> cross-shore vertical structure of temperature at 23°S along with the differences between ROMS<sup>REF</sup> and CARS2009 climatology. The signature of the coastal upwelling off Namibia can be depicted in the 15°C isotherm position that is tilted upward 6° of longitude from the coast, both in ROMS<sup>REF</sup> and in the observations. Off-shore, the model is slightly warmer than the observations (between

Table A1. Mean Biases for	Temperature (°C), Sali	nity, and Density (	(kg.m <sup>-3</sup> )
Between ROMS <sup>REF</sup> Simulation	on and In Situ Data		
	<b>T</b> .	C 11 11	

	Temperature	Salinity	Density
CARS annual 0–600 m	0.5910	-0.0626	-0.1612
CARS annual 0-bottom	0.2788	-0.0130	-0.0930
M57/2 Feb 2003 23S	0.7979	-0.0054	-0.0782
M57/2 Feb 2003 24.4S	0.604	0.0386	-0.0224
M57/2 Feb 2003 25.5S	0.2428	0.0039	-0.0684
AHB1 Jan 2004 22S	0.7899	-0.0166	-0.2083
AHB1 Jan 2004 23S	0.5383	-0.0477	-0.2334
AHB1 Jan 2004 24S	0.2257	-0.0430	-0.2078
Galathea Oct 2006	0.1581	-0.0382	-0.1862
AHB1 Jan 2004 27S	0.7494	0.0470	-0.2234
AHB1 Jan 2004 26S	0.7432	0.0760	-0.1993
AHB1 Jan 2004 255	0.4837	0.2084	-0.2585

0.1°C and 0.6°C). Along the coast, ROMS<sup>REF</sup> temperature is warmer, with a maximum difference between model and observations of ~2°C, localized in the subsurface within 50 km off the coast. The latter is associated with the SODA temperature field that exhibits similar bias (~2.3°C, confined in the surface layer over 1° cross-shore distance from the coast) at the model southern open boundary (30°S) which is advected equator-ward along the coast over the continental shelf driven by the Benguela current (not shown). Nevertheless, despite this bias, the

SODA reanalysis has been used in our simulations as in previous studies because it has shown good skill for the study of the equatorial Kelvin waves dynamics in the Pacific [*Dewitte et al.*, 2008a;; *Illig et al.*, 2014] and Atlantic Oceans [*Goubanova et al.*, 2013].

To further evaluate the subsurface mean state, spatial statistics of the model mean temperature, salinity, and density fields (averaged over the 2000–2008 period) are estimated against CARS2009 data. They are summarized in the Taylor diagram [*Taylor*, 2001] presented in Figure A2. We averaged model solution and data over the whole water column, as well as in the upper 600 m depth. Spatial correlation, normalized standard deviation, and normalized centered RMS error (Figure A2), as well as mean bias (Table A1) between model and data are estimated over the ROMS domain extending from 10°W to the African coast and from 30°S to 7°N. The spatial correlation usually remains above 0.98 for temperature and density and around 0.93 for salinity. The normalized standard deviation is between 0.1 and 0.4 and the normalized centered pattern RMS error less than 1.1 for temperature, between 1 and 1.2 for density and around 0.9 for salinity. In Table A2, mean biases illustrate the overestimation of modeled temperature and salinity. In general, the largest temperature differences are located in the surface layer (0–100m, not shown). In this layer, simulated temperature is on average  $\sim$ 1°C warmer. Salinity is overestimated at the mouth of rivers and in the Gulf of Guinea.

Despite some bias, ROMS<sup>REF</sup> configuration is able to realistically simulate the mean state for temperature, salinity, and density in the South-East Atlantic Ocean. We further investigate the interannual variability, which is the main interest of the present study. We focus our analysis on the key parameters associated with model dynamics (temperature, density, and sea level).

#### A2.2. Interannual Variability

First, a model/data comparison for interannual variability is presented using the Taylor diagram (Figure A2) that compares temperature, salinity, and density profiles and sections between ROMS<sup>REF</sup> and in situ data from M57/2 (February 2003), AHAB1 (January 2004), Galathea (October 2006) cruises at different periods and at different locations in the Benguela Upwelling System [see *Gutknecht et al.*, 2013, for location and period of the different cruises]. Overall, our results are statistically fair with a spatial correlation coefficient ranging between 0.8 (salinity) and 0.97 (temperature and density), a normalized standard deviation between 0.9 and 1.1 and a normalized centered RMS difference between 0.2 and 0.4.

We turn our attention to the comparison between model and satellite observations (TMI) for Sea Surface Temperature Interannual Anomalies (SSTIA). Figure A1c shows SSTIA of the reference experiment ROMS<sup>REF</sup> and TMI averaged over the Angola Benguela Area (ABA; 10°S–20°S/8°E–15°S). The ABA region shows a noticeable interannual signal with anomalies ranging from 1°C to 2°C, for observations as well as model simulation. The model is specifically good for the extreme event and captures most of the observed interannual SST variability (including the Benguela Niño of 2001 documented by *Rouault et al.* [2007]). However, interannual variability in the ABA is overestimated by the model. Correlations between SSTIA from the model and observations are 0.7.

Finally, Sea Level Interannual Anomalies (SLIA) are evaluated against AVISO data. Figure 3 shows the correlation coefficient between  $ROMS^{REF}$  and AVISO data. From 17°S to the southern boundary (30°S), the correlation is not significant (according to *p*-value statistical test—*Best and Roberts*, [1975]). This has to be attributed to mesoscale activity: although mean mesoscale variability is well represented in the model (not shown), absence of data assimilation precludes the collocation of modeled and observed eddies (not shown). Therefore, in regions where mesoscale activity dominates the SLIA signal, the correlation between model and data is low. Elsewhere, agreement between model and observations is statistically significant, especially along the equatorial wave guide and along the southwest coast of Africa, with correlation values larger than 0.6 and RMS differences lower than 1 cm (not shown). This suggests the presence of linear propagative waves in the ROMS<sup>REF</sup> simulation. Note that further analysis is presented in the paper (see sections 4.1 and 4.2) which outlines the good representation of modeled propagative waves in terms of period, phase speed, and amplitude as compared to satellite data.

In conclusion, interannual oceanic dynamics are well represented in the areas of interest for this study.

#### References

Backeberg, B. C., P. Penven, and M. Rouault (2012), Impact of intensified Indian Ocean winds on mesoscale variability in the Agulhas system, *Nat. Clim. Change*, 2(8), 608–612, doi:10.1038/nclimate1587.

Battisti, D. S., and B. M. Hickey (1984), Application of remote wind-forced coastal trapped wave theory to the Oregon and Washington coasts, J. Phys. Oceanogr., 14(5), 887–903, doi:10.1175/1520-0485.

Belmadani, A., V. Echevin, B. Dewitte, and F. Colas (2012), Equatorially forced intraseasonal propagations along the Peru-Chile coast and their relation with the nearshore eddy activity in 1992–2000: A modeling study, J. Geophys. Res., 117, C04025, doi:10.1029/ 2011JC007848.

Best, D. J., and D. E. Roberts (1975), Algorithm AS 89: The upper tail probabilities of Spearman's Rho, J. R. Stat. Soc. Ser. C, 24(3), 377–379, doi:10.2307/2347111.

Boyer, D., J. Cole, and C. Bartholomae (2000), Southwestern Africa: Northern Benguela current region, Mar. Pollut. Bull., 41(1–6), 123–140, doi:10.1016/S0025-326X(00)00106-5.

Brink, K. H. (1982), A comparison of long coastal trapped wave theory with observations off Peru, J. Phys. Oceanogr., 12(8), 897–913, doi: 10.1175/1520-0485.

Brink, K. H. (1991), Coastal-trapped waves and wind-driven currents over the continental shelf, Annu. Rev. Fluid Mech., 23(1), 389–412, doi: 10.1146/annurev.fl.23.010191.002133.

Brink, K. H., J. S. Allen, and R. L. Smith (1978), A study of low-frequency fluctuations near the Peru Coast, J. Phys. Oceanogr., 8(6), 1025–1041, doi:10.1175/1520-0485.

Cane, M. A., and E. S. Sarachik (1979), Forced baroclinic ocean motions. 3. Linear equatorial basin case, J. Mar. Res., 37(2), 355–398.

Carr, M.-E. (2002), Estimation of potential productivity in eastern boundary currents using remote sensing, *Deep Sea Res., Part II, 49*(1–3), 59–80, doi:10.1016/S0967-0645(01)00094-7.

Carr, M.-E., and E. J. Kearns (2003), Production regimes in four eastern boundary current systems, *Deep Sea Res., Part II, 50*(22–26), 3199–3221, doi:10.1016/j.dsr2.2003.07.015.

Carton, J. A., and B. S. Giese (2008), A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (SODA), Mon. Weather Rev., 136(8), 2999–3017, doi:10.1175/2007MWR1978.1.

Carton, J. A., G. Chepurin, X. Cao, and B. Giese (2000), A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950–95. Part I: Methodology, J. Phys. Oceanogr., 30(2), 294–309, doi:10.1175/1520-0485.

Carton, J. A., B. S. Giese, and S. A. Grodsky (2005), Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis, J. Geophys. Res., 110, C09006, doi:10.1029/2004JC002817.

Chavez, F. P., and M. Messié (2009), A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems, *Prog. Oceanogr.*, 83(1–4), 80–96, doi:10.1016/ j.pocean.2009.07.032.

Chelton, D. B., R. A. de Szoeke, and M. G. Schlax (1998), Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation, J. Phys. Oceanogr., 28(3), 433–460.

Clarke, A. J. (1983), The reflection of equatorial waves from oceanic boundaries, J. Phys. Oceanogr., 13(7), 1193–1207, doi:10.1175/1520-0485. Clarke, A. J., and R. Ahmed (1999), Dynamics of remotely forced intraseasonal oscillations off the western coast of South America, J. Phys. Oceanogr., 29(2), 240–258, doi:10.1175/1520-0485.

Colas, F., X. Capet, J. C. McWilliams, and A. Shchepetkin (2008), 1997–1998 El Niño off Peru: A numerical study, Prog. Oceanogr., 79(2), 138–155. Cravatte, S., J. Picaut, and G. Eldin (2003), Second and first baroclinic Kelvin modes in the equatorial Pacific at intraseasonal timescales, J. Geophys. Res., 108(C8), 3266, doi:10.1029/2002JC001511.

Cury, P., and L. Shannon (2004), Regime shifts in upwelling ecosystems: Observed changes and possible mechanisms in the northern and southern Benguela, *Prog. Oceanogr.*, 60(2–4), 223–243, doi:10.1016/j.pocean.2004.02.007.

Debreu, L., C. Vouland, and E. Blayo (2008), AGRIF: Adaptive grid refinement in Fortran, *Comput. Geosci.*, 34(1), 8–13, doi:10.1016/ i.cageo.2007.01.009.

Debreu, L., P. Marchesiello, P. Penven, and G. Cambon (2012), Two-way nesting in split-explicit ocean models: Algorithms, implementation and validation, *Ocean Modell.*, 49–50, 1–21, doi:10.1016/j.ocemod.2012.03.003.

Delecluse, P., J. Servain, C. Levy, K. Arpe, and L. Bengtsson (1994), On the connection between the 1984 Atlantic Warm Event and the 1982–1983 Enso, *Tellus Ser. A*, 46(4), 448–464, doi:10.1034/j.1600-0870.1994.t01-1-00009.x.

Dewitte, B., S. Purca, S. Illig, L. Renault, and B. S. Giese (2008a), Low-frequency modulation of intraseasonal equatorial Kelvin wave activity in the Pacific from SODA: 1958–2001, J. Clim., 21(22), 6060–6069, doi:10.1175/2008JCLI2277.1.

Dewitte, B., M. Ramos, V. Echevin, O. Pizarro, and Y. duPenhoat (2008b), Vertical structure variability in a seasonal simulation of a mediumresolution regional model of the Eastern South Pacific, *Prog. Oceanogr.*, 79(2–4), 120–137, doi:10.1016/j.pocean.2008.10.014.

Dewitte, B., S. Illig, L. Renault, K. Goubanova, K. Takahashi, D. Gushchina, K. Mosquera, and 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, C04028, doi:10.1029/2010JC006495.

Dewitte, B., et al. (2012), Change in El Nino flavours over 1958–2008: Implications for the long-term trend of the upwelling off Peru, Deep Sea Res., Part II, 77–80, 143–156, doi:10.1016/j.dsr2.2012.04.011.

#### Acknowledgments We would like to thank the Centre

National d'Etudes Spatiales, France (CNES) for their financial support (OSTST-TOSCA project "EBUS-SOUTH"). Marie-Lou Bachèlery was supported by a PhD fellowship from the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS). Bruno Michon, funded by the Région Midi-Pyrénées is acknowledged for preliminary results of this work. We thank the research center and institutes for the development and the distribution of following data sets: CSIRO Marine and Atmospheric for CARS 2009 database, the Remote Sensing Systems, sponsored by the NASA Earth Science for TMI-OI data. the Centre de Recherche et d'Exploitation Satellitaire (CERSAT) for OuikSCAT data and the Texas A&M University for SODA reanalysis. We also thank the IOW scientists (V. Mohrholz and H. Lass) for sharing the Benguela Upwelling System in situ data of the 2003 and 2004 cruises, as well as the British Oceanographic Data Center (BODC) for the AMT data. The authors wish to acknowledge the use of the Ferret program (http://ferret.pmel. noaa.gov) for analysis and graphics in this paper. Ferret is a product of NOAA's Pacific Marine Environmental Laboratory. The model grid, forcing, and initial conditions were built using the ROMSTOOLS package [Penven et al., 2008]. We express our special thanks to Patrick Marchesiello (LEGOS, France) and Gildas Cambon (LPO, France) for advice and explanations on the ROMS model. This work was performed using HPC resources from CALMIP(grant 2013-2014-P1134).

Ducet, N., P. Y. Le Traon, and G. Reverdin (2000), Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and-2, J. Geophys. Res., 105(C8), 19,477–19,498, doi:10.1029/2000JC900063.

Duncombe Rae, C. M. (1991), Agulhas retroflection rings in the South Atlantic Ocean; an overview, S. Afr. J. Mar. Sci., 11, 327–344.

Dunn, J. R., and K. R. Ridgway (2002), Mapping ocean properties in regions of complex topography, *Deep Sea Res. Part I*, 49(3), 591–604, doi:10.1016/S0967-0637(01)00069-3.

Echevin, V., F. Colas, A. Chaigneau, and P. Penven (2011), Sensitivity of the Northern Humboldt Current System nearshore modeled circulation to initial and boundary conditions, J. Geophys. Res., 116, C07002, doi:10.1029/2010JC006684.

Echevin, V., A. Albert, M. Lévy, M. Graco, O. Aumont, A. Piétri, and G. Garric (2014), Intraseasonal variability of nearshore productivity in the Northern Humboldt Current System: The role of coastal trapped waves, *Cont. Shelf Res.*, *73*, 14–30, doi:10.1016/i.csr.2013.11.015.

Fairall, C. W., E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson, and G. S. Young (1996), Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment, J. Geophys. Res., 101(C2), 3747–3764, doi:10.1029/95JC03205.

Field, J. G., and F.A. Shillington (2005), Variability of the Benguela current system, In The Sea, vol. 14, The Global Coastal Ocean, Interdisciplinary Regional Studies And Syntheses, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, pp. 833–860, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass.

Florenchie, P., J. R. E. Lutjeharms, C. J. C. Reason, S. Masson, and M. Rouault (2003), The source of Benguela Niños in the South Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 30(10), 1505, doi:10.1029/2003GL017172.

Florenchie, P., C. J. C. Reason, J. R. E. Lutjeharms, M. Rouault, C. Roy, and S. Masson (2004), Evolution of interannual warm and cold events in the Southeast Atlantic Ocean, J. Clim., 17(12), 2318–2334, doi:10.1175/1520-0442.

Fréon, P., M. Barange, and J. Arístegui (2009), Eastern boundary upwelling ecosystems: Integrative and comparative approaches, Prog. Oceanogr., 83(1-4), 1-14, doi:10.1016/j.pocean.2009.08.001.

Gentemann, C. L., C. J. Donlon, A. Stuart-Menteth, and F. J. Wentz (2003), Diurnal signals in satellite sea surface temperature measurements, Geophys. Res. Lett., 30(3), 1140, doi:10.1029/2002GL016291.

Gentemann, C. L., F. J. Wentz, M. Brewer, K. Hilburn, and D. Smith (2010), Passive microwave remote sensing of the ocean: An overview, in *Oceanography from Space*, edited by V. Barale, J. F. R. Gower, and L. Alberotanza, pp. 13–33, Springer, Netherlands.

Gordon, A., R. F. Weiss, W. M. Smethie and M. J. Warner (1992), Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian oceans, *J. Geophys. Res.*, *97*(C5), 7223–7240, doi:10.1029/92JC00485.

Goubanova, K., S. Illig, E. Machu, V. Garçon, and B. Dewitte (2013), SST subseasonal variability in the central Benguela upwelling system as inferred from satellite observations (1999–2009), *J. Geophys. Res. Oceans*, *118*, 4092–4110, doi:10.1002/jgrc.20287.

Gutknecht, E., et al. (2013), Nitrogen transfers off Walvis Bay: A 3-D coupled physical/biogeochemical modeling approach in the Namibian upwelling system, *Biogeosciences*, *10*(6), 4117–4135, doi:10.5194/bg-10-4117-2013.

Haidvogel, D. B., H. G. Arango, K. Hedstrom, A. Beckmann, P. Malanotte-Rizzoli, and A. F. Shchepetkin (2000), Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates, *Dyn. Atmos. Oceans*, 32(3–4), 239–281, doi:10.1016/ S0377-0265(00)00049-X.

Hormazabal, S., G. Shaffer, and O. Pizarro (2002), Tropical Pacific control of intraseasonal oscillations off Chile by way of oceanic and atmospheric pathways, *Geophys. Res. Lett.*, 29(6), 1081, doi:10.1029/2001GL013481.

Houry, S., E. Dombrowsky, P. De Mey, and J.-F. Minster (1987), Brunt-Väisälä frequency and Rossby radii in the South Atlantic, J. Phys. Oceanogr., 17(10), 1619–1626, doi:10.1175/1520-0485.

Hu, Z.-Z., and B. Huang (2007), Physical processes associated with the tropical Atlantic SST gradient during the anomalous evolution in the southeastern ocean, J. Clim., 20(14), 3366–3378, doi:10.1175/JCLI4189.1.

Huang, B., P. S. Schopf, and J. Shukla (2004), Intrinsic ocean–atmosphere variability of the tropical Atlantic Ocean, J. Clim., 17(11), 2058–2077, doi:10.1175/1520-0442.

Illig, S., and B. Dewitte (2006), Local coupled equatorial variability versus remote ENSO forcing in an intermediate coupled model of the tropical Atlantic, J. Clim., 19(20), 5227–5252.

Illig, S., B. Dewitte, N. Ayoub, Y. du Penhoat, G. Reverdin, P. De Mey, F. Bonjean, and 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, J. Geophys. Res., 109, C02022, doi:10.1029/2003JC001771.

Illig, S., D. Gushchina, B. Dewitte, N. Ayoub, and Y. du Penhoat (2006), The 1996 equatorial Atlantic warm event: Origin and mechanisms, Geophys. Res. Lett., 33, L09701, doi:10.1029/2005GL025632.

Illig, S., B. Dewitte, K. Goubanova, G. Cambon, J. Boucharel, F. Monetti, C. Romero, S. Purca, and R. Flores (2014), Forcing mechanisms of intraseasonal SST variability off central Peru in 2000-2008, J. Geophys. Res. Oceans, 119, 3548–3573, doi:10.1002/2013JC009779.

Kalnay, E., et al. (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Am. Meteorol. Soc., 77(3), 437–471, doi:10.1175/1520-0477. Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter (2002), NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), Bull.

Am. Meteorol. Soc., 83(11), 1631–1643, doi:10.1175/BAMS-83-11-1631.

Katz, E. J. (1997), Waves along the equator in the Atlantic\*, J. Phys. Oceanogr., 27(12), 2536–2544, doi:10.1175/1520-0485.

Kessler, W. S., M. J. McPhaden, and K. M. Weickmann (1995), Forcing of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific, J. Geophys. Res., 100(C6), 10,613–10,631, doi:10.1029/95JC00382.

Kummerow, C., et al. (2000), The status of the tropical rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit, J. Appl. Meteorol., 39(12), 1965–1982, doi:10.1175/1520-0450.

Kuypers, M. M. M., G. Lavik, D. Woebken, M. Schmid, B. M. Fuchs, R. Amann, B. B. Jørgensen, and M. S. M. Jetten (2005), Massive nitrogen loss from the Benguela upwelling system through anaerobic ammonium oxidation, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S. A.*, 102(18), 6478–6483, doi: 10.1073/pnas.0502088102.

Large, W., J. Mcwilliams, and S. Doney (1994), Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary-layer parameterization, *Rev. Geophys.*, 32(4), 363–403, doi:10.1029/94RG01872.

Lavik, G., et al. (2009), Detoxification of sulphidic African shelf waters by blooming chemolithotrophs, *Nature*, 457(7229), 581–584, doi: 10.1038/nature07588.

Lemarié, F., J. Kurian, A. F. Shchepetkin, M. J. Molemaker, F. Colas, and J. C. McWilliams (2012), Are there inescapable issues prohibiting the use of terrain-following coordinates in climate models?, *Ocean Modell.*, 42, 57–79, doi:10.1016/j.ocemod.2011.11.007.

Leth, O., and J. F. Middleton (2006), A numerical study of the upwelling circulation off central Chile: Effects of remote oceanic forcing, J. Geophys. Res., 111, C12003, doi:10.1029/2005JC003070.

Le Traon, P. Y., F. Nadal, and N. Ducet (1998), An improved mapping method of multisatellite altimeter data, J. Atmos. Oceanic Technol., 15(2), 522–534, doi:10.1175/1520-0426.

Liu, W. T., W. Q. Tang, and P. S. Polito (1998), NASA scatterometer provides global ocean-surface wind fields with more structures than numerical weather prediction, *Geophys. Res. Lett.*, 25(6), 761–764, doi:10.1029/98GL00544.

Lübbecke, J. F., C. W. Böning, N. S. Keenlyside, and S.-P. Xie (2010), On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Niños and the role of the South Atlantic Anticyclone, J. Geophys. Res., 115, C09015, doi:10.1029/2009JC005964.

Lutjeharms, J. R. E. and R. C. Van Ballegooyen (1988), The Retroflection of the Agulhas Current, J. Phys. Oceanogr., 18, 1570-1583.

Marchesiello, P., J. C. Mc Williams, and A. F. Shchepetkin (2001), Open boundary conditions for long-term integration of regional ocean models, Ocean Modell., 3, 1–20.

Marchesiello, P., L. Debreu, and X. Couvelard (2009), Spurious diapycnal mixing in terrain-following coordinate models: The problem and a solution, *Ocean Modell.*, 26(3–4), 156–169, doi:10.1016/j.ocemod.2008.09.004.

Marin, F., G. Caniaux, H. Giordani, B. Bourlès, Y. Gouriou, and E. Key (2009), Why were sea surface temperatures so different in the eastern equatorial Atlantic in June 2005 and 2006?, J. Phys. Oceanogr., 39(6), 1416–1431, doi:10.1175/2008JPO4030.1.

Melsom, A., S. D. Meyers, J. J. O'Brien, H. E. Hurlburt, and J. E. Metzger (1999), ENSO effects on gulf of Alaska eddies, *Earth Interact.*, 3(1), 1–30, doi:10.1175/1087-3562.

Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte and S. Illig (2014), The central Pacific El Niño intraseasonal Kelvin wave, J. Geophys. Res. Oceans, 119, 6605–6621, doi:10.1002/2014JC010044.

Penven, P., C. Roy, J. R. E. Lutjeharms, A. Colin de Verdière, A. Johnson, F. Shillington, P. Freon and G. Brundrit (2001), A regional hydrodynamic model of upwelling in the Southern Benguela, S. Afr. J. Sci., 97, 472–475.

Penven, P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, and J. Tam (2005), Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. J. Geophys. Res., 110, C10021, doi:10.1029/2005JC002945.

Penven, P., L. Debreu, P. Marchesiello, and J. C. McWilliams (2006a), Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central California upwelling system, *Ocean Modell.*, 12(1–2), 157–187, doi:10.1016/j.ocemod.2005.05.002.

Penven, P., J. R. E. Lutjeharms, and P. Florenchie (2006b), Madagascar: A pacemaker for the Agulhas current system?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17609, doi:10.1029/2006GL026854.

Penven, P., P. Marchesiello, L. Debreu and J. Lefevre (2008), Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations, Environ. Modell. Software, 23, 660–662.

Philander, S. G. H. (1986), Unusual conditions in the tropical Atlantic Ocean in 1984, Nature, 322(6076), 236–238, doi:10.1038/322236a0.Pizarro, O., A. J. Clarke, and S. Van Gorder (2001), El Niño sea level and currents along the south American coast: Comparison of observations with theory, J. Phys. Oceanogr., 31(7), 1891–1903, doi:10.1175/1520-0485.

Pizarro, O., G. Shaffer, B. Dewitte, and M. Ramos (2002), Dynamics of seasonal and interannual variability of the Peru-Chile Undercurrent, Geophys. Res. Lett., 29(12), 1581, doi:10.1029/2002GL014790.

Polo, I., A. Lazar, B. Rodriguez-Fonseca, and S. Arnault (2008), Oceanic Kelvin waves and tropical Atlantic intraseasonal variability: 1. Kelvin wave characterization, J. Geophys. Res., 113, C07009, doi:10.1029/2007JC004495.

Reason, C. J. C., P. Florenchie, M. Rouault, and J. Veitch (2006), Influences of large scale climate modes and agulhas system variability on the BCLME region, in *Large Marine Ecosystems*, vol. 14, chap. 10, edited by G. Hempel et al., pp. 223–238, Elsevier, Amsterdam, Netherlands.

Richter, I., S. K. Behera, Y. Masumoto, B. Taguchi, N. Komori, and T. Yamagata (2010), On the triggering of Benguela Niños: Remote equatorial versus local influences, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L20604, doi:10.1029/2010GL044461.

Ridgway, K. R., J. R. Dunn, and J. L. Wilkin (2002), Ocean interpolation by four-dimensional weighted least squares: Application to the waters around Australasia, J. Atmos. Oceanic Technol., 19(9), 1357–1375, doi:10.1175/1520-0426.

Romea, R. D., and R. L. Smith (1983), Further evidence for coastal trapped waves along the Peru Coast, J. Phys. Oceanogr., 13(8), 1341–1356, doi:10.1175/1520-0485.

Rouault, M., P. Florenchie, N. Fauchereau, and C. J. C. Reason (2003) South East tropical Atlantic warm events and southern African rainfall, Geophys. Res. Lett., 30(5), 8009, doi:10.1029/2002GL014840

Rouault, M., S. Illig, C. Bartholomae, C. J. C. Reason, and A. Bentamy (2007), Propagation and origin of warm anomalies in the Angola Benguela upwelling system in 2001, J. Mar. Syst., 68(3–4), 473–488, doi:10.1016/j.jmarsys.2006.11.010.

Rouault, M., J. Servain, C. J. C. Reason, B. Bourlès, M. J. Rouault, and N. Fauchereau (2009), Extension of PIRATA in the tropical South-East Atlantic: An initial one-year experiment, *Afr. J. Mar. Sci.*, 31(1), 63–71, doi:10.2989/AJMS.2009.31.1.5.776.

Saha, S., et al. (2010), The NCEP climate forecast system reanalysis, Bull. Am. Meteorol. Soc., 91(8), 1015–1057, doi:10.1175/2010BAM S3001.1.

Schouten, M. W., R. P. Matano, and T. P. Strub (2005), A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data, Deep Sea Res. Part I, 52(3), 477–493, doi:10.1016/j.dsr.2004.10.007.

Shaffer, G., O. Pizarro, L. Djurfeldt, S. Salinas, and J. Rutllant (1997), Circulation and low-frequency variability near the Chilean Coast: Remotely forced fluctuations during the 1991–92 El Niño, J. Phys. Oceanogr., 27(2), 217–235, doi:10.1175/1520-0485.

Shannon, L. V. (1985), The Benguela ecosystem. 1. Evolution of the Benguela, physical features and processes, in *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, vol. 23, edited by M. Barnes, pp.105–182, Aberdeen Univ. Press, Aberdeen, U. K.

Shannon, L. V., and G. Nelson (1996), The Benguela: Large scale features and processes and system variability, in The South Atlantic Past and Present Circulation, edited by G. Wefer et al., pp. 163–210, Springer, Berlin, Germany.

Shannon, L. V., A. J. Boyd, G. B. Brundrit, and J. Taunton-Clark (1986), On the existence of an El Niño-type phenomenon in the Benguela system, J. Mar. Res., 44(3), 495–520, doi:10.1357/002224086788403105.

Shannon, V., G. Hempel, C. Moloney, J. D. Woods, and P. Malanotte-Rizzoli (2006), Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem: Predicting a Large Marine Ecosystem, Elsevier, Amsterdam, Netherlands.

Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams (2003), A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate, J. Geophys. Res., 108(C3), 3090, doi:10.1029/2001JC001047.

Shchepetkin, F. A., and J. C. McWilliams (2005), The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topographyfollowing-coordinate oceanic model, *Ocean Modell.*, 9(4), 347–404, doi:10.1016/j.ocemod.2004.08.002.

Shillington, F.A. (1998), The Benguela upwelling system off southwestern Africa, in *The Sea, vol. 11, The Global Coastal Ocean, Regional Studies and Syntheses*, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, pp. 583–604, John Wiley, N. Y.

Shillington, F. A., C. J. C. Reason, C. M. Duncombe-Rae, P. Florenchie, and P. Penven (2006), Large scale physical variability of the Benguela Current large marine ecosystem (BCLME), in *Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem, Large Marine Ecosystems*, vol. 14, edited by V. Shannon et al., pp. 49–70, Elsevier, Amsterdam.

Strub, P. T., J. M. Mesias, V. Montecino-B., J. Rutllant-C. and S. Salinas-M. (1998), Coastal ocean circulation off western South America, The Sea, 11, edited by A.R. Robinson, and K.H. Brink, pp. 273–313, John Wiley and Sons, N. Y.

Taylor, K. E. (2001), Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, J. Geophys. Res., 106(D7), 7183–7192, doi: 10.1029/2000JD900719.

Torrence, C., and G. P. Compo (1998), A practical guide to wavelet analysis, Bull. Am. Meteorol. Soc., 79(1), 61–78, doi:10.1175/1520-0477.

Toumazou, V., and J.-F. Cretaux (2001), Using a Lanczos eigen solver in the computation of empirical orthogonal functions, *Mon. Weather Rev.*, 129(5), 1243–1250, doi:10.1175/1520-0493.

Veitch, J., P. Penven, and F. Shillington (2009), The Benguela: A laboratory for comparative modeling studies, Prog. Oceanogr., 83(1), 296– 302, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.008.

Wilson, C., and D. Adamec (2002), A global view of bio-physical coupling from SeaWiFS and TOPEX satellite data, 1997–2001, *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), 1257, doi:10.1029/2001GL014063.

Zabel, M., et al. (2003), Report and Preliminary Results of METEOR Cruise M 57/2, Walvis Bay - Walvis Bay, 11.02. – 12.03.2003, Dep. Geosci., Bremen Univ., Bremen, Germany.

Zamudio, L., A. P. Leonardi, S. D. Meyers, and J. J. O'Brien (2001), ENSO and eddies on the southwest coast of Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 28(1), 13–16, doi:10.1029/2000GL011814.

Zamudio, L., H. E. Hurlburt, E. J. Metzger, S. L. Morey, J. J. O'Brien, C. Tilburg, and J. Zavala-Hidalgo (2006), Interannual variability of Tehuantepec eddies, J. Geophys. Res., 111, C05001, doi:10.1029/2005JC003182.

Zamudio, L., H. E. Hurlburt, E. J. Metzger, and C. E. Tilburg (2007), Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the Maria Islands, Mexico, J. Geophys. Res., 112, C05048, doi:10.1029/2006JC004018.

Zebiak, S. E. (1993), Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region, J. Clim., 6(8), 1567–1586, doi:10.1175/1520-0442.

### 2.3 Synthèse

Dans ce second chapitre de thèse, nous avons analysé le rôle du forçage local et du forçage équatorial sur la variabilité dynamique côtière de l'océan Atlantique Sud-Est à partir de plusieurs simulations océaniques régionales : une simulation de référence (ROMS<sup>REF</sup>) préalablement validée avec des observations, ainsi que cinq expériences de sensibilité. Ces expériences ont été développées pour isoler la contribution de chaque facteur influençant la variabilité côtière aux échelles sub-saisonnières et inter-annuelles dans la région de l'upwelling. L'analyse des différentes expériences de sensibilité nous a permis de répondre aux questions posées en début de chapitre, et en particulier d'évaluer les mécanismes responsables du développement des événements extrêmes observés dans la région de l'upwelling du Benguela.

En accord avec les études précédentes, l'analyse de la SLA a montré que la variabilité océanique interannuelle côtière (entre 380 et 520 jours soit  $\sim$ 16 mois) est principalement contrôlée par le forçage à distance [Lübbecke et al., 2010] alors que la variabilité sub-saisonnière (de 11 à 90 jours) est associée aux fluctuations du forçage local [Goubanova et al., 2013; Nevison et al., 2004]. Grâce aux expériences de sensibilité nous avons pu quantifier, pour la première fois, les contributions de chaque forçage : (1) aux échelles sub-saisonnières, la contribution du forçage local est de 99% contre seulement 17% pour le forçage à distance pour la période 2000-2008; (2) aux échelles interannuelles la connexion équatoriale contribue à 89 % de la variabilité, alors que le forçage local ne contribue qu'à hauteur de 29%.

Le forçage équatorial domine la variabilité interannuelle de l'océan Atlantique Sud-Est. Ceci implique que les fluctuations observées en température et sur le niveau de la mer sont causées par des propagations régulières de CTW, forcées à l'équateur par les EKW. A la lumière de ces résultats, nous avons décidé d'étudier les caractéristiques et propriétés de ces ondes dans l'océan Atlantique Sud-Est. L'analyse de la SLA du modèle nous a permis de mettre en évidence des propagations de CTW (forcées par des EKW) vers le pôle Sud jusqu'à 17°S, à la limite nord de l'upwelling du Benguela. Comme attendu, la signature des ondes est plus forte en sub-surface (vers 80 mètres). Une telle constatation nous a permis de détecter ces ondes plus au sud (jusqu'à 24°S) à partir du signal interannuel de densité et des courants (parallèles à la côte et verticaux) de la simulation réaliste ROMS<sup>REF</sup>. Pour la première fois, nous avons montré que les CTW peuvent influencer la variabilité océanique physique dans l'upwelling du Benguela.

A partir des champs de SLA, de densité, de courant et de température nous avons estimé des vitesses de propagation comprises entre 1.09 et  $0.89 \text{ m.s}^{-1}$  suggérant la propagation du  $3^{ième}$  mode barocline. Néanmoins, l'advection des propriétés des masses d'eau peut également modifier la vitesse de propagations des ondes estimée à partir de la signature des ondes sur les traceurs (température, salinité). En effet, nous observons un transport vers le sud des masses d'eau depuis l'équateur, associé aux anomalies des vitesses méridiennes associées à la propagation des CTW. Ceci est illustré sur la **figure 2.12** laquelle présente les anomalies interannuelles du transport méridien au nord ( $10^{\circ}$ S) et au sud ( $20^{\circ}$ S) du front Angola-Benguela. Au cours de l'événement chaud Benguela Niño de 2001, un important

transport vers le sud est simulé dans la configuration  $\text{ROMS}^{\text{REF}}$  alors qu'au cours de l'année 2003 (événement froid Benguela Niña), nous observons un important transport vers le nord. Ces résultats montrent que la vitesse de propagation estimée à partir des propriétés des traceurs est très probablement différente de la vitesse de propagation des CTW et va varier selon le paramètre utilisé : traceurs (température, salinité) ou un champs dynamique (densité, la profondeur de la thermocline). Cette dernière remarque peut expliquer l'écart de  $0.2 \text{ m.s}^{-1}$  des valeurs de vitesse obtenues.



**Figure 2.12:** Séries temporelles du transport méridien (Sverdrup; $10^6$ .m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) interannuel à  $10^{\circ}$ S (noir) et à  $20^{\circ}$ S, moyenné sur une bande côtière de  $0.5^{\circ}$  de la surface à 500m de profondeur. Les valeurs positives correspondent à un transport vers le nord.

A partir de la simulation où seul le forçage à distance peut influencer la variabilité interannuelle (simulation ROMS<sup>EQ</sup>), nous avons identifié des propagations de CTW jusqu'à la frontière sud du domaine modélisé (30°S). Nous avons isolé plusieurs facteurs pouvant influencer la latitude maximum de propagation des CTW vers le pôle Sud et leurs amplitudes :

(1) La variabilité interannuelle du courant du Benguela à 30°S.

(2) La variabilité interannuelle du vent dans le golfe de Guinée pouvant générer des CTW en phase ou non avec celles issues des EKW, forcées à l'ouest du bassin.

(3) La variabilité interannuelle du vent local le long de la côte sud-ouest africaine.

Cette étude montre l'impact des CTW sur la variabilité interannuelle de la température ( $\pm 2^{\circ}$ C), impact localisé entre la base de la couche de mélange et 200 mètres de profondeur sur 200 km depuis la côte. Étonnamment, les anomalies de température se propagent seulement jusqu'à 26°S (au lieu de 30°S sur la SLA, courant et densité) lorsque le forçage équatorial est le seul forçage contrôlant la variabilité interannuelle. Pour comprendre la différence entre les mécanismes dynamiques et thermodynamiques, nous avons réalisé une analyse du bilan de chaleur. La variabilité interannuelle de la température s'explique par des processus d'advection qui, en surface, sont contrebalancés par le couplage océan-atmosphère et les échanges de chaleur avec l'atmosphère. Cette particularité explique pourquoi la signature des CTW est plus difficile à détecter à partir des données de SST. Dans la couche de sub-surface, les processus d'advection représentent 98% du taux de variation de la température. Pendant un événement de downwelling/upwelling, la modulation des courants parallèles à la côte et verticaux va entraîner un apport ou une perte de chaleur ( $\pm 0.3^{\circ}$ C.mois<sup>-1</sup>) continue depuis l'équateur jusqu'à 26°S via les processus d'advection. Au sud de 26°S, la signature thermodynamique des CTW est amortie à cause du changement de stratification dans l'intense cellule d'upwelling de Lüderitz.

Les différentes simulations numériques mises en place nous ont permis de montrer le rôle dominant du forçage à distance sur la dynamique physique et thermodynamique interannuelle le long de la côte africaine sud-ouest et dans le BUS pour la période 2000-2008. Par conséquent, ces ondes pourraient avoir un effet sur les cycles biogéochimiques et les écosystèmes marins aux échelles interannuelles. Le troisième chapitre de cette thèse se concentre donc sur l'analyse et la quantification des impacts relatifs du forçage local (du vent et flux de chaleur) et du forçage à distance (EKW et CTW) sur certains les paramètres environnementaux clés : les concentrations en oxygène et en nitrates et la productivité associée.
# 3

# VARIABILITÉ BIOGÉOCHIMIQUE DANS L'OCÉAN ATLANTIQUE SUD-EST

Ce chapitre présente les caractéristiques spatio-temporelles des propriétés biogéochimiques (oxygène, nutriments, chlorophylle, production primaire et protoxyde d'azote) dans l'océan Atlantique Sud-Est et quantifie l'importance du forçage à distance (vs. forçage local) sur leurs variations aux échelles sub-saisonnières et interannuelles.

# Sommaire

3.1	Méthode : Modèle couplé ROMS-BioEBUS		
	3.1.1	Configuration couplée de l'océan Atlantique Sud-Est	
	3.1.2	Performances de la configuration couplée de référence (ROMS <sub>REF</sub> ) $\ldots \ldots \ldots 113$	
	3.1.3	Présentation des simulations de sensibilités	
3.2	Résultats : Variabilité biogéochimique sub-saisonnière et inter-annuelle dans l'océan		
	Atlantique Sud-Est : Forçage local versus Forçage à distance		
	3.2.1	Article	
3.3	Synthe	èse de l'article et présentation des résultats complémentaires	
	3.3.1	Synthèse de l'article	
	3.3.2	Influence de la téléconnexion océanique sur la variabilité interannuelle des con- centrations côtières en $N_2O$	

Le long des côtes africaines sud-ouest, les ondes piégées à la côte (CTW) forcées à distance par les ondes de Kelvin équatoriales modifient au cours de leur propagation la structure verticale des courants, de la température et de la densité. Aux échelles interannuelles, elles sont responsables des événements Benguela Niños (Niñas). Dans le chapitre précédent, nous avons détaillé leurs signatures sur la circulation océanique et la structure de la température. Les CTW de downwelling (upwelling) sont accompagnées d'une augmentation (diminution) de la température (principalement en sub-surface), d'une augmentation (diminution) du courant d'Angola et du sous-courant du Benguela dirigés "le long de la côte", et d'une diminution (augmentation) des vitesses verticales. La structure spatiale et la variabilité des concentrations en oxygène, en nitrates et de la biomasse sont dépendantes des interactions étroites et relativement mal connues entre les processus physiques et biogéochimiques. Dans ce chapitre de thèse, nous nous sommes intéressés à l'influence du forçage local atmosphérique et des CTW forcées dans la bande équatoriales sur la variabilité des propriétés biogéochimiques côtières de l'Atlantique Sud-Est. Les objectifs de ce chapitre sont résumés en trois points :

- 1. Quantifier les impacts du forçage à distance (la télé-connexion océanique avec la variabilité équatoriale) et du forçage local (vent et flux de chaleur) sur les propriétés biogéochimiques (oxygène et nitrates) côtières dans l'océan Atlantique Sud-Est.
- 2. Identifier et comprendre les processus contrôlant ces variations aux échelles interannuelles.
- 3. Évaluer le rôle du forçage équatorial sur la variabilité de la production primaire.
- Évaluer l'influence du forçage équatorial sur les concentrations océaniques en gaz à effet de serre N<sub>2</sub>O.

Comme énoncé dans le premier chapitre introductif, ces questions scientifiques ont été abordées grâce à l'outils de modèlisation. Dans un premier temps, nous allons décrire le modèle biogéochimique BioEBUS qui est couplé au modèle physique ROMS. Nous présenterons ensuite les performances de la configuration de référence couplée ainsi que les différentes expériences numériques de sensibilité, développées pour isoler le rôle de la connexion équatoriale et du forçage local sur la variabilité biogéochimique côtière. Pour terminer, nous présenterons nos résultats sous la forme d'un article, publié dans *Geophysical Research Letter* en août 2016 : Bachèlery, M.-L., S. Illig, and I. Dadou (2016), Forcings of nutrient, oxygen, and primary production interannual variability in the southeast Atlantic Ocean, Geophys. Res. Lett., 43, doi:10.1002/2016GL070288.

# 3.1 Méthode : Modèle couplé ROMS-BioEBUS

Les cycles biogéochimiques marins jouent un rôle fondamental sur le système climatique, tandis que le changement climatique en cours est susceptible d'affecter fortement la structure et le fonctionnement des écosystèmes. Afin de pouvoir prévoir ces changements et leurs conséquences, non seulement sur le climat mais également sur les ressources halieutiques, de nombreux programmes et projets de recherche se concentrent sur l'étude des cycles biogéochimiques. Ces études reposent traditionnellement sur l'analyse des données de campagne en mer et des expériences menées en laboratoire. Cependant, compte tenu des difficultés d'échantillonnage et du coût que cela occasionne, la représentation de l'océan obtenue grâce aux observations *in situ* est insuffisante pour étudier correctement les écosystèmes et les processus biogéochimiques associés. Comme présenté en introduction, les avancées technologiques ont permis d'étendre la couverture spatiale et temporelle de ces mesures. On soulignera principalement l'avènement des observations issus des capteurs satellitaires de couleurs de l'eau qui donnent accès, en autres, à une estimation de la chlorophylle de surface [McClain et al., 1997; Smith and Baker, 1982; Stramski et al., 1999]. La modélisation, même si elle n'est pas une fin en soi, représente donc un outils puissant et complémentaire aux observations pour comprendre la dynamique et surtout la variabilité des cycles biogéochimiques.

A la différence des modèles hydrodynamiques, basés sur les équations de la mécanique des fluides, la modélisation des processus biogéochimiques est nettement plus empirique. Ceci s'explique par la complexité et la variabilité spatiale et temporelle de ces processus allant de l'échelle cellulaire à l'échelle des organismes, beaucoup trop complexes et coûteux pour être détaillés dans leur ensemble dans les modèles. Les équilibres biogéochimiques sont contrôlés à la fois par des processus biologiques et chimiques interagissant simultanément et que les modélisateurs tentent de représenter avec plus ou moins de détails. Certains processus sont relativement bien documentés dans la littérature et sont présents dans la plupart des modèles biogéochimiques (comme la photosynthèse), tandis que d'autres ne sont pas directement mesurables ou observables et par conséquent des incertitudes demeurent quant à leur représentation dans les modèles biogéochimiques (ex : mort des organismes). De fait, lorsque l'on souhaite modéliser la biologie et la chimie marine, nous nous retrouvons souvent confrontés à la diversité des modèles et des formulations des processus biogéochimiques. Ces modèles biogéochimiques vont : des plus simples comme par exemple le modèle NPZD (Nutriments; Phytoplancton; Zooplancton; Détritus) [Aumont, 1998; Dadou et al., 1996; Fasham et al., 1990; Oschlies and Garçon, 1998] capable de représenter les différents régimes trophiques ainsi que les principaux cycles biogéochimiques liés aux cycles de l'azote (N); aux plus complexes comme le modèle PISCES<sup>1</sup>[Aumont and Bopp, 2006], dans lesquels d'autres processus ont été implémentés comme la limitation en fer, en silicates et en phosphates. Le choix du modèle de biogéochimie se fait en fonction des objectifs de l'étude et de la limitation de la complexité du modèle.

Dans ma thèse, pour comprendre les mécanismes et processus à l'origine des événements hypoxiques et des variations de la biomasse dans le BUS, nous avons développé une configuration couplée physique / biogéochimique à partir du modèle ROMS-BioEBUS. Le modèle biogéochimique BioE-BUS qui, à l'origine, s'appelait BioBUS pour "Biogeochemical model for the Benguela Upwelling System", a été développé au cours de la thèse d'Élodie Gutknecht [Gutknecht, 2011] pour modéliser les cycles biogéochimiques dans le Système d'Upwelling du Benguela. Il a ensuite été généralisé à tous les systèmes d'upwelling de Bord-Est sous le nom de BioEBUS pour Biogeochemical model for Eastern Boundary Upwelling Systems [Gutknecht et al., 2013]. L'objectif du modèle BioEBUS était de développer un modèle biogéochimique capable de modéliser le fonctionnement des premiers niveaux trophiques des systèmes d'upwelling de Bord-Est, les processus spécifiques présents dans

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studie

les OMZ (dénitrification, nitrification, anammox), ainsi que les émissions des gaz à effet de serre qui leurs sont associées (CO2 et N2O). Le modèle de biogéochimie BioEBUS est issu d'un modèle  $N_2P_2Z_2D_2$  de Koné et al. [2005], basé le cycle de l'azote. Plusieurs compartiments ont ensuite été ajoutés pour prendre en compte les processus biogéochimiques spécifiques aux zones d'upwelling de Bord Est avec en particulier l'ajout des concentrations en nitrites et de la matière organique dissoute ainsi que les processus d'ammonification, de nitrification et de dénitrification permettant de mieux représenter le cycle de l'azote. Au total BioEBUS comprend douze variables d'état : deux types de phytoplanctons (flagellés et diatomées), deux types de zooplanctons (ciliés et copépodes), deux tailles de détritus (petits et gros) associés à deux vitesses de sédimentation différentes et de l'azote organique dissous (DON<sup>2</sup>), trois nutriments (nitrates, nitrites et ammonium), un gaz à effet de serre (protoxyde d'azote) et l'oxygène (tableau 3.1). Une description détaillée de la structure, des équations, de la méthode numérique du modèle biogéochimique et des données utilisées pour forcer et valider les configurations couplées est fournie en annexe A.3 et A.5, respectivement. Le modèle biogéochimique BioEBUS est disponible dans une version couplée au modèle ROMS sur le site web http://www.romsagrif.org. Comme pour le modèle ROMS, plusieurs routines de pré- et posttraitements des données, développées sous Matlab, accompagnent le modèle BioEBUS. Ces routines permettent en particulier de générer les produits de forçage nécessaires pour une configuration climatologique. Nos simulations étant interannuelles, ces routines ont été modifiées en conséquence. Dans cette partie, nous tâcherons de justifier les caractéristiques de notre configuration couplée de l'océan Atlantique Sud-Est, sa validation ainsi que les différentes expériences de sensibilité mises en place pour quantifier le rôle de la connexion équatoriale et du forçage atmosphérique sur la variabilité biogéochimique le long de la côte sud-ouest africaine et dans le BUS.

# 3.1.1 Configuration couplée de l'océan Atlantique Sud-Est

La configuration couplée physique - biogéochimique de l'Atlantique Sud-Est s'appuie sur la configuration physique développée dans le chapitre 2.1.1 : le domaine modélisé s'étend du golfe de Guinée (7°N) au système sud de l'upwelling du Benguela (30°S) et de la côte africaine (18°E) à la moitié sud-est de l'océan Atlantique (10°W). La résolution est de 1/12° sur 37 niveaux verticaux sigma. Le forçage atmosphérique en vent prescrit à la surface de l'océan provient des données satellites journalières grillées QuikSCAT. Les flux de chaleur et d'eau douce sont issus des données de la réanalyse NCEP-CFSR à 6 heures. Enfin, les conditions initiales et les conditions imposées aux frontières ouvertes en température, salinité, élévation du niveau de la mer et courants sont issues des sorties de la réanalyse SODA (v2.1.6) moyennées sur 5 jours. La bathymétrie a été interpolée à partir du produit topographique GEBCO\_08. Pour différencier la configuration couplée de la configuration physique ROMS<sup>REF</sup>, celle-ci sera notée ROMS<sub>REF</sub>. Le schéma d'advection associé aux traceurs biogéochimiques choisi est différent de celui associé aux traceurs physiques (RSUP3). Nous avons en effet utilisé le schéma WENO<sup>3</sup> d'ordre 5 quasi-monotone [Jiang and Shu, 1996]. Ce schéma est bien

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>de l'anglais Dissolved Organic Nitrogen

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>de l'anglais Weighted Essentially Non-Oscillatory

adapté pour la simulation de la dynamique frontale associée à des traceurs biogéochimiques. Il est stable et permet également d'éviter les valeurs négatives des concentrations en éléments biogéochimiques, causées lorsque les concentrations sont proches de zéro.

Bien que les forçages physiques soient interannuels, les forçages biogéochimiques prescrits aux frontières ouvertes (OBC) dans la simulation couplée sont eux climatologiques. Cette décision a été prise pour deux raisons : d'une part car il n'existe pas de base de données biogéochimiques interannuelle sur la période simulée (2000-2008); d'autre part parce que plusieurs études ont montré que les simulations couplées réalisées à partir des champs issus de simulations globales interannuelles (ex : MERCATOR) sont très instables et caractérisées par un état moyen peu réaliste. En effet, les modèles globaux ne représentent pas correctement l'OMZ (concentration en O<sub>2</sub> trop forte et OMZ peu étendue) ni la variabilité équatoriale. Le terme "couplé" se réfère donc ici à l'influence de la circulation océanique sur les processus biogéochimiques. Les propriétés biogéochimiques océaniques (cf. tableau 3.1) prescrites aux conditions initiales et aux frontières ouvertes sont calculées selon la méthode de Gutknecht et al. [2013]. Les concentrations en oxygène, en nitrates et en chlorophylle découlent des données climatologiques grillées disponibles. Les variables d'états restantes sont initialisées et rappelées aux OBC, soit par une paramétrisation (N<sub>2</sub>O, P<sub>S</sub>, P<sub>L</sub>, Z<sub>S</sub> et Z<sub>L</sub>), soit par une valeur constante (nitrites, ammonium, DON, D<sub>S</sub> et D<sub>L</sub>; cf. tableau 3.1).

Symbole	Variable	Unité	Valeur initiale	Échelle verticale (m)
Ps	Nanophytoplancton (flagellés)	mmolN.m <sup>-3</sup>	f([Chla]) <sup>d</sup>	50
PL	Microphytoplancton (diatomées)	mmolN.m <sup>-3</sup>	f([Chla]) <sup>d</sup>	50
NO <sub>3</sub>	Nitrates	mmolN.m <sup>-3</sup>	$CARS^b$	-
NO <sub>2</sub>	Nitrites	mmolN.m <sup>-3</sup>	0.05	100
NH <sub>4</sub>	Ammonium	mmolN.m <sup>-3</sup>	$0.1^{a}$	100
Zs	Microzooplancton (ciliés)	mmolN.m <sup>-3</sup>	f([Chla]) <sup>e</sup>	100
ZL	Méso-zooplancton (copépodes)	mmolN.m <sup>-3</sup>	f([Chla]) <sup>e</sup>	100
Ds	Petits détritus	mmolN.m <sup>-3</sup>	$0.02^{a}$	cste avec z
DL	Gros détritus	mmolN.m <sup>-3</sup>	$0.02^{a}$	cste avec z
DON	Azote organique dissous	mmolN.m <sup>-3</sup>	0.5	100
O <sub>2</sub>	Oxygène	$mmolO_2.m^{-3}$	$CARS^b$	-
N <sub>2</sub> O	Protoxyde d'azote	$mmolN_2O.m^{-3}$	$f([O_2])^c$	-

<sup>a</sup> : Koné et al. [2005]

<sup>b</sup> : Base de données CARS2009

<sup>c</sup> : Paramétrisation de Nevison et al. [2003]; [N<sub>2</sub>O] est une fonction de la [O<sub>2</sub>]

 $^{d}$ : Paramétrisation de Morel and Berthon [1989]; [P<sub>L</sub>] et [P<sub>L</sub>] sont fonction de la [Chla] issue des données satellites SeaWiFS

<sup>e</sup> : [Z<sub>L</sub>] et [Z<sub>L</sub>] sont fonction de la [Chla] issue des données satellites SeaWiFS

**Tableau 3.1:** Description des variables d'état présentes dans le modèle biogéochimique BioEBUS : Symboles, Variables, Unités, Valeurs initiales de surface et échelle (profondeur en mètres, notée z) de décroissance exponentielle des valeurs de surface [Gutknecht et al., 2013].

Deux produits climatologiques sont disponibles pour forcer les concentrations en oxygène et en nitrates : la base de données de WOA2005<sup>4</sup> et le produit CARS2009. Bianchi et al. [2012], ont mon-

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>de l'anglais World Ocean Atlas

tré que, par rapport aux mesures *in situ*, le produit WOA surestime les concentrations en O<sub>2</sub> dans l'OMZ lorsque celles-ci atteignent un seuil inférieur à 10 mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup> et par conséquent sous-estime l'extension de l'OMZ. Ces erreurs sont dues à plusieurs facteurs : 1) aux biais positifs associés à des mesures anciennes, 2) aux erreurs d'interpolations (artefact) et 3) aux effets de la variabilité sur la circulation océanique [Bianchi et al., 2012]. Contrairement aux données climatologiques de WOA2005, le produit CARS2009 est calculé à partir d'une méthode d'interpolation plus raffinée à la côte qui limite les biais au niveau du plateau [Dunn and Ridgway, 2002]. De plus, les données CARS2009 sont de plus haute résolution spatiale (0.5°) que les données WOA2005 (1°). La climatologie CARS2009 est le produit le plus pertinent pour les conditions aux limites et initiales et donc a été utilisé pour notre configuration couplée.

Les concentrations en phytoplanctons et zooplantons (C) sont estimées à partir des concentrations en chlorophylle de surface issues des données satellites climatologiques de SeaWiFS : C = [Chla] × *coef*. Avec *coef* égal à 0.1, 0.4, 0.2 et 0.3 pour P<sub>S</sub>, P<sub>L</sub>, Z<sub>S</sub> et Z<sub>L</sub>, respectivement. Les coefficients ont été déterminées empiriquement par Gutknecht et al. [2013]. Les valeurs des concentrations de phytoplancton de surface obtenues sont ensuite extrapolées verticalement suivant la formulation de Morel and Berthon [1989]. De même, un profil vertical de décroissance exponentielle des valeurs de surface est appliqué pour les concentrations en zooplancton, nitrites, ammonium et azote organique dissous. Les concentrations en N<sub>2</sub>O sont calculées à partir des concentrations en O<sub>2</sub> selon la paramétrisation de Nevison et al. [2003] explicitée en annexe A.3.

Le modèle biogéochimique BioEBUS a été développé et ajusté pour une configuration climatologique du système d'upwelling du Benguela par Gutknecht et al. [2013]. Les valeurs des paramètres ne sont donc pas les plus adaptés pour représenter la dynamique biogéochimique dans le cas de notre étude. En effet, notre configuration interannuelle s'étend sur un domaine plus large, englobant à la fois le système équatorial, le système d'upwelling du Benguela et le gyre sub-tropical caractérisés par des dynamiques biogéochimiques différentes. Par conséquent, l'ajustement de certains paramètres a été nécessaire pour que les variables biogéochimiques simulées (oxygène et nutriments) soient en accord avec les observations. Pour ce faire, nous avons réalisé une étude de sensibilité aux paramètres du modèle BioEBUS à partir de simulations à basse résolution ( $1/6^\circ$ ; 32 niveaux verticaux) qui fait l'objet de la sous partie suivante. Suite à cette étude quatre paramètres, dont les valeurs ont été reportées dans le tableau 3.2, ont été modifiés.

Paramàtra	Description	Valeurs	Unitó	
I al alliette	Description	Gutknecht et al. [2013]	necht et al. [2013] ROMS <sub>REF</sub>	
K <sub>N42</sub>	Nitrification stade 1	0.9	0.09	d <sup>-1</sup>
K <sub>N23</sub>	Nitrification stade 2	2.5	0.25	d <sup>-1</sup>
K <sub>ND4</sub>	reminéralisation des DON en condition oxique	0.006	0.003	d <sup>-1</sup>
K <sub>NP4</sub>	reminéralisation des PON en condition oxique	0.014	0.0014	d <sup>-1</sup>

 Tableau 3.2: Liste des paramètres biogéochimiques ajustés pour notre configuration de l'océan Atlantique Sud-Est.

Ces paramètres sont liés à deux processus actifs en présence d'oxygène : le processus de nitrification

(étapes 1 :  $K_{N42}$  et 2 :  $K_{N23}$ ) et le processus de reminéralisation des DON et de l'azote organique particulaire (PON<sup>5</sup>).

La configuration couplée  $ROMS_{REF}$  a été simulée sur la même période de 9 ans (2000-2008) que la configuration physique. En plus du spin-up de physique de 5 ans, un spin-up couplé physique biogéochimique de 10 ans est effectué pour que le modèle atteigne son état d'équilibre. Au total, nous obtenons 15 ans de spin-up puis 9 années de simulation sur lesquelles les champs biogéochimiques simulés et les processus associés sont moyennés et sauvés tous les 5 jours.

## Sensibilité et ajustement des paramètres de BioEBUS à la configuration de l'océan Atlantique Sud-Est

Nous avons réalisé plusieurs simulations tests pour évaluer la sensibilité des équilibres biogéochimiques dans notre zone d'étude aux différents paramètres biogéochimiques afin d'ajuster ces derniers à notre configuration de l'océan Atlantique Sud-Est (tableau 3.2). Sur la **figure 3.1**, nous présentons un exemple de test de sensibilité. La méthodologie adoptée est la suivante : nous avons modifié les valeurs des paramètres un par un, en les multipliant ou divisant par 2, 5 et 10. Pour chaque test, nous avons ensuite comparé l'état moyen des concentrations en nitrates et oxygène simulées à la climatologie de CARS2009. Si l'écart entre les données et le modèle est diminué, la nouvelle valeur du paramètre est gardée. Les comparaisons modèle/données ont été réalisées dans 5 zones clés correspondant aux différentes provinces biogéochimiques modélisées (**figure 3.1.a**) : deux zones dans la bande équatoriale ( $2.5^{\circ}$ S- $2.5^{\circ}$ N) entre  $10^{\circ}$ W- $4^{\circ}$ W et  $4^{\circ}$ E-côte; deux zones le long de la côte africaine ( $12^{\circ}$ S- $8^{\circ}$ S/ $8^{\circ}$ E-côte et  $12.5^{\circ}$ S- $7.5^{\circ}$ S/ $10^{\circ}$ E-côte); et une zone dans le gyre subtropical ( $25^{\circ}$ S- $20^{\circ}$ S/ $3^{\circ}$ W- $3^{\circ}$ E).

La simulation réalisée à partir des paramètres de Gutknecht et al. [2013] est caractérisée par une concentration en O<sub>2</sub> trop faible dans l'OMZ mais trop élevée sur le plateau dans l'upwelling. Inversement, les concentrations en nitrates sont trop élevées dans l'upwelling et trop basses dans l'OMZ plus au nord. La diminution d'un facteur 10 des paramètres de nitrification  $K_{N42}$  et  $K_{N23}$  induit une réduction conséquente (amélioration entre 10 et 15%) des concentrations en nitrates le long du plateau entre la surface et 400 mètres de profondeur. Cette diminution est particulièrement marquée le long de la côte dans l'OMZ (**fig 3.1.d**) et dans le système d'upwelling du Benguela (**fig 3.1.e**). Par ailleurs, la modification des paramètres de nitrification a eu peu, voire pas, d'effet sur les concentrations en O<sub>2</sub> ainsi que sur la structure verticale des concentrations en NO<sub>3</sub> dans la partie ouest du domaine. L'évaluation des flux d'oxydation des NH<sub>4</sub> et des NO<sub>2</sub> modélisés par rapport aux estimations présentes dans la littérature [Füssel et al., 2011; Kalvelage et al., 2011] montre une amélioration de la représentation des processus de nitrification avec les paramètres optimisés (voir les valeurs finales obtenues pour la simulation ROMS<sub>REF</sub> sur la **tableau 3.3**; section suivante 3.1.2).

Les paramètres  $K_{ND4}$  et  $K_{NP4}$  associés aux processus de reminéralisation de la matière organique en condition oxique jouent un rôle important sur les concentrations en oxygène et en nitrates dans l'océan ouvert et au niveau des plateaux et talus continentaux angolais et namibien. Leurs modifications entraînent une réorganisation de la structure verticale des traceurs biogéochimiques. Elles font

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup>de l'anglais Particulate Organic Nitrogen



**Figure 3.1:** Analyse de sensibilité des paramètres  $K_{N42}$  et  $K_{N23}$  (processus de nitrification 1 et 2; courbes vertes) avec en plus les paramètres  $K_{ND4}$  et  $K_{NP4}$  (reminéralisation des DON et PON en condition oxique; courbes rouges) par rapport aux données climatologiques de CARS2009 (trait pointillé en noir). (b-c-de-f) Profils verticaux de l'état moyen en oxygène (à gauche) et en nitrates (à droite) moyennés sur l'une des cinq zones représentées sur la carte en figure (a). Les courbes bleues représentent les profils verticaux en O<sub>2</sub> et en NO<sub>3</sub> obtenus avec les mêmes valeurs des paramètres que Gutknecht et al. [2013].

notamment varier la position de l'oxycline et de la nutricline.

La diminution par 2 du taux de reminéralisation de la matière organique dissoute ( $K_{ND4}$ ) a pour effet d'augmenter légèrement les concentrations en oxygène dans les zones où le taux de reminéralisation est fort, c'est-à-dire dans l'OMZ et dans la zone d'upwelling. Par ailleurs, elle s'accompagne d'une diminution prononcée des concentrations en nitrates sur toute la colonne d'eau et particulièrement en sub-surface où ces concentrations sont en excès. La réduction du processus de reminéralisation de la matière organique particulaire ( $K_{NP4}$ ) par 10 permet d'augmenter les concentrations en oxygène sur toute la colonne d'eau, et notamment dans l'OMZ. Par ailleurs, les modifications de ce paramètre ( $K_{NP4}$ ) semblent moins affecter les concentrations en NO<sub>3</sub>. L'association de  $K_{ND4}$  et  $K_{NP4}$  permet une meilleure représentation des concentrations en oxygène et nitrates en sub-surface dans l'OMZ, l'upwelling et l'océan ouvert (**fig 3.1.(b-f**)). Nous avons également vérifié la cohérence entre les autres variables d'état et flux biogéochimiques modélisés et les observations disponibles. Ces résultats sont présentés dans la section 3.1.2 "Performances de la configuration couplée de référence".

#### Bilan des traceurs biogéochimiques

Comme pour le chapitre précédent, nous analyserons la contribution de chaque terme du bilan des traceurs biogéochimiques afin d'évaluer le rôle de la connexion équatoriale et celui du forçage atmosphérique local (vent et flux de chaleur) sur la variabilité côtière des traceurs biogéochimiques. Cette analyse nous permettra également d'identifier les processus à l'origine du développement des événements extrêmes le long de la partie côtière de l'océan Atlantique Sud-Est et notamment dans l'upwelling. Nous présentons ici le bilan d'un traceur biogéochimique (noté *Ci*) comme calculé dans la version couplée de ROMS-BioEBUS:

$$\underbrace{\partial_t \langle Ci \rangle}_{TOTAL} = \underbrace{\langle -u\partial_x Ci \rangle \langle -v\partial_y Ci \rangle \langle -w\partial_z Ci \rangle + (k_v^{Ci} \partial_z^2 Ci) + k_h^{Ci} \triangle Ci}_{PHY} + \underbrace{Processus \ biogochimiques}_{BIO}$$
(3.1)

Où (u, v, w) représentent les composantes tridimensionelles des courants océaniques;  $k_v^T$  et  $k_h^T$  les coefficients de diffusion verticale et horizontale, respectivement. Le taux de variation de la concentration des traceurs (TOTAL) est influencé par les termes liés aux processus physiques (*PHY*), soit les processus d'advection horizontale (HADV), somme du terme zonal (XADV) et du terme méridien (YADV), le processus d'advection verticale (ZADV) et les termes de mélanges (MIX; diffusion verticale et d'entraînement); ainsi que des processus biogéochimiques (*BIO*) issus de l'activité biologique et/ou des réactions chimiques représentées par les termes Sources-Moins-Puits (SMS<sup>6</sup>). Les équations ainsi que la formulation des termes SMS pour chaque traceur biogéochimique sont données en annexe A.3.

# 3.1.2 Performances de la configuration couplée de référence (ROMS<sub>REF</sub>)

Comme énoncé dans le chapitre précédent, il n'existe pas de modèle "idéal" permettant de représenter exactement la réalité. L'évaluation des modèles est par conséquent un exercice nécessaire perme-

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>de l'anglais Sources-Minus-Sinks

ttant notamment de quantifier la cohérence entre les champs simulés et les observations et d'évaluer si les processus importants pour notre étude sont bien représentés. Cela permet également d'estimer les forces et les faiblesses du modèle (ouvrant la possibilité à des améliorations futures) ainsi que d'identifier les zones et les processus pour lesquels la couverture des données est insuffisante. La validation de la configuration physique a déjà été présentée dans le chapitre précédent. La section suivante détaille les performances de la configuration couplée ROMS<sub>REF</sub> pour la partie biogéochimie. L'évaluation des performances est centrée sur les champs biogéochimiques d'intérêts pour notre étude, c'est-à-dire l'oxygène, les nitrates, la chlorophylle et la PP. Nous vérifierons en particulier la distribution du minimum des concentrations en oxygène qui, comme nous l'avons montré en introduction, influence fortement le cycle de l'azote. La validation a été réalisée pour l'état moyen, le cycle saisonnier ainsi que pour les échelles de variabilité interannuelles sur la période 2000-2008, période qui correspond à celle analysée par la suite dans la partie résultats (cf. 3.2). Comme pour le chapitre précédent, nous avons utilisé la méthode de filtration présentée en annexe A.1 pour extraire ces régimes de variabilité.

#### 3.1.2.1 État moyen des propriétés biogéochimiques (moyennées sur la période 2000-2008)

Le modèle reproduit raisonnablement la répartition spatiale du minimum d'oxygène, par rapport aux données climatologiques de CARS2009 (**fig 3.2**).



**Figure 3.2:** Distribution spatiale du minimum des concentrations en oxygène (mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>): (a) simulation ROMS<sub>REF</sub> et (b) la climatologie CARS2009. Les concentrations en oxygène modélisées ont été moyennées sur la période 2000-2008.

Elle se caractérise par des eaux désoxygénées ( $\sim$ 30 mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>) dans la partie nord du BUS et oxygénées dans la parie sud ( $\sim$ 170 mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>) du BUS. L'isoligne 100 mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup> (contour noir) illustre l'extension des masses d'eau appauvries en O<sub>2</sub> liée à l'intrusion des eaux équatoriales le



**Figure 3.3:** Epaisseur de l'OMZ (concentrations en oxygène < 50 mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>) pour la simulation ROMS<sub>REF</sub> (a) et la climatologique CARS2009 (b).

long de la côte sud-ouest de l'Afrique (**fig 3.2**). L'intrusion des eaux pauvres en O<sub>2</sub> modélisée dans ROMS<sub>REF</sub> s'étend de 18°S à 26.3°S, 1° plus au nord que pour les données CARS2009. Le modèle surestime donc les concentrations d'O<sub>2</sub> sur le plateau continental entre 24°S et 30°S. Ceci peut être lié à l'absence de processus de reminéralisation à l'interface eau-sédiments dans la version actuelle du modèle biogéochimique BioEBUS. La position du minimum d'oxygène simulée est généralement en bon accord avec les données CARS2009 avec un écart maximum entre le modèle et les données de +20 mètres à la côte dans la zone du minimum d'oxygène, entre 5°S et 12°S. Dans l'ensemble, les niveaux d'oxygène modélisés sur tout le domaine du modèle (7°N-30°S et 10°W-18°E) sont statistiquement en accord avec les données CARS2009 avec un coefficient de corrélation spatiale sur les 600 premiers mètres (sur l'ensemble de la colonne d'eau) de 0,96 (0,95) et un biais moyen de -0.38 (-0.08) mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup> (**fig 3.10** - diagramme de Taylor).

La structure spatiale et en particulier la position du cœur et des frontières de l'OMZ (définie pour des concentrations en oxygène < 50 mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>) sont correctement reproduites par la configuration de référence ROMS<sub>REF</sub> (**fig 3.3**). L'OMZ est comprise entre 4°S-18°S en latitude et de 0°E- à la côte africaine en longitude. Elle atteint son épaisseur maximum de 500 mètres entre 10°S et 15°S, laquelle située légèrement plus au large pour ROMS<sub>REF</sub>. Elle s'étend ensuite jusqu'à 24°S sur une bande côtière de 1° de longitude. Le modèle sous-estime les concentrations en O<sub>2</sub> dans l'OMZ et par conséquent surestime l'épaisseur moyenne (2000-2008) de l'OMZ. Cette dernière est plus étendue vers la surface dans ROMS<sub>REF</sub> que dans CARS2009 (non montré). Si les écarts entre le modèle et les observations illustrent les faiblesses du modèle, ces dernières peuvent également être expliquées par la différence de période sur laquelle la climatologie de CARS a été calculée : les données climatologiques CARS2009 sont une moyenne des données disponibles sur les 50 dernières années



Nitrate concentration: 0-200m (mmolN.m-3)

**Figure 3.4:** Distribution spatiale des concentrations en nitrates (mmolN.m<sup>-3</sup>) moyennées sur les 200 premiers mètres : (a) simulation  $ROMS_{REF}$  et (b) différence entre la simulation  $ROMS_{REF}$  et la climatologie de CARS2009. Les concentrations en nitrates modélisées ont été moyennées sur la période 2000-2008.

alors que les champs modélisés sont moyennés sur la période (2000-2008). De plus, la climatologie CARS2009 peut également présenter des erreurs puisqu'elle est construite à partir de la base de données WOA laquelle surestime les concentrations en  $O_2$  dans l'OMZ [Bianchi et al., 2012].

Nous évaluons à présent la distribution spatiale moyenne des concentrations en éléments nutritifs (nitrates) sur les 200 premiers mètres. Les concentrations en nitrates modélisées sont relativement proches des valeurs de la climatologie de CARS2009 (**fig 3.4**). Ces concentrations présentent une structure inverse à celle de l'oxygène caractérisée par de fortes concentrations (jusqu'à 25 mmolN.m<sup>-3</sup>) dans le Benguela Nord, au large de la cellule d'upwelling de Cape Frio ( $17^{\circ}$ S- $19^{\circ}$ S) et des concentrations plus faibles (isocontour 10 mmolN.m<sup>-3</sup>) dans le Benguela Sud et dans les eaux oligotrophes localisées dans la partie sud-ouest du domaine. La zone de transition entre les concentrations relativement élevées proche de la côte et faibles au large est correctement simulée comparée à la climatologie de CARS2009 (**fig 3.4**). Les erreurs maximales (~6 mmolN.m<sup>-3</sup>) sont situées le long de la côte africaine sud-ouest entre 24°S et 30°S. Comme pour les concentrations en oxygène, ceci est certainement le résultat de l'absence de processus de reminéralisation à l'interface eau-sédiments. Malgré ce biais, l'ensemble de la configuration présente des concentrations moyennes en nitrates réalistes par rapport aux données CARS2009, avec un coefficient de corrélation spatiale sur les 600 premiers mètres (sur l'ensemble de la colonne d'eau) entre le modèle et les observations de 0,97 (0,99) et un biais moyen de -0,98 (-0,83) mmolN.m<sup>-3</sup> (**fig 3.10** - diagramme de Taylor).

Deux sections côte-large, présentées sur les **figures 3.5 et 3.6**, illustrent la répartition verticale des concentrations en oxygène et en nitrates à l'équateur pour la configuration  $ROMS_{REF}$  et pour les donnée CARS2009. Les concentrations en O<sub>2</sub> et en NO<sub>3</sub> modélisées se caractérisent par des con-

centrations élevées (faibles) en oxygène (en nitrates) en surface qui diminuent (augmentent) progressivement avec la profondeur. En dessous de 300 mètres, les niveaux d'oxygène augmentent à nouveau. Cette distribution est relativement bien simulée par le modèle malgré un léger déplacement d'une dizaine de mètres vers la surface de la position de la nutracline dans ROMS<sub>REF</sub>. L'erreur maximale observée pour les profils d'oxygène et de nitrates reste faible avec des valeurs inférieures à 35 mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup> et 4 mmolN.m<sup>-3</sup>, respectivement.



# Concentration en oxygène (mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>) : Equateur





# Concentration en nitrates (mmolN.m<sup>-3</sup>) : Equateur

**Figure 3.6:** Section côte-large à l'équateur des concentrations en nitrates (mmolN.m<sup>-3</sup>) de ROMS<sub>REF</sub> (a) et de la climatologie CARS2009 (b). Différence ROMS<sub>REF</sub> et CARS2009 (c).

Deux sections similaires en oxygène et en nitrates sont estimées à 25°S (**figures 3.7 et 3.8**). Ces figures illustrent les différences de répartition spatiale des concentrations en oxygène et en nitrates dans l'upwelling, dont la signature est caractérisée par l'inclinaison de la position de la nutracline et de l'oxycline le long du plateau continental. Globalement la distribution verticale des traceurs est correctement représentée par le modèle, en particulier dans l'océan ouvert et le long du talus continental entre 250 et 600 mètres de profondeur. Les résultats montrent cependant que la configu-





**Figure 3.7:** Section côte-large à 25°S des concentrations en oxygène (mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>) de ROMS<sub>REF</sub> (a) et de la climatologie CARS2009 (b). Différence ROMS<sub>REF</sub> et CARS2009 (c).



### Concentration en nitrates (mmolN.m<sup>-3</sup>) : 25°S

**Figure 3.8:** Section côte-large à 25°S des concentrations en nitrates (mmolN.m<sup>-3</sup>) de ROMS<sub>REF</sub> (a) et de la climatologie CARS2009 (b). Différence ROMS<sub>REF</sub> et CARS2009 (c).



**Figure 3.9:** Concentration en chlorophylle-a de surface (mgChl.m<sup>-3</sup>). (a-b) Distribution spatiale moyennée sur la période 2000-2008 : (a) de la simulation  $\text{ROMS}_{\text{REF}}$  et (b) des données satellite SeaWiFS. (c) Séries temporelles des anomalies interannuelles des concentrations en chlorophylle-a côtières moyennées sur une bande côtière de 1° de longitude de 10°S à 25°S pour la simulation  $\text{ROMS}_{\text{REF}}$  (noir) et les données satellite SeaWiFS (bleu).

ration  $\text{ROMS}_{\text{REF}}$  surestime les concentrations en oxygène à la côte entre la surface et 200 mètres de profondeur, avec une erreur maximale de 55 mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>. Encore une fois, ces écarts entre les estimations du modèle et les données peuvent provenir de la non prise en compte des processus de reminéralisation de la matière organique à l'interface avec le sédiment dans le modèle de biogéochimie BioEBUS.

Nous avons ensuite évalué la capacité du modèle à simuler l'état moyen des concentrations en chlorophyllea (Chla) de surface. La Chla de surface modélisée (moyennée sur les 10 premiers mètres) est comparée aux estimations satellites du capteur de couleur de l'eau SeaWiFS. Les résultats obtenus montrent que la configuration couplée ROMS<sub>REF</sub> reproduit les caractéristiques principales des observations satellites SeaWiFS [McClain et al., 1998] (**fig 3.9.a et b**). En particulier, la distribution spatiale de la chlorophylle de surface se caractérise par des valeurs de Chla élevées dans la bande côtière (de 16°S 30°S le long de la côte africaine du sud-ouest), ce qui est typique des zones littorales des EBUS. En s'éloignant de la zone côtière, les concentrations en Chla diminuent jusqu'à atteindre des valeurs très faibles dans la partie est du gyre subtropical de l'Atlantique Sud. Par ailleurs, le modèle sousestime (maximum 1,5 mgChl.m<sup>-3</sup>) la concentration en Chla de surface le long de la côte sud-ouest africaine et surestime (légèrement :  $0.3 \text{ mgChl.m}^{-3}$ ) les concentrations au large. De plus, un biais très important est observé au niveau de l'embouchure du Congo (non montré). Dans cette région, l'enrichissement en sels nutritifs issu des dépôts des rivières favorise le développement de la matière organique (~6 mgChl.m<sup>-3</sup>). Or, cet enrichissement local ne peut pas être représenté de manière réaliste dans notre configuration car le modèle ROMS-BioEBUS ne prend pas en compte les apports en nutriments issus des rivières et des fleuves. Mise a part cette zone particulière, la Chla dans la simulation ROMS<sub>REF</sub> est en bon accord avec les données SeaWiFS avec, notamment, un coefficient de corrélation spatiale de 0,92 et un biais moyen de 0,07 mgChl.m<sup>-3</sup> (**fig 3.10** - diagramme de Taylor). Notez que les résultats statistiques pour les concentrations en oxygène, nitrates et Chla, illustrés dans le diagramme de Taylor (**fig 3.10**), sont semblables aux résultats obtenus par Gutknecht et al. [2013], pour leur configuration climatologique de l'upwelling du Benguela à partir d'une simulation couplée physique biogéochimique basée sur le modèle ROMS-BioEBUS.

**Tableau 3.3:** Comparaison entre les estimations des champs simulés avec des données *in situ* et la littérature disponible pour les concentrations en nitrite et ammonium (mmolN.m<sup>-3</sup>), la Production Primaire (gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>) intégrée sur la couche euphotique, la Production Primaire annuelle (gC.m<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>), le mésozooplancton (mmolN.m<sup>-2</sup>) intégré sur les 200 premiers mètres, et les processus d'oxydation par NH<sub>4</sub><sup>+</sup> et NO<sub>2</sub>, de réduction par NO<sub>3</sub> et d'anammox (10<sup>-2</sup> mmolN.m<sup>-3</sup>.j<sup>-1</sup>) moyennés sur la période 2000-2008 entre 22-24°S et 10-15°E. Les termes entre parenthèses correspondent aux valeurs maximales.

	ROMSREF	Gutkneck et al., (2013)	In situ data	Reference
NO <sub>2</sub> - (mmolN.m <sup>-3</sup> )	0.09 (0.55) 0.02 (0.59)	0.002–0.37	0.01–0.67 0.01–1 (1 valeur extrême à 3.4 pour de l' $O_2$ < 4.5 mmol $O_2$ .m <sup>-3</sup> )	Galathea (Octobre 2006 - 3 stations) AHAB1 (Janvier 2004 - 70 stations)
NH₄⁺ (mmolN.m⁻³)	0.23 (1.58) 0.06 (1.81)	0.006–0.56	$<$ 0.3 0.001–4 (1 valeur extrême à 8 pour de l'O_2 < 4.5 mmolO_2.m^{-3})	Galathea (Octobre 2006 - 3 stations) AHAB1 (Janvier 2004 - > 70 stations)
Production primaire (gC.m <sup>-2</sup> .d <sup>-1</sup> ; intégrée dans la couche euphotique)	0.82 (4.17) 1.05 (3.46)	0.1–2.3 0.1–1.2	0.39–8.83 0.14–2.26	Barlow et al. (2009)
Production primaire annuelle (10 <sup>2</sup> gC.m <sup>-2</sup> .an <sup>-1</sup> )	550	500	430 760 950 510 ± 60 De 370 à 950	Brown et al. (1991) Ware (1992) Carr (2002) Tilstone et al. (2009) – AMT data – models
Mesozooplankton (mmolN.m <sup>-2</sup> ; intégré sur les 200 premiers mètres)	90.299 (158.89) 55.02 (164.04)	21.5–120 21.5–71.5	21.5–150 25.5–157.5	Kreiner and Ayon (2008) 23∘ S: 2000–2007 AMT 6 (Mai 1998 - 3 stations)
NH4 <sup>+</sup> oxidation	3.30 (15.09)	3 (17.6)	2.9–11	Kalvelage et al. (2011)
NO₂ <sup>-</sup> oxidation	4.6582 (37.227)	7.7 (37.7)	1.4–37	Füssel et al. (2011)
NO₃ <sup>-</sup> reduction	5.4156 (31.042)	5.6 (37.3)	1.7–47 8.1–38	Füssel et al. (2011) Kalvelage et al. (2011)
Anammox	7.9097 (52.136)	0.1 (4.3)	1.3–49 1.2–27	Kalvelage et al. (2011) Kuypers et al. (2005), Lavik et al (2008), G. Lavik and M. Kuypers (personal communcation, 2010)

In fine, nous avons comparé les taux de réaction des processus de nitrification, dénitrification et d'anammox simulés, aux valeurs de flux présentes dans la littérature (**tableau 3.3**). Globalement, les flux modélisés sont contenus dans la gamme des observations. Par ailleurs, les flux maximums de dénitrification (réduction des NO<sub>3</sub>) sont sous-estimés de 20% ( $10.10^{-2}$  mmolN.m<sup>-3</sup>.j<sup>-1</sup>) par rapport aux observations disponibles.

#### 3.1.2.2 Variabilité saisonnière et interannuelle

La variabilité saisonnière étant la variabilité dominante dans l'océan Atlantique Sud-Est, nous présentons maintenant une comparaison modèle (ROMS<sub>REF</sub>) / données (climatologie de CARS2009) de la variabilité saisonnière à partir du diagramme de Taylor (**figure 3.10**). Les concentrations en oxygène et en nitrates ont été moyennées sur les 600 premiers mètres. En dessous de cette profondeur, les concentrations en  $O_2$  et en NO<sub>3</sub> ne présentent pas de variations saisonnières significatives. La concentration en chlorophylle-a de surface a été moyennée sur le système d'upwelling du Benguela uniquement. Le coefficient de corrélation entre les champs simulés et la climatologie CARS2009 est compris entre 0.8 et 0.95 pour la chlorophylle et supérieur à 0.95 pour l'oxygène et les nitrates. L'écart type est compris entre 0.9 et 1.05 pour l'oxygène et les nitrates et entre 0.6 et 0.95 pour la chlorophylle-a. La différence de RMS<sup>7</sup> (moyenne quadratique) centrée et normalisée est inférieure



**Figure 3.10:** Diagramme de Taylor des concentrations moyennes de l'oxygène (rouge; mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>), des nitrates (bleu; mmolN.m<sup>-3</sup>), et de la chlorophylle-a (vert; mgChl.m<sup>-3</sup>) : les caractéristiques statistiques de la simulation ROMS<sub>REF</sub> sont estimées en comparant les distributions spatiales saisonnière de ROMS<sub>REF</sub> aux distributions correspondantes des climatologies de CARS2009 et de SeaWiFS. La distance radiale depuis l'origine est proportionnelle à l'écart type du modèle (normalisé par l'écart type des données). La ligne verte en pointillés mesure la distance depuis le point de référence (rond noir) et indique l'erreur quadratique moyenne. La corrélation entre les deux champs est donnée par la position azimutale. Les biais moyens associés se situent à droite de la légende. Les valeurs statistiques ont été calculées sur tout le domaine modélisé (7°N-30°S et 10°W-18°E) sur les 600 premiers mètres de la colonne d'eau pour les nitrates et l'oxygène. Les valeurs statistiques de la chlorophylle-a ont été estimées sur le système d'upwelling du Benguela (19°S-28.5°S et 17°E-5°E) en surface.

à 0.3 pour l'oxygène et les nitrates mais peut varier entre 0.55 et 0.4 pour la chlorophylle-a. La comparaison entre les champs simulés et les données climatologiques CARS2009 confirme que le

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup>de l'anglais Root Mean Square

modèle reproduit de façon réaliste le cycle saisonnier. Par ailleurs, l'écart entre les observations et  $ROMS_{REF}$  est plus important dans le cas de la chlorophylle-a.

Nous évaluons à présent les performances de notre configuration aux échelles de temps interannuelles. Pour cela, nous avons comparé les profils verticaux des concentrations en oxygène et nitrates modélisées avec des données *in situ* obtenues au cours de campagnes en mer réalisées entre les années 2000 et 2008. Les profils verticaux calculés à partir de la climatologie CARS2009 ont également été reportés pour une comparaison avec l'état moyen. Les comparaisons ont été réalisées sur deux périodes différentes : février 2003 et janvier 2004; à quatre latitudes différentes : 23°S, 25°S, 26°S et 27°S. Les périodes et zones choisies correspondent à celles des données *in situ* des campagnes M57/2 et AHAB1 [Kuypers et al., 2005; Lavik et al., 2009; Zabel and et al, 2003]. La **figure 3.11** montre des profils typiques de concentration d'oxygène et de nitrates dans l'upwelling côtier avec en particulier une réduction marquée des concentrations d'oxygène entre 200 et 300 mètres. La simulation ROMS<sub>REF</sub> reproduit raisonnablement la structure spatiale générale des concentrations en oxygène et en nitrates. Les différences entre les données *in situ* et ROMS<sub>REF</sub> sont comprises dans une plage d'erreurs de ~±20 mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup> et ±5 mmolN.m<sup>-3</sup> pour les concentrations en O<sub>2</sub> et en NO<sub>3</sub>, respectivement. Par ailleurs, il est important de noter que ces résultats sont en bien meilleur accord avec



## Vertical profiles: oxygen (mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>) and nitrate (mmolN.m<sup>-3</sup>)

**Figure 3.11:** Profils verticaux des concentrations en oxygène (ligne noire; mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>) et nitrates (ligne bleue; mmolN.m<sup>-3</sup>) de la simulation  $\text{ROMS}_{\text{REF}}$  comparés aux observations *in situ* représentés en ligne pointillée rouge (oxygène) et grise (nitrates) : Campagne METEOR 57/2 en mars 2003 ((a) sections à 23°S, et (b) 25°S) et AHAB1 en janvier 2004 ((c) section à 26°S) et (d) 27°S). La climatologie CARS2009 est représentée par les lignes pleines rouges (oxygène) et grises (nitrates). Les champs de la simulation ROMS<sub>REF</sub> et CARS2009 ont été moyennés sur les mêmes mois et dans la zone correspondante aux données *in situ*.

les données climatologiques de CARS2009 que ceux présentés dans les travaux de Gutknecht et al. [2013].

Il est difficile encore aujourd'hui de valider les concentrations modélisées des nutriments tels que les nitrites et l'ammonium dans le système d'upwelling de Benguela, étant donné le peu de données disponibles. Pour évaluer les capacités de ROMS<sub>REF</sub> à simuler ces concentrations, nous avons comparé nos résultats aux valeurs disponibles pour la zone d'étude dans la littérature. Les concentrations en nitrites et en ammonium simulées restent dans des gammes de valeurs relativement faibles en comparaison des données *in situ* (**tableau 3.3**). Cela dit, il est important de noter que les concentrations en NO<sub>2</sub> et NH<sub>4</sub> maximum (3.4 et 8 mmolN.m<sup>-3</sup>, respectivement) mesurées au cours de la campagne AHAB1, correspondent à des concentrations très faibles en O<sub>2</sub> (O<sub>2</sub> < 4.5 mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>). De tels niveaux en oxygène ne sont pas atteints dans la simulation ROMS<sup>*REF*</sup> à ces latitudes et périodes spécifiques. Même si les champs de NO<sub>2</sub> et NH<sub>4</sub> simulés sont du même ordre de grandeur (dans la limite faible) que les données *in situ*, un plus grand nombre de données *in situ* des concentrations en nitrite et ammonium sont nécessaires pour conclure.

La figure 3.9.c présente la variabilité interannuelle de la Chla de surface moyennée sur le plateau sur une bande de 100 km entre 10°S et 25°S du modèle (trait noir) et des données satellite SeaWiFS (trait bleu). Les résultats obtenus à partir de la configuration interannuelle ROMS<sub>REF</sub> ne sont pas toujours en bon accord avec les observations satellite SeaWiFs. En effet, nous avons évalué le coefficient de corrélation entre les deux séries temporelles à 0.37, lequel n'est pas significatif à 95%. Cependant, plusieurs études soulignent le fait que les données satellites de la couleur de l'eau dans la région de l'Angola doivent être interprétées avec prudence. En effet, seules 40% de ces données sont utilisables en raison de la couverture nuageuse persistante au-dessus de la zone de l'upwelling [Rouault et al., 2007; Stammer et al., 2003]. Outre les effets des nuages, le capteur de couleur de l'océan de SeaWiFS a cessé de fonctionner pendant une longue période en 2008 en raison de problèmes techniques, diminuant considérablement le nombre de données sur cette période. Il en résulte une erreur relative entre les estimations de Chla à partir des données des capteurs de couleur de l'eau et les données in situ de 30% en moyenne (~18% pour l'année spécifique 2003, Ohde et al. [2007]). Le manque de données à la côte pour la période 2000-2008 ne nous permet pas d'estimer avec précision la variabilité interannuelle des concentrations en chlorophylle, rendant préjudiciable notre exercice de validation du modèle à ces échelles. Cependant, en dépit de leur manque de cohérence les deux séries temporelles présentes des similarités. Notamment, elles se caractérisent par de fortes fluctuations interannuelles entre -0,8 et 1,6 mgChl.m<sup>-3</sup> et des valeurs de RMS comparables (ROMS<sup>REF</sup> : 0,12 mgChl.m<sup>-3</sup> et SeaWiFS: 0,16 mgChl.m<sup>-3</sup>). De plus, les événements extrêmes interannuels comme le Benguela Niño 2001 [Bachèlery et al., 2015; Rouault et al., 2007] et l'événement froid en 2001/2002 sont relativement bien représentés par ROMS<sub>REF</sub>, par rapport aux données satellites interannuelles. Ceci est illustré dans la figure 3.12 qui montre les variations interannuelles de la Chla côtière de l'équateur à 30°S, en avril 2001 et décembre/janvier 2001/2002 pour ROMS<sub>REF</sub> et les données satellites Sea-WiFS. Malgré la présence de bruit dans les valeurs interannuelles côtières de SeaWiFS et un léger biais entre le modèle et les données SeaWiFS, les deux séries montrent des tendances similaires aux observations, avec en particulier, une structure dipolaire nord-sud de Chla associée à des anomalies interannuelles de signes opposés (voir section résultats 3.2.1). Cette structure dipolaire, caractérisée par une diminution de la concentration en Chla (augmentation) de 25°S à 0°S et une légère augmen-



**Figure 3.12:** Section latitudinale (bande côtière de largeur 1° de longitude depuis la côte) de la concentration en chlorophylle-a de surface interannuelle (mgChl.m<sup>-3</sup>) moyennée sur 1 mois en (a) avril 2001 (Benguela Niño 2001) et (b) du 15 décembre 2001 au 15 janvier 2002 (période Benguela Niña). Les lignes noires et bleues correspondent à la simulation  $ROMS_{REF}$  et aux données satellite SeaWiFS, respectivement.

tation (diminution) de la Chla au sud de 25°S sur la **figure 3.12.a** (**fig 3.12.b**) avait déjà été observée par Demarcq et al. [2007] à partir des données satellites SeaWiFS.



#### Primary production: February – March 2002 (gC.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>)

**Figure 3.13:** Production Primaire intégrée dans la couche euphotique (gC.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>) en février-mars 2002 entre 15°S (FM10) et 30°S (FM3) le long de la côte africaine pour ROMS<sub>REF</sub> (en rouge) et les données *in situ* (en bleu) obtenues à partir de Barlow et al. [2009].

Nous présentons maintenant une comparaison de la Production Primaire (PP) modélisée avec des données *in situ* obtenues lors d'une campagne en mer réalisée en été (février-mars) 2002 [Barlow et al., 2009] (**fig 3.13**). Même si le modèle sous-estime certaines valeurs extrêmes de PP, la variabilité spatiale ainsi que l'amplitude de la PP sont bien représentées par le modèle.

Nous avons également comparé la PP annuelle du système d'upwelling du Benguela aux valeurs existantes dans la littérature [Brown et al., 1991; Carr, 2002; Tilstone et al., 2009; Ware, 1992] (**tableau 3.3**). La valeur que nous avons obtenue à partir de la simulation  $ROMS_{REF}$  (évaluée à 550 gC.m<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>) se situe dans la gamme des observations (estimées entre 370 et 950 gC.m<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>).

Pour terminer l'évaluation des performances de notre configuration  $\text{ROMS}_{\text{REF}}$  les **figures 3.14 et 3.15** présentent une comparaison des distributions en N<sub>2</sub>O et en O<sub>2</sub> simulées par rapport aux mesures *in situ* obtenues au cours deux campagnes en mer : la campagne CoFeMUG en mi-novembre-midécembre 2007 (**fig 1.13**-page 30) et la campagne FRS Africana en décembre 2009 (**fig 3.14.a**). Les comparaisons modèle-données montrent que la configuration  $\text{ROMS}_{\text{REF}}$  simule correctement la distribution spatiale et l'amplitude des concentrations en N<sub>2</sub>O à la fois en milieu côtier et dans l'océan ouvert. Les concentrations modélisées en N<sub>2</sub>O atteignent des valeurs maximales de ~45 nM dans les zones appauvries en oxygène, entre 100 et 600 mètres de profondeur et/ou au niveau du plateau continental.

A 23°S (**fig 3.14**), les concentrations simulées de N<sub>2</sub>O sont légèrement surestimées au niveau du plateau (+4 nM) et sous-estimées à la côte entre la surface et 100 mètres de profondeur. Les valeurs élevées de N<sub>2</sub>O en surface pour les données *in situ* reflètent la forte intensité de l'upwelling de l'été austral 2009 (Mohrholz et al. [2009] dans le rapport de campagne de Verheye and Ekau [2009]). Cette intensité d'upwelling spécifique à l'année 2009 ne peut pas être représentée sur la moyenne climatologique du modèle et pourrait expliquer les biais observés. La **figure 3.15.b** illustre également une



**Figure 3.14:** Section à  $23^{\circ}$ S de la concentration en N<sub>2</sub>O (a) mesurée au cours de la campagne FRS Africana en décembre 2009 et (b) simulée et moyennée sur la période 2000-2008 pour la comparaison avec les données *in situ*.

surestimation (+7 nM) des concentrations simulées en N<sub>2</sub>O à la côte entre 17°S et 19°S (stations 19, 20 et 21; cf. **fig A.10** en annexe A.5 pour la localisation des stations) et une sous-estimation des concentrations en N<sub>2</sub>O en dessous de 600 mètres dans l'océan ouvert (stations 13 à 19 et 23 à 27).

En conclusion, notre configuration interannuelle de l'océan Atlantique Sud-Est  $ROMS_{REF}$  simule correctement l'état moyen et les distributions spatiales associées en oxygène, nitrates et chlorophylle, sur la période 2000-2008. De plus, le modèle est capable de simuler correctement la variabilité



Concentration en O<sub>2</sub> (mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>): du 16-nov-2007 au 13-dec-2007

**Figure 3.15:** Section verticale des concentrations en  $O_2$  dissous (a) et de  $N_2O$  (b) simulées. Les champs biogéochimiques de la simulation ROMS<sub>REF</sub> ont été moyennés sur la période (novembre/décembre 2007) et dans la zone correspondante aux mesures *in situ* de la campagne en mer CoFeMUG [Noble et al., 2012] (cf. annexe A.5 pour la position des stations) afin d'être comparés aux données (voir **figure 1.13** page 30).

saisonnière et interannuelle dans l'upwelling du Benguela où les concentrations en oxygène, nitrates ainsi que la PP sont fortement affectées par les processus biogéochimiques (production, nitrification, dénitrification et anammox). Par ailleurs, cette étude met en évidence la nécessité d'inclure un modèle de sédiment pour améliorer la représentation de la dynamique biogéochimique de l'upwelling du Benguela et l'OMZ associée.

# 3.1.3 **Présentation des simulations de sensibilités**

De la même façon que dans le chapitre 2, un ensemble de trois expériences numériques de sensibilité basées sur la simulation  $ROMS_{REF}$  a été développé pour quantifier la réponse biogéochimique côtière au forçage atmosphérique local et à distance (équatorial).

La simulation ROMS<sub>LOCAL</sub> est forcée par des conditions atmosphériques de vents de flux de chaleurs totaux entre  $30^{\circ}$ S et  $4^{\circ}$ S alors que les conditions aux frontières et le forçage atmosphérique entre  $4^{\circ}$ S et  $7^{\circ}$ N sont climatologiques (cycle saisonnier). Par conséquent, dans cette configuration, seul le forçage atmosphérique peut influencer la variabilité interannuelle dans la configuration couplée.

A l'inverse, pour isoler l'impact des ondes équatoriales sur la variabilité interannuelle biogéochimique le long des côtes africaines nous avons défini une seconde expérience de sensibilité,  $ROMS_{EQ}$ . Dans cette expérience de sensibilité, les conditions aux frontières ouest entre 10°S et 7°N sont totales, alors que les conditions aux frontières restantes et le forçage atmosphérique de surface sont climatologiques (cycle saisonnier). Ainsi, la variabilité interannuelle biogéochimique dans l'Atlantique Sud-Est ne peut être influencée que par la connexion équatoriale.

La dernière simulation  $\text{ROMS}_{\text{CLIM}}$  est une simulation climatologique (forçage de surface atmosphérique et aux limites) développée pour quantifier la variabilité interne du modèle et les interactions non-linéaires. Les caractéristiques des 4 simulations numériques :  $\text{ROMS}_{\text{REF}}$ ,  $\text{ROMS}_{\text{LOCAL}}$ ,  $\text{ROMS}_{\text{EQ}}$ , et  $\text{ROMS}_{\text{CLIM}}$  sont résumées dans le **tableau 3.4**.

Simulations	Tension de vent et Flux de chaleur	Conditions aux limites	
ROMS <sub>REF</sub>	Total	Total	
ROMSLOCAL	Total sur tout le domaine à l'exception 4°S et 4°NClimatologique		
ROMS <sub>EQ</sub> Climatologique		Total de 7°N-10°S; climatologique ailleurs	
ROMS <sub>CLIM</sub>	Climatologique	Climatologique	

**Tableau 3.4:** Description des expériences de sensibilités : noms des simulations, spécifications des forçages atmosphériques de surface (tension de vent et flux de chaleur) et spécifications des conditions aux limites.

# 3.2 Résultats : Variabilité biogéochimique sub-saisonnière et inter-annuelle dans l'océan Atlantique Sud-Est : Forçage local versus Forçage à distance

Le corps de cette section consiste en un article intitulé "Forcings of nutrient, oxygen, and primary production interannual variability in the southeast Atlantic Ocean" qui a été publié dans le journal *Geophisical Research Letters* en août 2016. Cet article présente les principaux résultats obtenus à partir de l'ensemble des expériences numériques de sensibilité présentées ci-dessus. En particulier, nous présenterons une quantification des rôles du forçage équatorial et du forçage atmosphérique local sur la variabilité de l'oxygène, des nitrates de la chlorophylle et de la production primaire et ainsi que les mécanismes qui contrôlent le développement des événements extrêmes dans la région du BUS. Compte tenu du format condensé des articles GRL, des résultats supplémentaires sont présentés après l'article, dans la section 3.3 "Synthèse de l'article et présentation des résultats complémentaires".

# 3.2.1 Article

# **@AGU**PUBLICATIONS

# **Geophysical Research Letters**

# RESEARCH LETTER

10.1002/2016GL070288

#### **Key Points:**

- Interannual variations of biogeochemical features along the southwest African coast are triggered by oceanic remote equatorial forcing
- Coastal interannual fluctuations of nitrate and oxygen, controlled by physical advection processes, strongly affect primary production
- Mean vertical gradient of biogeochemical tracers shapes the oceanic biogeochemical response to Coastal Trapped Waves propagations

#### Supporting Information:

Supporting Information S1

- Figure S1
- Figure S2
- Figure S3
- Figure S4
- Figure S5
   Figure S6
- Figure S6Figure S7

#### Correspondence to:

M.-L. Bachèlery, marie-lou.bachelery@legos.obs-mip.fr

#### Citation:

Bachèlery, M.-L., S. Illig, and I. Dadou (2016), Forcings of nutrient, oxygen, and primary production interannual variability in the southeast Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, *43*, doi:10.1002/2016GL070288.

Received 7 JUL 2016 Accepted 3 AUG 2016 Accepted article online 10 AUG 2016

©2016. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

# Forcings of nutrient, oxygen, and primary production interannual variability in the southeast Atlantic Ocean

#### M.-L. Bachèlery<sup>1</sup>, S. Illig<sup>1,2</sup>, and I. Dadou<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), University of Toulouse, CNRS, CNES, UPS, IRD, Toulouse, France, <sup>2</sup>Department of Oceanography, MARE Institute, LMI ICEMASA, University of Cape Town, Cape Town, South Africa

**Abstract** The recurrent occurrences of interannual warm and cold events along the coast of Africa have been intensively studied because of their striking effects on climate and fisheries. Using sensitivity experimentation based on a coupled physical/biogeochemical model, we show that the oceanic remote equatorial forcing explains more than 85% of coastal interannual nitrate and oxygen fluctuations along the Angolan and Namibian coasts up to the Benguela Upwelling System (BUS). These events, associated with poleward propagations of upwelling and downwelling Coastal Trapped Waves (CTW), are maximum in subsurface and controlled by physical advection processes. Surprisingly, an abrupt change in the CTW biogeochemical signature is observed in the BUS, associated with mixed vertical gradients due to the strong local upwelling dynamics. Coastal modifications of biogeochemical features result in significant primary production variations that may affect fisheries habitats and coastal biodiversity along the southwestern African coasts and in the BUS.

#### 1. Introduction

The Benguela Upwelling System (BUS) situated along the southwest coast of Africa from Angola to South Africa is characterized by the upwelling of nearshore deep, cold, and nutrient-rich water to the sunlit layer. This process enables the development of high primary production as well as rich and diversified marine ecosystems. It is one of the most productive areas in the world and supports the livelihoods of the population of surrounding countries [*Carr and Kearns*, 2003]. However, it is characterized by natural variability which has local implications for food security and the functioning of the marine ecosystem.

This upwelling region regularly undergoes exceptional anomalous warm and cold events at interannual period (between 14 and 18 months) that strongly impact the ecosystem development. Extreme warm events, called Benguela Niños [Shannon et al., 1986], have striking effects on local marine ecosystem, fisheries [Binet et al., 2001], hypoxia events [Monteiro et al., 2008], and atmospheric circulation and rainfall [Rouault et al., 2003]. Only a few papers have documented cold events (Benguela Niña). The latter showed that some cold events compete in magnitude with major warm episodes and their potential impact on the biota and climate needs to be investigated. The triggering mechanisms of interannual events have been highly debated for the last 10 years. Two forcing mechanisms are discussed: on one hand the role of local wind stress fluctuations in the BUS [Richter et al., 2010] and on the other hand the equatorial connection through propagations of Equatorial Kelvin Waves (EKW) and then poleward Coastal Trapped Waves (CTW) [Florenchie et al., 2004; Rouault et al., 2007; Lübbecke et al., 2010]. Recently, based on experimentation with a high-resolution oceanic regional model, Bachèlery et al. [2015] (hereafter BID15) have shown that ocean dynamics (sea level, temperature, and oceanic currents) along the southwest African coast at subseasonal timescales (11 days to 3 months) is mainly controlled by local forcing (in agreement with Goubanova et al. [2013]), while interannual events are primarily remotely forced by the equatorial dynamics. Poleward propagations of downwelling/upwelling CTW, at interannual timescales, strongly influence alongshore and vertical currents, inducing significant nearshore density and temperature variations, mostly in the subsurface.

It is yet unknown whether these strong interannual events impact biogeochemical cycles, primary production, and therefore fisheries. This is the focus of the present study which aims to quantify the impact of interannual remote equatorial forcing on the biogeochemical variability, along the southwestern



African coast, with a focus on the BUS. Using a coupled physical/biogeochemical regional model described in section 2, we will show in section 3 that remotely forced CTW control interannual nitrate and oxygen fluctuations. Then, we will describe the spatial structure of these biogeochemical tracer anomalies and depict the prevailing processes (physical and biogeochemical) accounting for their emergence. Finally, a discussion of the results, followed by implications and perspectives to this work, is given in sections 4 and 5, respectively.

#### 2. Modeling Approach

#### 2.1. Model Description

Our modeling approach consists of the AGRIF version [Debreu et al., 2012] of the Regional Ocean Modeling System (ROMS [Shchepetkin and McWilliams, 2005], v3.1) coupled to the nitrogen-based Biogeochemical model developed for Eastern Boundary Upwelling System (BioEBUS) [Gutknecht et al., 2013], under the southeastern Atlantic interannual configuration developed in BID15. The domain extends from 30°S to 7°N, spanning from 10°W to the western coast of Africa (Figure 1c). The horizontal resolution is 1/12° with 37 sigma vertical levels based on GEBCO 08 gridded topography. Daily surface forcing includes QuikSCAT satellite wind stress and CFSR heat and water fluxes, while 5 day dynamical Open Boundaries Conditions (OBCs) are provided by SODA reanalysis (v2.1.6). Refer to BID15 for further details and validation diagnostics, and refer to supporting information (S1) for extended information on data sets used. Monthly climatological biogeochemical OBCs are extracted from the Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) Atlas (CARS2009) for nitrate and oxygen concentrations and from Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) for chlorophyll a (Chl a) concentration. Other biogeochemical fields are computed following the methodology of Gutknecht et al. [2013]. We used a fifth-order WENO quasi-monotone advection scheme [Jiang and Shu, 1996] for the biogeochemical tracers. Also, since our configuration is much larger than the one of Gutknecht et al. [2013], few BioEBUS biogeochemical parameters have been tuned to fit with observations, both in the BUS and in the subtropical gyre: the two stages of nitrification rate (newly 0.09 day<sup>-1</sup> and 0.25 day<sup>-1</sup>, respectively) as well as the decomposition rate of dissolved and particulate organic nitrogen in oxic conditions (0.004 day<sup>-1</sup> and 0.001 day<sup>-1</sup>, respectively) in agreement with the literature. The comparison against in situ and satellite data, provided in the supporting information (S2), indicates that our biogeochemical configuration is skillful in simulating most aspects of the mean state and interannual variability over the 2000-2008 period, with similar degree of agreement with the observations as in Gutknecht et al. [2013].

A total of 15 years were run for the spin-up (5 years with the physical model and 10 years with the coupled model). Then, simulations were performed over the 9 years spanning from 2000 to 2008, during which 5 day averages of physical and biogeochemical model outputs were stored.

#### 2.2. Sensitivity Experiments

Similarly to BID15, to quantify the coastal biogeochemical response to local atmospheric forcing and to remote equatorial forcing, a set of three numerical experiments was carried out. ROMS<sub>LOCAL</sub> simulation is forced by real-time local surface atmospheric forcing (wind stress and heat/water fluxes) between 30°S and 4°S, while all OBCs and atmospheric forcing north of 4°S are monthly climatologies. Thus, only atmospheric effects are expected to trigger interannual variability in the coupled model. Conversely, to isolate the impact of EKW along the African west coast, we defined a paired experiment, ROMS<sub>EQ</sub>, forced by real-time OBCs between 10°S and 7°N, while remaining OBCs and surface atmospheric forcing are monthly climatologies. Within this configuration, the southeast Atlantic interannual biogeochemical variability is only impacted by the remote equatorial connection. The last simulation (ROMS<sub>REF</sub>) is the most realistic experiment, in which both forcings are at work.

#### 3. Results

#### 3.1. Coastal Interannual Variability

We first quantify the relative contribution of remote equatorial versus local forcing to the coastal biogeochemical variability.

As an illustration, Figure 1a shows the global Normalized Wavelet Power Spectra (NWPS) [Goubanova et al., 2013] of coastal (0.5° width band) nutrient (nitrate) concentration for each sensitivity experiment, where mean (2000–2008) NWPS are averaged from the equator to 28°S.  $ROMS_{REF}$  exhibits significant peaks of variability at subseasonal frequencies (15, 30, and 85 day<sup>-1</sup>) and a marked peak at interannual timescales (450–600 day<sup>-1</sup>). The latter coincides well with the sole significant peak of  $ROMS_{EQ}$ , while higher-frequency variability is driven



**Figure 1.** Nitrate concentration (mmol N m<sup>-3</sup>) averaged in the first 150 m: (a) global Normalized Wavelet Power Spectrum of coastal (0.5° width band) anomalies relative the 2000–2008 seasonal cycle. NWPS computed at each latitude are averaged from 0°N to 28°S and over 2000–2008. Black, blue, and red lines correspond to  $\text{ROMS}_{\text{REF}}$ ,  $\text{ROMS}_{\text{EQ}}$ , and  $\text{ROMS}_{\text{LOCAL}}$  simulations, respectively. Dashed lines denote significant values at 95% confidence level. (b) Time series of  $\text{ROMS}_{\text{REF}}$  (black) and  $\text{ROMS}_{\text{EQ}}$  (blue) coastal (0.5° width band) interannual anomalies averaged from the equator to 28°S. Grey dashed lines denote the position of  $\pm 1.25 \times \text{ROMS}_{\text{EQ}}$  standard deviations. Red (blue) dots indicate peaks of major CTW warm (cold) interannual events, and grey vertical bands encircle their 2 months peak phase. (c and d) Composite maps of interannual anomalies during the onset (2.5 months before the peak) and at the peak of the events (2 month average centered around the peak), respectively. See text for composite definition.

by local atmospheric forcing (ROMS<sub>LOCAL</sub>). The same conclusions are drawn from the analysis of coastal oxygen, ChI *a*, and depth-integrated primary production (defined here as PP) variability, however, with stronger locally forced subseasonal variability in ChI *a* and PP in the BUS. We quantified that the ROMS<sub>EQ</sub>/ROMS<sub>REF</sub> ratio of GNWPS averaged along the southwest coast of Africa (0°N–28°N) at interannual frequencies is 94% for nitrate, 85% for oxygen, and 97% for PP levels. These results imply that along the southwestern African coast interannual biogeochemical variability is primarily controlled by remote equatorial forcing. Therefore, in the following, we focus on ROMS<sub>EQ</sub> simulation, in which CTW dominate the interannual ocean dynamics and propagate up to the model southern boundary (30°S; BID15).

The biogeochemical response to oceanic remote equatorial interannual forcing is associated with occurrences of positive and negative coastal events. Interannual downwelling CTW events (warm events in 2001

# **AGU** Geophysical Research Letters

#### 10.1002/2016GL070288



**Figure 2.** Composite section of interannual anomalies of coastal (0.5° width band) (a) nitrate (mmol N m<sup>-3</sup>), (b) oxygen (mmol O<sub>2</sub> m<sup>-3</sup>), and (c) depth-integrated (over the whole water column) PP (in g C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) concentration of ROMS<sub>EQ</sub> in function of latitude and depth. In Figure 2a (Figure 2b), green dashed line denotes the mean (2000–2008) position of the mixed layer and arrows correspond to mean (interannual) vertical (m d<sup>-1</sup>) and alongshore (0.1 × ms<sup>-1</sup>) currents. Tracers, PP, and currents were averaged over the 2 month period centered around the peak phase of selected events (cf. colored dots in Figure 1b). The maximum intensity of each event is actually traced along its poleward propagation, with a phase speed of 1 m s<sup>-1</sup>.

[*Rouault et al.*, 2007], 2002, 2003/2004, and 2005, red dots in Figure 1b) trigger nutrient depletion, whereas upwelling conditions (cold events in 2001/2002 and 2003, blue dots in Figure 1b) trigger an increase in nutrients. Note that interannual anomalies are estimated as departure from the 2000-2008 monthly climatology and smoothed using a 1-2-1 monthly running weighted average (see BID15). To track the spatial and temporal evolution of interannual events, we performed composite analyses of ROMS<sub>EQ</sub> outputs. We used the methodology from *Illig et al.* [2014], in which positive and negative events are considered and lined up around their peak phase. We selected six events, four warm and two cold, for which averaged coastal (0.5° width band) biogeochemical tracer interannual anomalies between 0°N and 28°S exceed  $\pm 1.25$  standard deviations (Figure 1b). We chose to map the downwelling phase of CTW signature. Thus, before averaging the six events, upwelling interannual anomalies are multiplied by -1 to account for their opposite effect.

Composite maps of nitrate concentration in the surface layer (0-150 m) show that during the onset of a downwelling event (Figure 1c), a weak negative anomaly starts to appear along the equator and the South African coasts up to 16°S. Two and a half months later, at the peak phase of the event (Figure 1d), the anomaly has intensified and propagated: it extends all along the southwestern African coast, reaching the BUS. Compared to the northern coastal region, an unexpected positive nitrate concentration anomaly develops in the BUS between 23°S and 28°S.

Composite of coastal latitude-depth sections at the peak phase of the events (Figure 2a) emphasizes these north-south contrasted conditions in the biogeochemical response to CTW poleward propagations showing



Interannual coastal nitrate budget in Angola Box [16°S-8°S]

**Figure 3.** Composite of coastal (0.5° width band) interannual nitrate budget terms (mmol N m<sup>-3</sup> d<sup>-1</sup>) of ROMS<sub>EQ</sub>: vertical profiles of tendency terms averaged over the Angola box (16°S–8°S) during the onset period of the selected events. (a) Total rate of change (TOTAL, black), summed-up contribution of physical (PHY, Red) versus biogeochemical (BIO; blue) processes, and total advection (ADV, red dashed line). (b) Total advection (ADV, black), vertical advection (ZADV, red), and horizontal advection (HADV, blue). (c) Vertical advection (ZADV, red), term 1 (*T*1, black), and term 2 (*T*2, blue) in equation (1). Horizontal green dashed line denotes the mean (2000–2008) position of the mixed layer.

opposite sign in nitrate anomalies in the BUS compared to the northern coastal area. Indeed, below the mixed layer (ML), downwelling CTW trigger negative nitrate anomalies ~-4 mmol N m<sup>-3</sup> between 0°N and 22°S, whereas they induce nitrate gain ~+4 mmol N m<sup>-3</sup> between 23°S and 28°S. The vertical distributions are also drastically different between the two regions. From 0°N to 22°S, negative nitrate anomalies are located between 120 m and the mixed layer (ML), whereas in the BUS, positive anomalies are significantly deeper (between 250 and 80 m depth).

Since nutrients and oxygen are intimately linked and closely associated with Chl *a* and PP characteristics, we obtain similar spatial distribution and temporal propagation for the dissolved oxygen (with opposite values; Figure 2b), Chl *a* concentration (not shown), as well as for PP interannual anomalies (Figure 2c). Modifications of nearshore subsurface nutrient concentration result in a significant PP variation along the Angolan and Namibian coast. We quantified that interannual remotely forced events modify the level of nitrate, oxygen, and PP along the Angolan coast up to 60%, 55%, and 30%, respectively, compared to the mean (2000–2008) levels. This impact is weaker in the Namibian enriched water with estimated ratio of 35% for nitrate, 30% for oxygen, and 10% for PP. These results highlight that interannual CTW affect coastal biogeochemical cycles as well as ecosystem richness from the equator to the northern part of the BUS. Nevertheless, the abrupt change in the biogeochemical characteristics along the poleward CTW path, resulting in a change of sign between  $20^\circ$ S and  $22^\circ$ S (Figure 2) is unexpected since in ROMS<sub>EQ</sub> current anomalies associated with CTW propagations (Figure 2b) show a strong reduction of the upward vertical velocities as well as an increase of the poleward alongshore currents which are continuous from 0°S to 30°S (BID15).

#### 3.2. Processes at Work: Interannual Nitrate Budget

In order to assess the processes accounting for the interannual biogeochemical cycle variability and explain the north-south contrasting conditions associated with CTW propagations, composites of interannual online budgets of tracers of  $ROMS_{EQ}$  are examined during the onset period of the event in each coastal zone: in the Angola box ( $16^{\circ}S-8^{\circ}S$ , Figure 3) and in the upwelling box ( $28^{\circ}S-23^{\circ}S$ , Figure 4). The onset period is defined as the initial period between the beginning and the peak of the event. Note that as same conclusions are drawn from O<sub>2</sub> budget analysis (with opposite contribution), we present only the results of the nutrient



Interannual coastal nitrate budget in Upwelling Box [28°S-23°S]

Figure 4. Same as Figure 3 but for averages over the upwelling box (28°S–23°S). Yellow shading, between 180 m and 85 m depth, highlights the area of interest.

(NO<sub>3</sub>) budget. Processes at work can be divided into two categories: the physical processes (horizontal/vertical NO<sub>3</sub> advection and mixing) and biogeochemical processes (denitrification, nitrification, PP, and anammox).

In the Angola box, interannual NO<sub>3</sub> changes (Figure 3a, black line) are weak within the ML and result from compensation between physical and biogeochemical processes with same order of magnitude and opposite signs. In the subsurface, negative total rate of change of nitrate reflects the strong decrease in nitrate levels associated with CTW propagation (Figure 2b). Below the ML, contribution of biogeochemical processes is negligible, while physical processes, in particular the total advection term, control the vertical profile of the interannual NO<sub>3</sub> rate of change. Furthermore, vertical and horizontal advection terms have opposite contributions (Figure 3b): horizontal advection tends to increase nitrate levels, while vertical advection induces nitrate depletion. Indeed, during downwelling event, the increased poleward undercurrent induces stronger southward transport of enriched nutrient water. But this gain is masked by a stronger loss in nitrate caused by a reduction of the vertical advection. We then decomposed offline the interannual vertical NO<sub>3</sub> advection into the contribution of (1) interannual anomalies of vertical advection of anomalous nitrate concentration by seasonal vertical currents (*T*1) and (2) anomalous advection of total nitrate by vertical current anomalies (*T*2), such as

$$ZADV'' = \underbrace{-(\overline{w} \times \frac{\partial(NO'_3)}{\partial z})''}_{T1} \underbrace{-(w' \times \frac{\partial(\overline{NO_3} + NO'_3)}{\partial z})''}_{T2}$$
(1)

where overbars denote monthly seasonal cycle and primes denote departure from this cycle. Double prime denote interannual anomalies. Note that we carefully used the advection scheme implemented in ROMS. Results show that in the Angola box 72 dominates the nitrate interannual advection (Figure 3c), while 71 contributes to a weak gain. Consequently, along the Angolan coast during interannual events, the nitrate loss in subsurface is controlled by the reduction in the upward transport of deep nutrient-rich water.

Farther poleward, interannual subsurface nitrate anomalies associated with CTW turn from negative to positive. This nitrate gain is depicted by a positive total rate of change in the BUS (Figure 4a). Similarly to the northern part, the physical and biogeochemical processes compensate each other in the ML, resulting in weak  $NO_3$  changes. Below the ML, physical processes — specifically the advection terms — are the main contributors to interannual nitrate anomalies, while biogeochemical processes remain negligible. In the BUS, between 180 m and 85 m depth, it is actually the sum of the horizontal and vertical fluxes which contributes to the

total NO<sub>3</sub> flux (Figure 4b, yellow shaded area). Both processes contribute to nitrate gain. Similar to the Angola box, positive nitrate horizontal advection is associated with the increased poleward alongshore currents in the subsurface (Figure 3b). Unexpectedly, compared to the northern counterpart, the interannual vertical advection contributes here to nitrate inputs, while interannual vertical velocities are still negative (Figure 2b), characteristics of the upwelling reduction along the downwelling CTW propagation. The vertical advection decomposition from equation (1) (Figure 4c) highlights that T1 contributes to nitrate gain in the BUS, similarly to the Angola box. Distinguishingly, under similar vertical current anomalies (Figure 2b), T2 has relatively smaller amplitude in the BUS, compared to the northern area. This is due to the strong and permanent local upwelling dynamics that drastically reduces the coastal nitrate vertical gradient in the BUS. Thus, the decrease in vertical velocity does not have a strong vertical gradient in nitrate to work on, such as the signature of the anomalous reduction in nitrate vertical transport (72) becomes small compared to the positive gain associated with seasonal transport of the anomalous vertical nitrate gradient (T1). This emphasizes the importance of the mean vertical gradient of tracers in the biogeochemical response to interannual CTW propagations. To summarize, the positive subsurface nutrient gain in the BUS is explained by the horizontal advection of nitrate-rich water from the equator toward the pole, concomitant with vertical advection of deep nutrient-rich water.

#### 4. Discussion

At interannual timescales, we showed that the equatorial connection has a strong impact on nutrient variability along the southwestern African coasts compared to local atmospheric forcing (Figure 1a). Thus,  $ROMS_{REF}$  is expected to depict a very similar spatiotemporal interannual variability compared to  $ROMS_{EQ}$ . This is indeed the case:  $ROMS_{REF}$  and  $ROMS_{EQ}$  share similar features in nutrients (Figure 1b), oxygen, and PP (not shown) distribution and propagation characteristics. In particular,  $ROMS_{REF}$  latitude-depth composite sections at the peak phase of strong interannual events in nitrate, oxygen, and PP (not shown) portray the north-south contrasting conditions between Angolan and BUS coastal regions (similarly to Figure 2). This is particularly true for the 2001 and 2001/2002 interannual events, in agreement with Chl *a* observations (see Figure S6 in the supporting information). However, for some particular events (2003 and 2004) notable differences in the amplitude of the tracers and PP coastal anomalies are reported. Thus, although the remote equatorial forcing dominates the coastal biogeochemical variability, other processes modulate the remotely forced interannual variability in the most realistic simulation.

While local atmospheric forcing remains weak at interannual timescales, intermittent wind variations along the equator and along the coast can induce significant variability, which can be in phase or out of phase with the remote equatorial forcing. Indeed, based on similar sensitivity experiments, BID15 showed that weak interannual anomalies triggered by local atmospheric forcing can, however, modulate the intensity of remotely forced temperature events and affect the maximum poleward latitude at which interannual CTW can be detected. Also, interannual wind variations in the Gulf of Guinea can force EKW and in turn trigger CTW propagation, which modulates the coastal interannual event intensity (BID15). Prescribing real-time atmospheric forcing in the equatorial band (north of 4°S) in ROMS<sub>EQ</sub> reveals that the effects of remote equatorial forcing add linearly to fluctuations associated with local atmospheric forcing in ROMSLOCAL to reconstitute most of the reference coastal biogeochemical signal in ROMS<sub>REF</sub> between the equator and 26°S (not shown). However, unlike density variations (BID15), in this latitudinal range, some differences between ROMS<sub>REF</sub> and ROMS<sub>FO</sub> cannot be attributed to local atmospheric forcing. This is the case during the year 2004 where the interannual remotely forced event is stopped unexpectedly at 20°S. This suggests that interactions between short-term scales (at which the local forcing is dominant; Figure 1a [Goubanova et al., 2013]) and longer-term variability (at which the equatorial forcing prevails) may occasionally play a role in biogeochemical tracer signature. Noteworthy, poleward of 26°S, ROMS<sub>REF</sub> and ROMS<sub>EQ</sub> signals are less consistent. While ROMS<sub>REF</sub> is affected by interannual variability at 30°S, this is not the case for ROMS<sub>EQ</sub>, where monthly climatology has been prescribed at its southern boundary (cf. section2.2). Thus, part of the biogeochemical interannual variability in ROMS<sub>REF</sub> from 30°S to 26°S is controlled by modulations of the equatorward Benguela current variability (fed by the Agulhas Current and the South Atlantic Current) and its associated mesoscale activity (BID15).

Identifying the dominant forcings of coastal interannual events is a critical issue for their prediction and will be particularly relevant to support ecosystem and fisheries management in the BUS. All forcings (EKW, local winds, and southern entrances at 30°S) are independent, with their own timescales of variability. While remote

equatorial forcing activity is a skillful proxy to forecast coastal temperature extreme events by about 1 month in advance (R. A. Imbol Koungue et al., Role of Interannual Kelvin wave propagations in the equatorial Atlantic on the Angola Benguela current system, submitted to *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016), this is not the case for the ocean variability at the southern tip of Africa, as well as for the local atmospheric forcing which impacts preferentially shorter-term variability. Fortunately, this study highlights that interannual biogeochemical coastal events are primarily controlled by the equatorial connection (Figure 1a). This should allow forecasting their occurrences and anticipate the associated patterns in nutrients, oxygen, and PP, but not their magnitude which can be modulated by local atmospheric variability.

#### **5.** Conclusions

The BUS has long been recognized as a high productive area and fisheries reservoir on which several developing countries depend. Yet sensitivity experiments with a coupled model show that poleward propagations of remotely forced CTW induce drastic coastal nutrients and oxygen fluctuations — ~60% to ~30% of the mean levels — from the equator toward the BUS. These fluctuations are triggered by physical processes and in particular the advection terms. These fluctuations may strongly affect fisheries habitats and coastal biodiversity, since nutrient availability in the euphotic layer has important repercussion on Chl a and PP. We quantified that these interannual events, which can last up to 6 months, contribute up to 30% of the mean PP levels along the Angolan coast and 10% in the BUS enriched water. Furthermore, the associated variation in the subsurface oxygen content along the shelf may also affect the extension of the oxygen minimum zone and enhance natural hypoxia, which would increase the effects of remote equatorial forcing on the ecosystem. Indeed, the impacts of hypoxic events can vary from major species displacements to mortalities associated with nonviable conditions. It can also result in catastrophic loss in fisheries by poisoning due to episodic sulphide eruptions (H<sub>2</sub>S). Since H<sub>2</sub>S production depends on the biogeochemical settings (i.e., oxygen and nitrate levels), the connection between the remote equatorial forcing and the anomalous episodic emissions of toxic gases in the BUS, as well as their potential impact on ecosystems and their forecast, will be the topic of our next research efforts.

#### Acknowledgments

This work was supported by a grant (OSTST-TOSCA project EBUS-SOUTH) from the Centre National d' Etudes Spatiales, France (CNES) and by a PhD fellowship from the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS). We thank ICEMASA (IRD) and ATUPS (Université Paul Sabatier) for financial support allowing a 6 month visit in the Department of Oceanography of UCT in Cape Town, South Africa. The authors wish to thank the latter for its warm welcome, helpful discussions, and new friendships. We acknowledge B. Le Vu and V. Garcon for sharing their preliminary results, as well as P. Penven and B. Dewitte for fruitful discussions. All data used in this study (for model forcing and validation) are publicly available, and detailed information are provided in the supporting information (S1). CERSAT, CSIRO, Texas A&M University, and NASA are thanked for development and distribution of these data sets ROMS/BioEBUS model was downloaded from the ROMS\_AGRIF public repository at http://www.romsagrif.org. Model grid, forcings, and initial conditions were built using the ROMS\_TOOLS package [Penven et al., 2007]. This work was performed using HPC resources from CALMIP (grant 2015-2016 - P1134). We would like to thank the two anonymous reviewers for their thorough reading and their constructive comments, which helped improve the quality of this paper.

#### Acronyms

- BID15 Bachèlery et al. [2015].
  - BUS Benguela Upwelling System.
- EKW Equatorial Kelvin Waves.
- CTW Coastal Trapped Waves.
- GEBCO General Bathymetric Chart of the Oceans.

QuikSCAT Quik SCAtterometer Satellite.

- CFSR NCEP Climate Forecast System Reanalysis.
- SODA Simple Ocean Data Assimilation.
- CSIRO Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation.
- WENO Weighted Essentially Non-Oscillatory.
  - PP depth-integrated Primary Production.

#### References

Bachèlery, M.-L., S. Illig, and I. Dadou (2015), Interannual variability in the South-East Atlantic Ocean, focusing on the Benguela Upwelling System: Remote versus local forcing, J. Geophys. Res. Oceans, 121, 284–310, doi:10.1002/2015JC011168.

Barlow, R., T. Lamont, B. Mitchell-Innes, M. Lucas, and S. Thomalla (2009), Primary production in the Benguela ecosystem, 1999–2002, Afr. J. Mar. Sci., 31, 97–101.

Binet, D., B. Gobert, and L. Maloueki (2001), El Niño-like warm events in the Eastern Atlantic (6°N, 20°S) and fish availability from Congo to Angola (1964–1999), Aquat. Living Resour., 14(2), 99–113.

Carr, M.-E., and E. J. Kearns (2003), Production regimes in four Eastern Boundary Current systems, *Deep Sea Res., Part II, 50*(22–26), 3199–3221.

Carton, J. A., and B. S. Giese (2008), A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA), Mon. Weather Rev., 136(8), 2999–3017.

Carton, J. A., G. Chepurin, X. Cao, and B. Giese (2000), A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950–95. Part I: Methodology, J. Phys. Oceanogr., 30(2), 294–309.

Carton, J. A., B. S. Giese, and S. A. Grodsky (2005), Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis, J. Geophys. Res., 110, C09006, doi:10.1029/2004JC002817.

Debreu, L., P. Marchesiello, P. Penven, and G. Cambon (2012), Two-way nesting in split-explicit ocean models: Algorithms, implementation and validation, *Ocean Model.*, 49-50, 1–21.

Dunn, J. R., and K. R. Ridgway (2002), Mapping ocean properties in regions of complex topography, *Deep Sea Res., Part 1, 49*(3), 591–604.
 Florenchie, P., C. J. C. Reason, J. R. E. Lutjeharms, M. Rouault, C. Roy, and S. Masson (2004), Evolution of interannual warm and cold events in the Southeast Atlantic Ocean, *J. Clim., 17*(12), 2318–2334.

Fréon, P., M. Barange, and J. Arístegui (2009), Eastern boundary upwelling ecosystems: Integrative and comparative approaches, *Prog. Oceanoar.*, 83(1-4), 1-14.

Goubanova, K., S. Illig, E. Machu, V. Garçon, and B. Dewitte (2013), SST subseasonal variability in the central Benguela upwelling system as inferred from satellite observations (1999–2009), J. Geophys. Res. Oceans, 118, 4092–4110, doi:10.1002/jgrc.20287.

Gutknecht, E., et al. (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), 3559–3591.

Illig, S., B. Dewitte, K. Goubanova, G. Cambon, J. Boucharel, F. Monetti, C. Romero, S. Purca, and R. Flores (2014), Forcing mechanisms of intraseasonal SST variability off central Peru in 2000–2008, J. Geophys. Res. Oceans, 118, 3548–3573, doi:10.1002/2013JC009779. Jiang, G. S., and C. W. Shu (1996), Efficient implementation of weighted ENO schemes, J. Comput. Phys., 126(1), 202–228.

Kuypers, M. M. M., G. Lavik, D. Woebken, M. Schmid, B. M. Fuchs, R. Amann, B. B. Jøorgensen, and M. S. M. Jetten (2005), Massive nitrogen loss from the Benguela upwelling system through anaerobic ammonium oxidation. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 102(18), 6478–6483.

Lavik, G., et al. (2009), Detoxification of sulphidic African shelf waters by blooming chemolithotrophs, *Nature*, 457(7229), 581–584.
Liu, W. T., W. Q. Tang, and P. S. Polito (1998), NASA scatterometer provides global ocean-surface wind fields with more structures than numerical weather prediction, *Geophys. Res. Lett.*, 25(6), 761–764.

Lübbecke, J. F., C. W. Böning, N. S. Keenlyside, and S.-P. Xie (2010), On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Niños and the role of the South Atlantic Anticyclone, J. Geophys. Res., 115, C09015, doi:10.1029/2009jc005964.

McClain, C. R., M. L. Cleave, G. C. Feldman, W. W. Gregg, S. B. Hooker, and N. Kuring (1998), Science quality SeaWiFS data for global biosphere research, NASA/Goddard Space Flight Center, Sea Technol., 39, 10–16.

Monteiro, P. M. S., A. K. van der Plas, J.-L. Mélice, and P. Florenchie (2008), Interannual hypoxia variability in a coastal upwelling system: Ocean-shelf exchange, climate and ecosystem-state implications, *Deep Sea Res., Part I*, 55(4), 435–450.

Ohde, T., H. Siegel, and M. Gerth (2007), Validation of MERIS Level 2 products in the Baltic Sea, the Namibian coastal area and the Atlantic Ocean, Int. J. Remote Sens., 28(3–4), 609–624.

O'Reilly, J. E., et al. (2000), Ocean Color Chlorophyll a Algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4. SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3. NASA Tech. Memo. 2000-206892, C. R. McClain (Ed.), vol. 11, pp. 9–23, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md.

Penven, P., P. Marchesiello, L. Debreu, and J. Lefevre (2007), Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations, Environ. Model Softw., 23, 660–662.

Richter, I., S. K. Behera, Y. Masumoto, B. Taguchi, N. Komori, and T. Yamagata (2010), On the triggering of Benguela Niños: Remote equatorial versus local influences, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L20604, doi:10.1029/2010GL044461.

Ridgway, K. R., J. R. Dunn, and J. L. Wilkin (2002), Ocean interpolation by four-dimensional weighted least squares: Application to the waters around Australasia, J. Atmos. Oceanic Technol., 19(9), 1357–1375.

Rouault, M., P. Florenchie, N. Fauchereau, and C. J. C. Reason (2003), South East tropical Atlantic warm events and southern African rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 30(5), 8009, doi:10.1029/2002GL014840.

Rouault, M., S. Illig, C. Bartholomae, C. J. C. Reason, and A. Bentamy (2007), Propagation and origin of warm anomalies in the Angola Benguela upwelling system in 2001, J. Mar. Syst., 68(3-4), 473–488.

Saha, S., et al. (2010), The NCEP climate forecast system reanalysis, Bull. Am. Meteorol. Soc., 91(8), 1015–1057.

Shannon, L. V., A. J. Boyd, G. B. Brundrit, and J. Taunton-Clark (1986), On the existence of an El Niño-type phenomenon in the Benguela System, J. Mar. Res., 44(3), 495–520.

Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams (2005), The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface,

topography-following-coordinate oceanic model, Ocean Model., 9(4), 347-404.

Zabel, M. (2003), Report and Preliminary Results of METEOR Cruise M 57/2, Walvis Bay-Walvis Bay, 11.02-12.03.2003, Dep. Geosci., Bremen Univ., Bremen, Germany.

# 3.3 Synthèse de l'article et présentation des résultats complémentaires

## 3.3.1 Synthèse de l'article

Pour quantifier l'importance des CTW forcées à distance par la dynamique équatoriale et des variations du vent local sur la variabilité biogéochimique côtière, nous avons choisi de développer, à partir de la configuration physique du chapitre précédent, une configuration couplée physique biogéochimique, ainsi que plusieurs simulations de sensibilité aux forçages à distance (équatorial) et local (tension de vent et flux de chaleur). Les performances de la configuration de référence ont été évaluées par rapport aux données satellites et *in situ*. Il a été montré que cette configuration est capable de représenter correctement la dynamique biogéochimique de l'océan Atlantique Sud-Est. En particulier, la structure 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 PP.

L'analyse des différentes simulations de sensibilité nous a permis de mettre en évidence les rôles respectifs du forçage océanique équatorial et du forçage atmosphérique local sur la variabilité biogéochimique de l'oxygène, des nitrates et de la production primaire, le long de l'équateur et de la côte sudouest africaine. La variabilité océanique aux échelles sub-saisonnières (10 jours-3 mois), est dominée par le forçage local (tension de vent et flux de chaleur); alors qu'aux échelles interannuelles (13-18 mois), elle est contrôlée par le forçage équatorial (**fig 3.17.a** et **fig 3.16**). Contrairement aux concentrations en nitrates et en oxygène, la PP et la concentration en chlorophylle-a présentent des variabilités sub-saisonnières extrêmement élevées dans le BUS, bien supérieures à la variabilité interannuelle. Ces variabilités sub-saisonnières sont expliquées en grande partie par les variations de vent local (**fig 3.16**).



**Figure 3.16:** Même figure que la figure 1.a de l'article GRL (page 3 de l'article) pour la production primaire.

La réponse biogéochimique au passage des CTW a ensuite été examinée à partir des résultats fournis par la simulation  $ROMS_{EQ}$ . Pour ce faire, nous avons réalisé une analyse en composite appliquée



Figure 3.17: Même figure que la figure 1 de l'article GRL (page 3 de l'article) pour l'oxygène.

sur les anomalies interannuelles des concentrations en nitrates, oxygène et PP. Il a été montré que les CTW forcées à distance induisent des variations fortes ( $\sim 60\%$  à 30% de l'état moyen) des concentrations en nitrates et en oxygène, le long du plateau continental, depuis l'équateur jusqu'à l'upwelling sur la période 2000-2008. Ces fluctuations résultent des processus physiques d'advection. Entre l'équateur et 22°S, la modification des courants verticaux, associée à la propagation de l'onde, augmente/réduit les apports d'oxygène et de nitrates en sub-surface : une onde de downwelling (upwelling) est associée à un approfondissement (remontée) de la thermocline et, par conséquent, l'oxygénation (désoxygènation) et la réduction (l'augmentation) des concentrations en NO<sub>3</sub> des eaux de sub-surface le long du plateau par les eaux de surface tropicales.

Au-delà de 26°S, la réponse biogéochimique associée au passage des CTW s'inverse. Les mécanismes qui contrôlent ces variations interannuelles sont les processus d'advection physique horizontaux et verticaux. Le changement de signe de la contribution verticale dans le BUS est causé par la réduction du gradient vertical en nitrates, associé à la dynamique d'upwelling intense autour de la cellule de Lüderitz. Cette réponse opposée au cours d'un événement Benguela Niño (aussi observée



**Figure 3.18:** Même figure que la figure 2 de l'article GRL (page 4 de l'article), dans le cas de la simulation réaliste ROMS<sub>REF</sub>.

dans Monteiro et al. [2011, 2008] sur les concentrations en oxygène et par Demarcq et al. [2007] pour la Chla), est également reproduite sur la simulation réaliste  $ROMS_{REF}$  dans laquelle tous les forçages (équatorial et local) sont présents (**fig 3.18**). Ce résultat suggère que les CTW peuvent influencer les propriétés biogéochimiques jusque dans la partie sud du système du Benguela.

Les variations de la disponibilité en nutriments en sub-surface jouent un rôle important sur les concentrations en chlorophylle-a et la PP. En effet, nos résultats indiquent que les événements interannuels, pouvant durer jusqu'à six mois, contribuent à 30% de la valeur moyenne de PP le long de la côte angolaise et à 10% dans les eaux riches en chlorophylle du BUS. Compte tenu de ces résultats, il est probable que la télé-connections océanique avec la variabilité équatoriale affecte également les écosystèmes marins et la biodiversité à la côte. Il est également pressenti que les variations interannuelles des concentrations en oxygène sur le plateau affectent l'extension de la zone de minimum d'oxygène et donc augmentent les conditions d'hypoxie et l'effet du forçage à distance sur les écosystèmes côtiers. L'importance du forçage équatorial sur les caractéristiques de l'OMZ n'a pas encore été étudiée et fera l'objet de futures travaux.
## 3.3.2 Influence de la téléconnexion océanique sur la variabilité interannuelle des concentrations côtières en N<sub>2</sub>O

Les conditions en oxygène dans l'OMZ et dans l'upwelling du Benguela sont contrôlées par des intéractions encore mal connues entre les processus biogéochimiques et physiques qui peuvent entraîner les émissions localisées de gaz à effet de serre (N<sub>2</sub>O) et toxique (H<sub>2</sub>S) pour les ressources halieutiques. En se basant sur la même méthodologie, c'est-à-dire à partir des différentes expériences numériques de sensibilité, nous avons étudié l'influence de la télé-connexion océanique équatoriale sur la variabilité interannuelle des concentrations en N<sub>2</sub>O dans l'océan Atlantique Sud-Est.



Analyse spectrale des concentrations côtières en N<sub>2</sub>O (0-100m)

**Figure 3.19:** Spectre en ondelettes normalisés (GNWPS pour Global Normalized Wavelet Power Spectrum) des séries temporelles totales (2000-2008) des concentrations en N<sub>2</sub>O. Les valeurs de N<sub>2</sub>O ont été moyennées sur les 100 premiers mètres le long de la côte africaine sur une bande côtière de 1° de longitude pour la simulation (a) ROMS<sub>REF</sub>, (b) ROMS<sub>EQ</sub>, et (c) ROMS<sub>LOCAL</sub>. L'intervalle entre chaque contour noir est de  $0.2e10^{-4}$  mmolN<sub>2</sub>O.m<sup>-3</sup>)<sup>2</sup>. Les contours blancs délimitent les valeurs significatives (avec un degré de confiance à 95%).

Dans un premier temps, pour documenter les caractéristiques temporelles (échelles de variabilité) des concentrations en N<sub>2</sub>O côtières, nous avons réalisé une analyse spectrale en ondelettes (Global Normalized Wavelet Power Spectrum; GNWPS) pour la simulation de référence ROMS<sub>REF</sub>. Les résultats de cette analyse sont illustrés sur la **figure 3.19.a**. Le spectre en énergie est dominé par un signal annuel (~362 jours) et interannuel (~512 jours) dont la signature est maximale entre 5°S et 14°S dans l'OMZ. Ces pics d'énergie sont suivis par un signal un peu moins intense proche de la période semi-annuelle (~140 jours). Contrairement, aux champs physiques et biogéochimiques (O<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>), les concentrations en N<sub>2</sub>O présentent donc une signature interannuelle presque équivalente au signal saisonnier. La comparaison entre les différentes expériences de sensibilité ROMS<sub>REF</sub>, ROMS<sub>EQ</sub> et ROMS<sub>LOCAL</sub> montre que, la variabilité saisonnière (annuelle et semi-annuelle) des concentrations en N<sub>2</sub>O dépend de la contribution du forçage atmosphérique local et de la contribution du forçage équa-



**Figure 3.20:** Diagramme latitude-temps des anomalies interannuelles côtières (moyennées sur une bande de 1° de longitude) des concentrations en (a) NO<sub>3</sub> (mmolNO<sub>3</sub>.m<sup>-3</sup>) et (b) N<sub>2</sub>O (couleur; nM) et en oxygène (contour à  $\pm 15$  et  $\pm 30$  mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup>) moyennées sur les 100 premiers mètres pour la simulation ROMS<sub>EQ</sub>.

torial océanique alors que la variabilité interannuelle de la concentration en  $N_2O$  est dominée par le forçage équatorial. Ce résultat suggère que les propagations d'ondes côtières (CTW) le long de la côte africaine de l'équateur au pôle sud jouent un rôle important sur les fluctuations interannuelles en  $N_2O$  dans l'OMZ.

Pour étudier plus en détail la variabilité des concentrations en N<sub>2</sub>O aux échelles interannuelles, nous nous sommes ensuite focalisés sur les résultats obtenus à partir de la simulation de sensibilité ROMS<sub>EQ</sub> dans laquelle la variabilité océanique interannuelle est principalement influencée par la télé-connection avec la variabilité équatoriale. La **figure 3.20** fait très clairement apparaître la signature océanique biogéochimique associée aux propagations interannuelles d'ondes côtières vers le pôle sud. Les résultats montrent des anomalies interannuelles de N<sub>2</sub>O positives et négatives ( $\pm 15$  nM), en phase avec les anomalies interannuelles de l'oxygène dissous (**fig 3.20.b**; contour) et des nitrates (**fig 3.20.a**). Une augmentation des concentrations N<sub>2</sub>O est associée à une diminution des concentrations en oxygène et une augmentation des concentrations en nitrates à la côte. Inversement, une réduction



**Figure 3.21:** Section des concentrations en N<sub>2</sub>O (nM) le long de la côte sud-ouest africaine (0°N-30°S) moyennées sur une bande de 1° depuis la côte pour un événement interannuel Benguela Niño (avril 2001) représenté en couleur et Benguela Niña (Janvier 2002) représenté par les contours (à 5, 15 et 25 nM). (a-b-c) anomalies interannuelles pour les simulations  $ROMS_{REF}$  et  $ROMS_{EQ}$ , respectivement. (d) Signal total (toutes les périodes) pour la simulations  $ROMS_{EQ}$ .

des concentrations en  $N_2O$  se produit en association avec l'augmentation des concentrations en  $O_2$  et la réduction des concentrations en  $NO_3$ .

Les **figures 3.21.a-b-c** mettent en évidence la structure verticale des anomalies interannuelles de  $N_2O$  le long de la côte sud-ouest de l'Afrique pour les trois simulations  $ROMS_{REF}$ ,  $ROMS_{EQ}$  et  $ROMS_{LOCAL}$ , au cours de deux événements interannuels : un événement Benguela Niño (avril 2001; représenté par les couleurs) et un événement Benguela Niña (janvier 2002; représenté par les contours). Conformément aux résultats précédents, les distributions verticales en  $N_2O$  des simulations  $ROMS_{REF}$  et  $ROMS_{EQ}$  présentent des similarités, avec en particulier, une anomalie maximale dans l'OMZ entre la surface et 100 mètres de profondeur. Comme attendu, cette anomalie n'apparaît pas sur la simulation  $ROMS_{LOCAL}$  dans laquelle le signal est moins intense et plus bruité (c'est-à-dire caractérisé par de fortes variations du signe des anomalies en fonction de la latitude). Globalement, les résultats obtenus pour les simulations  $ROMS_{REF}$  et  $ROMS_{EQ}$  montrent une répartition horizontale et verticale des anomalies interannuelles en  $N_2O$  similaires à celle qui avait été observée pour les traceurs de l'oxygène et des nitrates avec, en particulier, une inversion du signe des anomalies dans le BUS.

Pour évaluer les mécanismes associés aux CTW influençant la variabilité interannuelle en  $N_2O$  dans l'OMZ, nous avons représenté sur la **figure 3.21.d** une section côtière latitude-profondeur des concen-

trations en N<sub>2</sub>O totales (simulation ROMS<sub>EO</sub>) moyennées en avril 2001 (événement Benguela Niño). La distribution verticale des concentrations en N2O est différente des autres traceurs biogéochimiques ( $O_2$  et  $NO_3$ ). Elle se caractérise par des faibles valeurs en surface et dans les eaux de fond et des valeurs fortes dans la couche de sub-surface (entre 100 et 300 mètres de profondeur). En partant du postulat que, comme pour les traceurs physiques (température) et biogéochimiques (O2 et NO3) la signature des ondes côtières sur les concentrations en N2O est contrôlée par les processus physiques d'advections et par conséquent par la distribution verticale du traceur, les anomalies interannuelles de N<sub>2</sub>O devraient par conséquent être de signe opposées de part et d'autres du maximum observé. Cette signature est effectivement observée sur la figure 3.21.c. Ce résultat suggère donc un contrôle des processus physiques sur la variabilité interannuelle des concentrations en N2O. Cependant, une étude plus approfondie sera nécessaire avant de pourvoir analyser les processus à l'origine de ces anomalies. En effet, le passage des ondes dans l'OMZ peut également favoriser le développement de conditions en oxygène adéquates pour la production de N<sub>2</sub>O. La concordance de phase entre la variabilité des concentrations en N<sub>2</sub>O et en O<sub>2</sub> semble aller dans ce sens. La quantification de la contribution des processus physiques et biogéochimiques sur cette variabilité, nécessitera l'analyse du bilan interannuel en N2O comme cela a été effectué pour l'analyse de la variabilité interannuelle de la température et des concentrations en nitrates.



## **CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES**

Au cours de ma thèse, je me suis intéressée à la variabilité sub-saisonnière et interannuelle des propriétés physiques et biogéochimiques de l'Atlantique Sud-Est et du Système de l'Upwelling du Benguela (BUS). En particulier, l'objectif était d'identifier les mécanismes et les processus à l'origine de ces anomalies.

Dans une première partie, j'ai étudié le rôle de deux forçages physiques sur la dynamique et la thermodynamique le long de la côte ouest africaine : 1) le rôle du forçage atmosphérique local associé principalement aux fluctuations de vent de surface et 2) l'impact de la télé-connexion océanique avec la dynamique équatoriale caractérisée par les propagations d'ondes piégées à la côte (CTW<sup>1</sup>) et forcées à distance par les ondes de Kelvin équatoriales.

Dans une seconde partie, je me suis intéressée à l'impact de ces forçages physiques respectifs sur la variabilité du système biogéochimique de l'océan Atlantique Sud-Est. Il s'agit en premier lieu de décrire la variabilité des concentrations en oxygène et en nitrates, laquelle est mal connue dans l'océan Atlantique Sud-Est, tant aux échelles sub-saisonnières qu'interannuelles. Dans un second temps, nous avons étudié la réponse biogéochimique aux propagations des CTW le long de la côte ouest africaine afin de déterminer les mécanismes à l'origine des variations de la Production Primaire (PP), des événements anoxiques et des émanations de gaz à effet de serre (N<sub>2</sub>O) dans le BUS.

Pour quantifier les impacts respectifs du forçage atmosphérique local et du forçage à distance d'origine équatorial sur les propriétés physiques et biogéochimiques dans notre zone d'étude, nous avons privilégié la modélisation océanique régionale à haute résolution  $(1/12^\circ)$ . A partir du modèle océanique ROMS, nous avons développé, sur la période 2000-2008, une configuration réaliste interannuelle de l'océan Atlantique Sud-Est, s'étendant du golfe de Guinée jusqu'à l'upwelling du Benguela. Cette configuration (appelée simulation de référence) a tout d'abord été utilisée pour documenter la variabilité des propriétés physiques océaniques (*viz.* du niveau de la mer, de la température et des courants) le long des côtes du continent africain. Ensuite, le modèle ROMS a été couplé avec le modèle de biogéochimie BioEBUS pour l'étude de la variabilité des propriétés biogéochimiques de l'océan côtier de l'Atlantique Sud-Est.

Une première étape de mon travail a consisté à déterminer les forçages atmosphériques et les conditions aux frontières les plus réalistes pour représenter correctement la variabilité océanique et biogéochimique de l'océan Atlantique Sud-Est. Dans un second temps, nous avons ajusté les paramètres biogéochimiques du modèle BioEBUS afin de simuler convenablement les fluctuations dans les différentes provinces biogéochimiques de notre zone d'étude (upwelling côtier, bande équatoriale et gyre subtropical). Ce travail technique d'optimisation a été réalisé à partir de simulations à basses résolutions (1/6°). Enfin, les performances de la simulation de référence couplée physique-biogéochimique haute résolution ont été évaluées à l'aide d'une comparaison avec les observations disponibles dans la zone d'étude (données satellites et *in situ*). Les résultats ont révélé une bonne représentation des propriétés physiques et biogéochimiques observées dans l'océan Atlantique Sud-Est, en particulier pour l'état moyen, la variabilité saisonnière et les fluctuations sub-saisonnières et interannuelles. Sur la base de cette configuration réaliste validée, nous avons élaboré un ensemble d'expériences de sensibilité complémentaires pour isoler les contributions respectives du forçage atmosphérique local et

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Ondes piégées à la côte, de l'anglais Coastal Trapped Waves

du forçage équatorial sur la variabilité océanique. Ces expériences numériques diffèrent par les caractéristiques temporelles des forçages prescrits aux conditions aux limites du modèle couplé, notamment dans la bande équatoriale età l'interface océan-atmosphère. Ces forçages sont soit saisonniers (*i.e.* climatologiques), soit totaux (*i.e.* comprenant en plus les variabilités aux échelles de temps subsaisonnièeres et interannuelles). Cette approche originale s'inspire d'études antérieures réalisées sur l'upwelling du Peru/Chili et a été adaptée à notre zone d'étude au cours de ma thèse.

A partir des différentes simulations, nous avons, dans un premier temps, quantifié les rôles respectifs du forçage atmosphérique local et du forçage équatorial sur la variabilité des propriétés physiques océaniques le long de la côte sud-ouest africaine. Il a ainsi été montré, à partir de la simulation la plus réaliste, que les anomalies du niveau de la mer (SLA), de la densité, de la température et des courants océaniques (verticaux et le long de la côte) présentent une forte variabilité sub-saisonnière et interannuelle caractérisée par des pics d'énergie à environ 13, 35, 95 et 520 jours (~16 mois), respectivement. Les simulations de sensibilité réalisées ont permis de différencier le rôle du forçage à distance de celui du forçage local. En effet, l'analyse des simulations de sensibilité montre que les contributions de chacun des forçages étudiés s'ajoutent de manière quasi-linéaire pour reconstituer le signal de référence. Ainsi, nos résultats suggèrent que l'influence de la variabilité équatoriale constitue la principale source de variabilité interannuelle observée le long des côtes de l'océan Atlantique Sud-Est, de l'équateur jusqu'à 20°S. À contrario, la variabilité aux échelles de temps sub-saisonnières (2-120 jours) est attribuée principalement au forçage atmosphérique local. En particulier, ces résultats permettent de confirmer que les événements extrêmes chauds (Benguela Niños) et froids (Benguela Niñas) générés sur la période 2000-2008 dans le BUS, sont associés à des propagations d'ondes côtières (CTW) forcées depuis l'équateur par des ondes de Kelvin équatoriales.

Sur la base de ces résultats, nous nous sommes focalisés sur l'étude des propriétés de ces CTW aux échelles interannuelles dans l'océan Atlantique Sud-Est. Des propagations régulières d'ondes côtières de downwelling et d'upwelling, sur les champs dynamiques et thermodynamiques de la simulation de référence ont été mis en évidence le long de la côte africaine depuis l'équateur et jusqu'à  $24^{\circ}$ S dans le BUS. Ces événements propagatifs simulés, sont en phase avec les événements observés sur les données satellites. Nous avons estimé leur vitesse de propagation à ~0.9 m.s<sup>-1</sup>. Cette vitesse est proche de la vitesse théorique d'un troisième mode barocline des CTW. Ainsi, nos résultats montrent pour la première fois que les CTW peuvent influencer la variabilité océanique physique dans la partie Nord de l'upwelling du Benguela. La propagation vers le pôle Sud des ondes côtières se caractérise également par une signature sur l'Énergie Cinétique Turbulente (EKE<sup>2</sup>). Cette modulation de l'EKE résulte probablement des modulations de l'activité méso-échelle et des propagations d'ondes de Rossby depuis la côte. Compte tenu de l'importance de l'activité méso-échelle sur le transport vers le large des propriétés océaniques, il serait intéressant de quantifier le rôle du forçage équatorial sur l'activité méso-échelle côtière.

L'analyse spécifique de l'expérience numérique dans laquelle tous les forçages sont climatologiques à l'exception du forçage équatorial indique que les ondes côtières, forcées dans la bande équatoriale, peuvent se propager jusqu'à la frontière sud de notre domaine modélisé (30°S). D'autres sources de

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>de l'anglais Eddy Kinetic Energy

variabilité, présentes dans l'expérience de référence, limitent donc la propagation des ondes côtières le long de la côte sud-ouest africaine à 24°S. Ainsi, nous montrons que la latitude maximum de propagation des CTW vers le sud est influencée par trois mécanismes : 1) les variations interannuelles du forçage local le long de la côte, 2) les propagations d'ondes côtières forcées par les fluctuations interannuelles du vent dans le golfe Guinée et enfin, 3) la variabilité interannuelle du courant du Benguela à 30°S. La cohérence de phase entre les ondes côtières forcées à distance et les trois processus listés au-dessus module l'amplitude de leurs signatures le long de la côte africaine.

En accord avec les résultats de Florenchie et al. [2004], les anomalies interannuelles de la température générées par le passage des CTW le long de la côte sud-ouest africaine sont maximales en subsurface. Pour étudier les processus à l'origine du développement de ces anomalies et des événements extrêmes Benguela Niños / Niñas dans l'upwelling du Benguela, nous avons analysé la contribution des ondes côtières sur chaque terme du bilan de chaleur : advection, diffusion et flux de chaleur. Les résultats obtenus indiquent tout d'abord que les anomalies de température de surface associées au passage des CTW sont dissipées dans la couche de mélange par les échanges de flux de chaleur avec l'atmosphère. Ensuite, nous montrons que la variabilité interannuelle côtière de la température en sub-surface est liée préférentiellement aux processus d'advections verticales et méridiennes. La variation des courants méridiens et verticaux associés aux passages des ondes côtières influence le transport des eaux chaudes équatoriales vers les pôles (courants méridiens) et l'intensité des remontées des eaux de sub-surface (courants verticaux). En revanche, au niveau de la cellule d'upwelling de Lüderitz, malgré la présence d'ondes côtières (signature en courant) dans la cellule d'upwelling de Lüderitz, la signature en température associée aux ondes côtières s'estompe. Les résultats de l'analyse du bilan de chaleur indiquent que, dans cette partie de l'upwelling, la structure plus mélangée de la stratification moyenne (gradient vertical de température plus faible) associée à l'upwelling intense réduit l'efficacité du processus d'advection verticale associé aux ondes.

Dans un second temps, nous avons étudié la réponse biogéochimique aux propagations des CTW interannuelles le long de la côte sud-ouest africaine. A partir de la simulation de référence, nous avons tout d'abord montré que les concentrations en oxygène dissous, en nitrates, en chlorophylle et la Production Primaire présentent une forte variabilité sub-saisonnière et interannuelle caractérisée par des pics de variabilité à des périodes coïncidentes aux propriétés physiques côtières (~15, 40, 85 jours et 16 mois). De la même manière que pour la dynamique océanique, l'analyse des expériences de sensibilités a mis en évidence que la variabilité sub-saisonnière est principalement expliquée par les variations du forçage local tandis que la variabilité interannuelle est largement dominée par la télé-connexion océanique avec la dynamique linéaire équatoriale. Ainsi des signaux propagatifs interannuels vers le sud en nitrates et en oxygène, avec une signature amplifiée en sub-surface sont observés dans la simulation de référence et dans la simulation de sensibilité qui isole le forçage équatorial. Ces propagations sont en phase avec les anomalies interannuelles de la température décrites précédemment. Les variations interannuelles des concentrations en nitrates et en oxygène associées au forçage équatorial le long du plateau continental ont été quantifiées comme représentant 60% à 30% de l'état moyen. Ces fortes modifications des caractéristiques biogéochimiques côtières, et en particulier des conditions en nitrates, entraînent d'importantes variations de la PP et de la chlorophylle dans la couche euphotique. Au cours d'événements extrêmes, la variation interannuelle de la PP atteint  $\sim 30\%$  et  $\sim 10\%$  le long des côtes de l'Angola et de la Namibie, respectivement. Par ailleurs, nos résultats ont mis en évidence que la signature biogéochimique (O<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>, PP) associée à la propagation des ondes côtières présente une structure dipolaire, caractérisée par une inversion de signe des anomalies dans la partie sud du BUS au-delà de 23°S. Ainsi, un événement chaud (Benguela Niño) est associé à une forte augmentation des concentrations en oxygène et une réduction des concentrations en nitrates le long du plateau continental de l'Angola et de la Namibie, jusqu'à 22°S. Par ailleurs, sur le plateau sud namibien (à partir de 23°S), il se caractérise par une amplification des conditions d'anoxie et un enrichissement en nitrates. Cette structure dipolaire de l'oxygène avait déjà été observée par Monteiro et al. [2011, 2008] pour l'oxygène à partir de données in situ mais n'avait pas été décrite pour les concentrations en nutriments et en PP. Pour expliquer ce contraste nord-sud, nous avons analysé les processus à l'origine des événements interannuels en nitrates à l'aide d'un bilan des traceurs biogéochimiques aux échelles de temps interannuelles. Les résultats de cette analyse indiquent que des processus physiques d'advection horizontaux et verticaux contrôlent les fluctuations des concentrations en oxygène et en nitrates en sub-surface, tandis que les processus biogéochimiques y ont un rôle négligeable. Dans la partie nord (0°S-22°S), les processus d'advection horizontale et verticale présentent des contributions opposées avec une dominance du processus vertical. Au cours d'un événement de downwelling (Benguela Niño), l'advection horizontale tend à augmenter les niveaux de nitrates alors que l'advection verticale induit une réduction en nitrates. En effet, l'augmentation des courants méridiens se caractérise par un transport plus important des eaux tropicales riches en nutriments vers le pôle Sud. Mais ce gain est masqué par une perte plus importante en nitrates issue de la réduction des courants verticaux dirigés vers la surface. Dans la partie sud (au delà de 23°S), la contribution du terme d'advection verticale devient faible devant la contribution du terme d'advection horizontale et change de signe. Ceci résulte en une inversion du signe des anomalies en nitrates. L'advection verticale est plus faible au sud en raison de la présence de la cellule d'upwelling intense et permanente de Lüderitz qui réduit fortement le gradient vertical des nitrates à la côte et par conséquent l'efficacité du transport vertical par les anomalies de courants verticaux. Ces résultats soulignent l'importance de la distribution spatiale moyenne des traceurs sur la réponse de l'océan aux propagations d'ondes côtières.

En conclusion, la variabilité interannuelle côtière physique et biogéochimique de l'océan Atlantique Sud-Est est principalement contrôlée par le forçage équatorial via la propagation d'ondes côtières (CTW) et en particulier les processus physiques d'advections méridienne et verticale. Mes travaux de thèse suggèrent que les événements Benguela Niño/Niña ainsi que les événements en oxygène (ex : anoxiques) représentent deux signatures du même phénomène physique caractérisé par des propagations d'ondes le long de la côte africaine forcées à distance par la télé-connexion océanique avec la dynamique linéaire équatoriale. Nos résultats suggèrent qu'il serait possible d'anticiper un mois à l'avance le développement des événements interannuels de long de la côte ouest africaine et de prévoir les effets associés en nutriments, en oxygène et en PP. Ceci pourrait être réalisé à partir d'un proxy décrivant l'activité des ondes de Kelvin équatoriales, basé par exemple sur la signature des ondes de Kelvin équatoriales en termes de niveau de la mer ou de profondeur de la thermocline le long du guide d'onde équatorial. Cependant, nos résultats montrent également qu'il serait difficile de prédire l'amplitude et l'extension vers le sud de ces événements, car ils sont modulés par les variations du forçage atmosphérique et du courant du Benguela. Néanmoins, la prévision des fluctuations du forçage équatorial devrait permettre d'assister la communauté locale et scientifique à mieux gérer et surveiller l'influence de ces événements sur les écosystèmes et les pèches dans cette région qui a un rôle de sécurité alimentaire pour les pays limitrophes (Angola, Namibie et Afrique du Sud).

Grâce à nos expériences numériques de sensibilité, nous avons mis en évidence le rôle de la connexion équatoriale sur la variabilité interannuelle et le développement des événements extrêmes. Toutefois, la principale limitation de notre étude réside dans la durée de nos simulations. Bien que la limitation de la période de simulation à neuf ans soit justifiée par la nécessité d'utiliser le produit satellite QuikSCAT pour le forçage atmosphérique de surface (pour une bonne représentation de la dynamique de l'upwelling du Benguela), une simulation plus longue permettrait 1) d'étudier un plus grand nombre d'événements (ex : Benguela Niño de 1995) et ainsi d'affiner les statistiques de nos résultats et 2) d'appréhender la modulation de la variabilité côtière et des processus la contrôlant aux échelles décennales, puis dans un contexte de réchauffement climatique. En effet, plusieurs études [Jarre et al., 2015] ont diagnostiqué un renforcement significatif de la stratification moyenne océanique depuis les années 1990, conjointement à une augmentation de la variabilité interannuelle des propriétés physiques et biologiques dans l'upwelling du Benguela. Ceci semble être en accord avec les résultats obtenus au cours de cette thèse, et en particulier la mise en évidence du rôle essentiel de la stratification océanique sur la signature interannuelle des CTW. Il serait dont pertinent de poursuivre cette étude afin d'évaluer le rôle de la modulation à basse fréquence (modulations décennales) de l'état moyen océanique dans le BUS, et de le confronter à la modulation de l'activité des ondes équatoriales interannuelles, sur les 50 dernières années, puis dans un contexte de changement climatique.

Plusieurs possibilités peuvent être envisagées pour allonger la période simulée et étudier ces variabilités. La première serait d'utiliser un forçage de flux de moment basé sur le produit de vent de surface développé au CERSAT<sup>3</sup> [Desbiolles et al., 2016] qui combine les données des missions satellites ERS<sup>4</sup> (1992-2000), QuikSCAT (1999-2009) et ASCAT<sup>5</sup> (depuis 2007). Une seconde possibilité serait de corriger les produits des réanalyses atmosphériques ou les modèles globaux couplés, notamment en suivant la méthode de descente d'échelle (downscalling) statistique [Goubanova et al., 2011], utilisée avec succès sur le système d'upwelling de Humboldt et du Benguela [Dadou et al., 2013; Machu et al., 2015]. Il serait également possible d'utiliser une approche de downscalling dynamique basée sur des simulations régionales atmosphériques (ex : modèles WRF<sup>6</sup> ou IPSL<sup>7</sup> [Echevin et al., 2011; Paeth et al., 2005]). Aussi, des expériences de sensibilité pourraient être imaginées pour évaluer la réponse océanique côtière passée ou future à la télé-connexion océanique avec la dynamique équatoriale.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Centre ERS (European Remote Sensing) d'Archivage et de Traitement

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>Europeen Remote-Sensing

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup>Advanced Scatterometer

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>Weather Research and Forecasting

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup>Institut Pierre Simon Laplace

A la lumière des résultats obtenus dans cette thèse, nous avons commencé l'étude de deux autres thématiques : l'impact de la télé-connexion océanique avec la variabilité équatoriale sur les concentrations en gaz à effet de serre (N<sub>2</sub>O) et en gaz toxique (H<sub>2</sub>S). En effet, nos résultats suggèrent que la sévérité et la durée prolongée des conditions hypoxiques sur le plateau, amplifiées par ces événements interannuels forcés à distance, jouent certainement un rôle déterminant sur la production de ces gaz. Cependant, en raison du manque d'observations, leurs distributions spatiales et leurs variabilités le long des côtes angolaises et namibiennes sont peu documentées.

Notre étude de modélisation, validée à partir d'observations *in situ*, donne une première estimation de la structure spatiale et temporelle des concentrations en N<sub>2</sub>O. D'après ces premiers résultats, le signal côtier des concentrations en N<sub>2</sub>O présente une variabilité interannuelle forte, d'une amplitude équivalente au mode saisonnier. Dans notre modèle couplé, les variations interannuelles de N<sub>2</sub>O, maximales de 5°S à 14°S dans la zone de minimum d'oxygène (OMZ<sup>8</sup>), sont principalement contrôlées par le forçage équatorial. Une étude plus approfondie sera nécessaire pour déterminer et quantifier les mécanismes et les processus qui modulent cette production. Nous tacherons également d'étudier la variabilité des émissions de N<sub>2</sub>O vers l'atmosphère en zone côtière, de quantifier la contribution de chaque forçage (atmosphérique et équatorial) sur le bilan des émissions à l'échelle régionale et enfin, d'évaluer la contribution de l'océan Atlantique Sud-Est sur les émissions globales de N<sub>2</sub>O. Les différentes expériences de sensibilité et les diagnostiques que nous avons développés devraient nous permettre d'appréhender ces questions scientifiques.

La seconde thématique concerne les émissions occasionnelles de sulfure d'hydrogène  $(H_2S)$  sur le plateau continental Namibien. Comme nous l'avons montré dans le premier chapitre de cette thèse, l'upwelling du Benguela représente une des régions du monde les plus touchées par ces événements toxiques. Une étude systématique de leurs amplitudes et fréquences restent à effectuer dans notre zone d'étude.

Au vu des résultats obtenus pour l'oxygène dans le cadre de cette thèse, il est fort à penser que la télé-connexion océanique avec la variabilité équatoriale constitue une des principales sources de production d'H<sub>2</sub>S le long de la côte sud-ouest africaine. Cependant, pour l'étude des événements toxiques, l'utilisation d'un modèle biogéochimique plus complexe s'impose. En effet, si notre configuration simule correctement l'extension et la variabilité de la zone de minimum d'oxygène, les concentrations en O<sub>2</sub> dans le BUS sont surestimées au niveau du talus continental. La raison provient du rôle des sédiments qui n'est actuellement pas pris en compte dans le modèle de biogéochimie BioEBUS. Dans le BUS, une part importante de la matière organique n'est pas utilisée par les organismes marins ni dégradée dans la colonne d'eau mais s'accumule au fond de l'océan. Cette matière organique qui couvre le plateau continental angolais et namibien est décomposée en consommant l'oxygène puis les nitrates et enfin les sulfates au niveau des sédiments. La prise en compte de ce phénomène de reminéralisation est essentiel pour simuler de manière réaliste les minima en oxygène et nitrates observés sur le talus et ainsi entraîner la production de H<sub>2</sub>S. Ce problème complexe nécessite donc d'aborder deux aspects majeurs : d'une part, simuler de façon adéquate la variabilité spatio-temporelle des événements interannuels au niveau du talus, ce qui nécessite le développement

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup>Oxygen Minimum Zone

d'un modèle de sédiment ou, plus simplement dans un premier temps, d'une paramétrisation des flux à l'interface eau-sédiment en oxygène, nitrates, nitrites, ammonium et en H<sub>2</sub>S; d'autre part, l'ajout des mécanismes de production et de consommation biogéochimiques du H<sub>2</sub>S associés aux modifications de l'état d'oxygénation dans la colonne d'eau le long du plateau angolais et namibien. Cette dernière partie doit en particulier prendre en compte l'oxygénation du H<sub>2</sub>S en S<sub>0</sub> de façon à pouvoir estimer les émanations de H<sub>2</sub>S à la surface de l'océan, et permettre une première inter-comparaison de ces simulations avec les estimations de soufre particulaire S<sub>0</sub> détectées depuis l'espace [Ohde et al., 2011, 2007]. Dans ce contexte et en me basant sur plusieurs études antérieures [Azhar et al., 2014; Yakushev et al., 2007], j'ai développé, au cours de ma thèse, deux nouveaux modules dans BioEBUS prenant en compte des conditions de fond non nulles (paramétrisation des flux au niveau du sédiment) et un cycle simplifié du sulfure. Les équations ajoutées dans le modèle BioEBUS sont présentées en annexe A.4. Les résultats préliminaires montrent une amélioration des concentrations en oxygène, nitrates et nitrites le long du sédiment fournissant les conditions nécessaires à la production de H<sub>2</sub>S. Cependant, des tests de sensibilité doivent être réalisés afin d'ajuster les paramètres du modèle BioEBUS aux nouvelles équations et termes sources et puits nouvellement introduits. A terme, les résultats de ces simulations devraient permettre de quantifier la production totale de H<sub>2</sub>S associée au BUS et à l'OMZ, d'évaluer l'évolution spatiale et temporelle du H<sub>2</sub>S dans le BUS. Ils permettront également de caractériser la relation entre les événements interannuels anoxiques et les émanations sporadiques de H<sub>2</sub>S ainsi que d'évaluer les processus contrôlant ces flux. Les résultats du modèle pourront également être utilisés pour informer les réseaux d'observations mis en place en Afrique du Sud (University of Cape Town/Department of Environmental Affairs) et en Namibie pour la surveillance des émissions de sulfure. Ils devraient également permettre de localiser les zones les plus influencées par ces émissions.

Malgré les efforts de recherche réalisés sur la région du Benguela, de nombreuses questions restent sans réponses et pourront faire l'objet de recherches futures. Depuis quelques décennies de nombreux projets et programmes de recherche internationaux (le projet MEECE<sup>9</sup>, les programmes IMBER, SO-LAS et le nouveau Future Earth) se sont intéressés/s'interessent à l'impact du changement climatique sur l'écosystème du Benguela et autres système d'upwelling de Bord Est. Comme énoncé rapidement ci-dessus, ces études montrent que l'état moyen des propriétés océanographiques du BUS a changé depuis les années 1990. Les masses d'eaux de surface en Angola et dans le Benguela Nord se sont réchauffées de +0.5°C. Ce réchauffement coïncide avec l'augmentation la stratification moyenne de l'océan, le déplacement de 1.5° vers le sud de l'anti-cyclone subtropicale de l'Atlantique Sud et l'augmentation de la variabilité interannuelle de l'intensité de l'upwelling. Également, une extension de l'OMZ, une modification de la distribution des nutriments et une augmentation des concentrations en zooplanctons ont été observées dans le BUS Nord [Moloney et al., 2013]. Si aucune tendance à long terme n'a pu être mise en évidence sur les observations satellites en chlorophylle [Jarre et al., 2015], il existe de nombreuses preuves empiriques de l'effet de la variabilité du climat sur la dynamique des écosystèmes marins [Bakun, 2010; Barange et al., 2010; Wassmann et al., 2011]. Les effets directs comprennent les changements d'état physiologiques, tandis que les effets indirects in-

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup>Marine Ecosystem Evolution in a Changing Environment

cluent une modification de l'environnement biotique (interaction des espèces : prédateurs et proies) et abiotique (type et structure des habitats, mouvement des espèces) [Moloney et al., 2010; Ottersen et al., 2010]. Des études basées sur la mise en place de scénarios climatiques [Chust et al., 2014; Dadou et al., 2013] prévoient d'ici 2100 une diminution de la force des vents de 10% dans le Benguela Nord ainsi qu'un réchauffement de 1.36°C de la température de surface de l'océan et une diminution de  $\sim$ 25 mmol.O<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup> de l'O<sub>2</sub> dissous. Ces variations entraîneraient une diminution de la PP, et de la biomasse en phytoplancton et de zooplancton de 12%, 14.8% et 12.6%, respectivement.

Ces changements environnementaux sont à superposer avec la forte pression de l'industrie de la pêche, présente dans les eaux namibiennes depuis les années 1960. Dans la partie nord du Benguela, les populations de sardine et d'anchois se sont effondrées entre 1960 et 1990 avec une diminution de plus de 80% du stock total [Hutchings et al., 2009]. Aujourd'hui, la faible taille des stocks, combinée à la réduction de la réglementation concernant les gammes de taille/âge des prises de pêche [Kreiner et al., 2011], ont rendu ces derniers encore plus sensibles à la variabilité environnementale qu'ils ne l'étaient avant leur effondrement. La sur-exploitation dans le Benguela Nord de ces poissons pélagiques a généré des changements irréversibles sur le fonctionnement des écosystèmes [Cury and Shannon, 2004] avec notamment la prolifération de gobie<sup>10</sup> et de méduses [Roux et al., 2013]. D'autres études suggèrent également que les sardines jouent un rôle essentiel sur la régulation des taux de matière organique de sorte que cette dernière ne s'accumule pas avec outrance sur les fonds marins. Or, s'il n'y a plus assez de prédateurs pour contenir les floraisons, la région pourrait bien être touchée par une amplification des conditions d'anoxie et des émissions de H<sub>2</sub>S [Bakun, 1990].

Il est encore difficile aujourd'hui de séparer le rôle relatif des facteurs environnementaux et des pêcheries sur la nature des changements de distribution et d'abondance des communautés benthiques et des espèces marines. La complexité de ces interactions et le manque de données cohérentes ne permet pas d'évaluer le lien direct entre les modifications des écosystèmes, les facteurs climatiques et la pêche à long terme. Les effets combinés des facteurs climatiques et humains pourraient être analysés par le biais de modèles d'écosystèmes. La mise en place de ces modèles associés à des scénarios climatiques futurs plausibles, doit être soigneusement conçue au niveau régional. Une approche de modélisation "end-to-end"<sup>11</sup> est nécessaire pour intégrer les groupes fonctionnels et les processus de la chaîne alimentaire ainsi que pour évaluer les effets de la pression de la pêche industrielle sur le milieu marin. Des configurations mise en place à partir des modèles d'écosystèmes tels que le modèle Ecopath avec Ecosim [Shannon et al., 2009, 2008], ou encore le modèle Osmose [Travers and Shin, 2010; Travers et al., 2009] ont fourni des résultats prometteurs dans la région du Benguela.

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup>poissons pélagiques

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup>couplages de modèles existants (modèles physique et biogéochimique des océans, modèles de réseaux trophiques inférieurs et supérieurs, modèles économiques)



## ANNEXES

#### Sommaire

Annexes 1 Méthode de filtration du signal saisonnier et de la variabilité sub-saisonière et interannuelle

Annexes 2 Présentation du modèle océanique Régional ROMS

Annexes 3 Présentation du modèle biogéochimique BioEBUS

Annexes 4 Développement de nouvelles paramétrisations dans BioEBUS

Annexes 5 Présentation des données

# A.1 Méthode de filtration du signal saisonnier et de la variabilité sub-saisonnière et interannuelle

Afin d'étudier la dynamique physique et biogéochimique associée aux événements extrêmes dans le système d'upwelling du Benguela, nous avons utilisé une méthode de filtration développée dans [Goubanova et al., 2013; Illig et al., 2014; Mosquera-Vásquez et al., 2014] inspirée du filtre de Lin et al. [2001]. Cette méthode a été utilisée tout au long de cette thèse pour extraire différents régimes de variabilité : sub-saisonnier, saisonnier et interannuel.

La première étape de cette méthode consiste à supprimer le signal saisonnier. En effet, le signal saisonnier (dont la variabilité est en dehors du sujet d'étude de ma thèse) domine largement la variabilité de l'océan Atlantique Sud-Est, et masque les autres régimes de variabilité (**fig A.1**). Pour



**Figure A.1:** Spectre en ondelette normalisé (GNWPS pour Global Normalized Wavelet Power Spectrum) des séries temporelles total (période 2000-2008) des anomalies du niveau de la mer (SLA), le long de l'équateur (panneau de gauche) et le long de la côte ouest africaine (panneau de droite). La SLA est issue des données satellites AVISO. Les contours noirs correspondent à un intervalle de 1 cm<sup>2</sup>. Les contours blancs délimitent les valeurs significatives (avec un degré de confiance à 90%). L'unité est en cm<sup>2</sup>.

cela, nous avons estimé la climatologie mensuelle des données (ou sorties de modèle) que nous avons ensuite extrapolé sur sa résolution temporelle originelle en utilisant une méthode en spline cubique. Cette procédure permet d'isoler la variabilité saisonnière (annuelle (365 jours) et semi-annuelle ( $\sim$ 180 jours)). Le résultat est représenté sur la courbe rouge de la **figure A.2**.

## A.1. Méthode de filtration du signal saisonnier et de la variabilité sub-saisonnière et interannuelle

Ensuite, cette série temporelle est soustraite aux données originelles (ou sorties de modèle) de même résolution temporelle (courbe noire de la **figure A.2**). Ce filtre est appliqué dans le but de supprimer le cycle saisonnier (fréquences annuelle et semi-annuelle) pour ne garder que les Anomalies (notées A) composées des fréquences sub-saisonnières et interannuelles. La **figure A.3** (courbe noire) montre un exemple de série temporelle obtenue après avoir appliqué ce premier filtre. Comme attendu, les fréquences sub-saisonnières et interannuelles sont encore présentent dans le signal. Par ailleurs il est important de préciser que même si une partie significative des fréquences saisonnières a été supprimée, le signal contient toujours un peu d'énergie aux échelles annuelles et semi-annuelles. Cette énergie résulte de la dépendance des signaux intra-saisonnier et interannuelle à la variabilité saisonnière [Chang et al., 1995; Keenlyside and Latif, 2007; Liu, 2002; Polo et al., 2008; Tziperman et al., 1994] (cf. section 1.2 et **fig 1.25**).



**Figure A.2:** Illustration de la méthode de filtration utilisée pour extraire la variabilité saisonnière. La courbe noire (rouge) représente le signal total (climatologique) de la SLA à 23°S, à la côte. La SLA est issue des données satellites AVISO.

La seconde étape permet d'extraire les fréquences InterAnnuelles (noté IA) du signal des Anomalies (A). Pour ce faire, nous calculons la moyenne mensuelle des Anomalies (A). La série obtenue est ensuite lissée en utilisant un filtre 1-2-1 (moyenne pondérée 1-2-1 réalisée avec une fenêtre glissante) et enfin extrapolée sur sa résolution temporelle originelle par une méthode en spline cubique. Le résultat de cette étape est illustré par la courbe bleue de la **figure A.3** et montre bien que le signal haute fréquence a été supprimé. Pour évaluer les fréquences encore présentes après filtration, nous avons estimé la fonction de transfert associée à ce filtre en utilisant 50,000 ans de bruit blanc journalier appliqué sur une gaussienne. Cette dernière est caractérisée par une atténuation à -10db, -3db, -1db (10%, 50% et 79% de l'énergie restante) aux périodes 100, 168, et 283 jours, respectivement (ligne rouge sur la **Figure A.4**). Notez que sans le filtre 1-2-1 sur la moyenne mensuelle, une part significative de la variabilité sub-saisonnière reste présente dans le signal (ligne noire; **Fig A.4**). A noter également que cette figure n'illustre pas la diminution du signal aux échelles saisonnières. En effet, la moyenne mensuelle n'a pas été supprimée du signal car le bruit blanc ne contient pas de signal à ces fréquences. Ce filtre basse fréquence a été utilisé pour la première fois par Mosquera-Vásquez



**Figure A.3:** Illustration de la méthode de filtration utilisée pour extraire la variabilité InterAnnuelle (IA) à partir des Anomalies (A). La courbe noire (bleue) représente les anomalies (A) (interannuelle IA) de la SLA à 23°S, à la côte. La SLA est issue des données satellites AVISO.

et al. [2014] et sera utilisé tout au long de ce manuscrit pour extraire la variabilité interannuelle. Contrairement aux méthode de filtration spectrale, notre méthodologie permet de préserver une grande partie du signal filtré. En effet après filtration, le signal a été réduit de seulement 1.5 mois au début et à la fin de la série temporelle (**fig A.3**).



**Figure A.4:** Caractérisation du filtre interannuel basé sur une série temporelle de 50,000-ans de bruit blanc : ratio des amplitudes de la fonction de transfert (%) entre une série temporelle filtrée et une série temporelle de bruit blanc pour notre filtre interannuel (courbe rouge) et une série temporelle non filtrée (courbe noire).

La dernière étape permet d'extraire la variabilité sub-saisonnière. Elle consiste simplement en la soustraction des anomalies IA (courbe bleue sur la figure **A.3**) au signal A (courbe noire sur la figure **A.3**). Cette méthode de filtration avait déjà été utilisée par Goubanova et al. [2013]; Illig et al. [2014]. Le résultat est présenté sur la **figure A.5**. Nous avons vérifié que notre méthode est similaire à un filtre haute fréquence à partir d'une fonction de transfère (similaire à celle détaillé au-dessus). Les résultats montrent une atténuation à -10db, -3db, -1db (10%, 50% et 79% de l'énergie restante) aux

## A.1. Méthode de filtration du signal saisonnier et de la variabilité sub-saisonnière et interannuelle



**Figure A.5:** Illustration de la méthode de filtration utilisée pour extraire la variabilité sub-saisonnière à partir des anomalies (A) et interannuelle (IA). La courbe noire représente les anomalies sub-saisonnières de la SLA extraites à 23°S, à la côte. La SLA est issue des données satellites AVISO.

périodes 117, 168, et 416 jours, respectivement (ligne rouge sur la **figure A.6**). Cette méthode est inspirée de la méthodologie utilisée par Lin et al. [2001] dont les caractéristiques sont présentées sur la **figure A.6**. Pour augmenter la fenêtre haute fréquence et garder les fréquences supérieures à 90 jours<sup>-1</sup> notre filtre diffère de celui de Lin et al. [2001] par l'ajout d'un lissage 1-2-1 des moyennes mensuelles. Nous avons également vérifié que nous obtenons des résultats similaires à partir d'un filtre Lanczos (fc=90 jours<sup>-1</sup>; ligne bleu **figure A.6**).



**Figure A.6:** Caractérisation du filtre sub-saisonnier basé sur une série temporelle de 50,000-ans de bruit blanc : ratio des amplitudes de la fonction de transfert (%) entre une série temporelle filtrée et une série temporelle de bruit blanc pour le filtre de Lin et al. [2001] (courbe noire), notre filtre (courbe rouge) et un filtre de Lanczos avec une fréquence de coupure à 90 jours (courbe bleue).

#### A.2 Présentation du modèle océanique Régional ROMS

au cours de cette thèse ont été effectuées avec le modèle ROMS (Régional Ocean Modeling System) développée par l'Institut de Recherche et Développement (IRD) français : version ROMS-AGRIF (Adaptive Grid Refinement in Fortran [Debreu et al., 2008]). Cette version de ROMS est le fruit d'une collaboration avec L. Debreu de l'INRIA<sup>1</sup> à Grenoble et J.C. Mc Williams, A. Shchepetkin, X. Capet, M. Blaas, H. Frenzel et F. Colas de l'Université de Los Angeles (UCLA) [Shchepetkin and McWilliams, 2005]. Dans cette annexe, nous présentons les principales caractéristiques du modèle ROMS.

#### A.2.1 Système d'équation dans ROMS

Le jeu des équations primitives est le plus communément utilisé pour la résolution de système de moyenne à grande échelle dans l'océan. Il est basé sur les équations de Navier-Stokes utilisant les approximations de l'hydrostatique, d'incompressibilité et de Boussinesq ainsi que sur les équations de température (conservation de la chaleur) et de salinité (conservation de la masse de sel).

L'approximation hydrostatique implique que les mouvements verticaux sont négligeables devant les mouvements horizontaux. Cette approximation permet la simplification des équations de Navier-Stokes. En effet, les accélérations verticales dont les échelles temporelles et spatiales sont petites ne sont pas résolues pas explicitement et la vitesse verticale se déduit simplement de l'équation de continuité. Il s'agit d'une hypothèse forte qui ne permet pas de résoudre les ondes internes ou la convection. Cependant, le schéma KPP (voir ci-dessous) permet une paramétrisation des phénomènes convectifs et de la turbulence [Estrade, 2006; Large et al., 1994]. L'approximation hydrostatique permet également de négliger la composante verticale de la force de Coriolis.

**L'hypothèse d'incompressibilité** suppose que la masse volumique de la particule fluide ne varie pas avec la pression. L'équation de continuité (conservation de la masse) devient une simple équation de non-divergence du champ de vitesse :

$$\overrightarrow{\nabla}.\overrightarrow{U} = 0 \tag{A.1}$$

**L'approximation de Boussinesq** suppose que la densité de l'eau varie peu dans le temps et l'espace autour d'une valeur moyenne. La formulation est la suivante :

$$\rho(x, y, z, t) = \rho_0 + \rho'(x, y, z, t)$$
(A.2)

Cette simplification permet de linéariser certains termes, et notamment de négliger les variations de densité dans les équations de Navier-Stokes à l'exception de la force de gravité.

Les hypothèses énoncées précédemment permettent d'obtenir les équations de Navier-Stokes dites primitives qui facilitent l'étude numérique des écoulements océaniques. Le système d'équations en

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Institut National de Recherche en Informatique et Automatique

coordonnées cartésiennes s'écrit :

Equation de continuité :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{A.3}$$

Équations horizontales du mouvement :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \overrightarrow{v} \overrightarrow{\nabla} . u - fv = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + F^{u} + D^{u}$$
(A.4)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \overrightarrow{u} \overrightarrow{\nabla} \cdot v - fu = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} + F^{v} + D^{v}$$
(A.5)

Équation de l'hydrostatique :

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{-\rho g}{\rho_0} \tag{A.6}$$

Équations de température et de salinité :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \overrightarrow{u} \,\overrightarrow{\nabla} . T = F^{\mathrm{T}} + D^{\mathrm{T}}$$
(A.7)

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \overrightarrow{u} \,\overrightarrow{\nabla} .S = F^{S} + D^{S} \tag{A.8}$$

L'équation d'état :

$$\rho = \rho(T, S, z) \tag{A.9}$$

Les conditions aux limites en surface ( $z = \zeta$ ) et au fond (z = -h), avec h étant la bathymétrie en mètres :

$$z = \zeta \begin{cases} A_{\nu}\partial_{z}u = \tau_{s}^{x} \\ A_{\nu}\partial_{z}v = \tau_{s}^{y} \\ K_{\nu}^{T}\partial_{z}T = \frac{Q}{\rho_{0}C_{p}} \\ K_{\nu}^{S}\partial_{z}S = \frac{(E-P)S}{\rho_{0}} \\ w = \partial_{t}\zeta + u\partial_{x}\zeta + \nu\partial_{y}\zeta \end{cases} \qquad z = -h \begin{cases} A_{\nu}\partial_{z}u = \tau_{b}^{x} \\ A_{\nu}\partial_{z}v = \tau_{b}^{y} \\ K_{\nu}^{T}\partial_{z}T = 0 \\ K_{\nu}^{S}\partial_{z}S = 0 \\ w = -u\partial_{x}h - \nu\partial_{y}h \end{cases}$$
(A.10)

Où *u*,*v* et *w* sont les composantes de la vitesse en coordonnées cartésiennes (*x*,*y*,*z*), *T* la température potentielle, *S* la salinité,  $\zeta$  l'élévation de surface,  $\rho$  l'anomalie de densité,  $f = 2\Omega \sin \lambda$  le paramètre de Coriolis (avec  $\lambda$  la latitude,  $\Omega = 2\pi$ .*F* avec *F* la fréquence de rotation de la Terre), *g* l'accélération de la gravité, *P* la pression totale et  $\Phi = P/\rho_0$  la pression dynamique. Les termes sources en F correspondent aux termes de forçages, aux sources de moments (Vent) ou des sources de température et salinité (rivière ...). Les termes notés D désignent les processus de dissipations (D<sup>u</sup> et D<sup>v</sup>) et de diffusion (D<sup>T</sup> et D<sup>S</sup>). Les termes  $A_v$ ,  $K_v^T$ ,  $K_v^S$  sont les coefficients de mélange verticaux : viscosité cinématique  $A_v$ , diffusivité thermique  $K_v^T$ , diffusivité haline  $K_v^S$ .  $\tau_s^x$ ,  $\tau_s^y$  sont les composantes de la tension visqueuse exercée par le vent sur la surface océanique.  $\tau_b^x$ ,  $\tau_b^y$  sont les composantes de la tension de fond. *Q* et E - P correspondent aux flux de chaleur et d'évaporation net en surface (Évaporation - Précipitation). *h* est la hauteur d'eau local (bathymétrie). Les variables u, v, w, S et T sont des variables pronostiques

du modèle alors que  $\rho$  et  $\Phi$  se déduisent à un instant donné de l'équation d'état puis de l'intégration verticale de l'équilibre hydrostatique. Les coefficients de mélange verticale  $A_{\nu}$ ,  $K_{\nu}^{T}$  et  $K_{\nu}^{S}$  sont déterminés par le schéma de fermeture turbulente KPP dans la colonne d'eau. Au fond, et à la surface ils sont imposés par les conditions aux limites et les flux verticaux (quantité de mouvement et traceurs). Les conditions aux limites de surface et de fond permettent d'imposer des conditions au modèle via la tension du vent, les flux de chaleur nets et les flux de salinité. Généralement les flux sont nuls au fond (à l'exception de configuration en présence de sources thermales). Les termes de tension visqueuse exercés par les courants de fond conduisent à considérer le fond comme une surface solide où la vitesse d'écoulement n'est pas nécessairement nulle mais tangente à la surface solide. Les conditions de flux de quantité de mouvement sur la couche limite de fond sont "paramétrées" par l'ajout d'un terme de friction (coefficient de frottement) ou de rugosité du fond. On dénombre trois types de coefficients de friction disponibles :

#### Friction linéaire :

$$(\tau_b^x, \tau_b^y) = -r(u_b + v_b) \tag{A.11}$$

contrôlée par la vitesse de friction rU homogène à une vitesse.

#### Friction quadratique :

$$(\tau_b^x, \tau_b^y) = C_d \sqrt{u_b^2 + v_b^2}$$
(A.12)

qui est contrôlée par le coefficient de frottement  $C_d$  sans dimension.

**Couche logarithmique de Van Karman - Prandl** : Friction quadratique, avec un coefficient de friction  $C_d$  :

$$C_d = \frac{k^2}{\log(\Delta z_b/z_r)^2}$$
(A.13)

si  $C_d^{min} < C_d < C_d^{max}$  ( $C_d^{min}$  et  $C_d^{max}$  étant des valeurs limites définies) et *k* le coefficient de Van-Karman = 0,41. Avec cette méthode, il est possible de contrôler l'échelle de rugosité  $z_r$ . Le terme  $\Delta z_b$  correspond à la résolution de fond (distance entre le premier niveau vertical et le fond). Le vecteur  $(u_b + v_b)$  représente la vitesse horizontale à proximité immédiate du fond. Dans le cas d'une friction quadratique, le coefficient de traînée  $C_d$  dépend de l'épaisseur du premier niveau selon la verticale et est maximum lorsque la résolution verticale près du fond est proche de l'échelle de rugosité  $z_r$ .

#### A.2.2 **Discrétisation spatiale et temporelle**

La résolution numérique passe par la discrétisation des schémas numériques spatiale et temporelle des équations primitives et d'advection par une méthode de différence finie/volume finis.

Généralement, les équations sont explicitement discrétisées sur des grilles de calculs décalées. La combinaison la plus courante est composée d'une grille horizontale Arakawa de type C [Arakawa and Lamb, 1977] et d'une grille verticale de Lorenz. Horizontalement, la grille d'Arakawa C a l'avantage d'être bien adaptée aux problèmes de résolution plus fine que le rayon interne de déformation ("eddy

resolving") [Hedstrom, 1997]. Elles permettent également une meilleure représentation des calculs du gradient de pression et de la continuité. Les dérivées (calculs des gradients) sont approximées par des différences finies et plus précisément par un schéma centré d'ordre deux. La gestion des conditions limites (flux à la côte et en surface) et des propriétés de conservation est plus simple. Sur cette grille les composantes u, v et  $\zeta$  (élévation de surface) sont séparées. Les vitesses horizontales u, v et verticales  $\omega$  sont calculées au centre des faces verticales et au centre des mailles, respectivement. Afin de conserver la quantité de mouvement, les traceurs dans la zone d'étude, limiter les opérations et par conséquent gagner du temps de calcul, les équations sont écrites sous la forme de flux (décalage des grilles c'est-à-dire que les points  $\rho$  sont intercalés entre deux points  $\omega$ .

Afin d'optimiser le temps de calcul la discrétisation temporelle se fait selon un schéma dit "split explicit". Les modes barotrope (dynamique 2D rapide) et barocline (dynamique 3D lente) sont calculés séparément dans le code pour les coupler en fin de calcul. Les équations présentées dans la section précédente permettent de fournir trois équations régissant l'évolution des variables prognostiques u, v et  $\zeta$  calculées par le modèle barotrope. Le 2D s'exécutera NTDFAST fois entre deux modes barocline où NDTFAST est le rapport entre le pas de temps du mode 3D et le pas de temps du mode 2D. L'intégration sur la verticale des équations primitives et de l'équation du mouvement permet de décomposer en modes barotropes et baroclines. Ces vitesses intégrées sur la verticale sont ensuite moyennées entre chaque pas de temps barocline [Shchepetkin and McWilliams, 2005] et injectées dans le modèle 3D. Un schéma très robuste du type prédicteur (Leap-frog)/correcteur (Adams-Moulton) d'ordre trois est utilisé afin de discrétiser les équations 2D et 3D. Pour assurer la stabilité de ce calcul et éviter des erreurs d'aliasing des hautes fréquences 2D dans le modèle 3D, le schéma temporel est basé sur la condition CFL (Courant-Friedrick-Levy). Ce schéma stipule qu'un processus physique (une onde longue de gravité) ne se déplace pas de plus d'une maille d'espace à chaque pas de temps:

$$\Delta t \le \frac{1}{\sqrt{g \times h_{\max}}} \times \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2}\right)^{-1/2} \tag{A.14}$$

Où  $\Delta t$  correspond au pas de temps, g à l'accélération de la pesanteur, h<sub>max</sub> la hauteur d'eau,  $\Delta x$  et  $\Delta y$  la distance entre deux points de maille dans la direction x (zonal : ouest-est) et dans la direction y (méridienne; sud-nord), respectivement.

#### A.2.3 Paramétrage du mélange vertical

Le mélange vertical est paramétré selon le schéma de fermeture turbulente KPP (non-local K-Profile Planetary boundary layer parametrisation) [Large et al., 1994]. Il permet, comme pour le mélange horizontal, de paramétrer les processus associés à une échelle plus fine que celle de la maille. Deux types de paramétrage sont utilisés dans ROMS. Le premier pour les conditions aux frontières supérieures et inférieures (donc le fond de l'océan et la surface libre) et le deuxième pour la partie "intérieure" de la colonne d'eau.



**Figure A.7:** Représentation schématique du paramétrage de fermeture turbulente KPP (non-local K-Profile Planetary boundary layer parametrisation) [Large et al., 1994] en place dans le modèle ROMS. Les coefficients de mélange sont : la diffusivité thermique  $Ak_v^T$ , la diffusivité haline  $Ak_s \equiv K_s^v$ , et la viscosité turbulente  $Ak_v \equiv K_v$ . Crédit : Cambon [2008].

L'épaisseur de la couche de mélange et de la couche du fond (notée HBL pour Height Boundary Layer<sup>2</sup>) vont varier selon : les forçages de surface, la flottabilité et du profil de vitesse du vent. Elle est estimée à partir d'une valeur critique du nombre de Richardson [Estrade, 2006]. La couche de fond (HBBL pour Height Bottom Boundary Layer<sup>3</sup>) est calculée de la même façon mais en prenant en compte la tension de courant sur le fond. A "l'intérieur", le mélange est forcé par des processus de cisaillement vertical, d'ondes internes et de double diffusion. La continuité entre les extrémités et l'intérieur est garantie en égalisant les coefficients de mélanges et gradients verticaux aux frontières des couches. Le principe du paramétrage du mélange vertical est présenté sur la **Figure A.7**. L'un des avantages du modèle en fermeture turbulente KPP est qu'il permet de modéliser de manière réaliste des processus variés allant du cycle diurne de la couche de mélange à son approfondissement par convection ou encore sa réponse à un événement de vent extrême comme une tempête.

#### A.2.4 Schéma d'advection

Le calcul des traceurs suit un schéma d'advection horizontale upstream biaisé quasi-monotone d'ordre 3 (type Quik) [Lemarié et al., 2012; Marchesiello et al., 2009], recommandé pour la réalisation de simulation numérique réaliste et préservant les caractéristiques des masses d'eau. Pour l'advection verticale, il s'agit d'une reconstitution des dérivées verticales par des splines paraboliques, ce qui équivaut à un schéma conventionnel très précis d'ordre 8. Ces schémas d'advection sont associés

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Taille de la Couche frontière

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Taille de la Couche frontière de fond

à une diffusion qui permet de limiter l'utilisation explicite de la viscosité horizontale en lissant les erreurs de dispersion qu'ils engendrent [Shchepetkin and McWilliams, 1998].

#### A.2.5 Les flux de chaleur : la formulation BULK

Dans un modèle océanique, les échanges de chaleur sont forcés à l'interface océan-atmosphère par les flux de chaleur. ROMS propose deux protocoles distincts pour le calcul de ces flux : 1) le rayonnement solaire et le flux net sont directement imposés par une source de données ou sorties de modèle atmosphérique. Ensuite, au cours de la simulation la SST du modèle sera rappelée à partir des observations selon un coefficient dQdSST. 2) Le rayonnement solaire, infra-rouge et les paramètres atmosphériques (température de l'air à 2 mètres, humidité relative, tension de vent, précipitation) sont lus à partir d'une source de données. Ensuite, au cours de la simulation les termes de flux solaire, infra-rouge, sensible et latent sont calculés sur la base d'une formulation BULK [Fairall et al., 1996] en utilisant la SST du modèle à chaque pas de temps du modèle. Notre configuration de l'océan Atlantique Sud-Est est basée sur une paramétrisation BULK. Le flux net qui correspond au bilan (*e.g.* à la somme) de quatre flux de chaleur distincts :

- Flux radiatif shortwave : Représente le rayonnement solaire transmis à la Terre. C'est un gain positif en température pour l'océan. Sa longueur d'onde est généralement courte et varie en fonction de la température du soleil.
- Flux Infra-Rouge longwave : Représente le flux infra-rouge (grande longueur d'ondes) qui rayonne vers l'atmosphère en réponse au flux radiatif solaire (théorie des corps noires). Il représente une perte de chaleur et donc une baisse de température pour l'océan.
- Flux de chaleur latente : Flux d'énergie perdu par l'océan lors du changement d'état de l'eau (évaporation condensation). En général, il correspond à une perte de chaleur pour l'océan. Il a tendance à refroidir l'océan.
- Flux de chaleur sensible : Il est lié aux phénomènes convectifs de chaleur entre l'océan et l'atmosphère

Dans le modèle ROMS le flux net affecte la température de l'océan sur la profondeur de la couche de mélange. Alors que le flux solaire (shortwave) et infra-rouge (longwave) rentrant ou sortant sont fournis par l'utilisateur, les flux sensibles et latents sont calculés online à chaque pas de temps du modèle par les formulations suivantes :

$$Q_{latent} = -Evap \frac{H_{evap}}{C_p}$$
(A.15)

$$Evap = \rho_{air}U_{10m}(qw - qa) \tag{A.16}$$

$$H_{evap} = 2.5029e^{-}6 - 2.40e^{3}T_{surf}$$
(A.17)

$$Q_{sencible} = -aCsT_{surf} - T_{air}\frac{Cp_{air}}{Cp}$$
(A.18)

avec *Evap* le taux d'évaporation,  $U_{10m}$  la vitesse du vent à 10m,  $qw = f(T_{surface})$  l'humidité spécifique de saturation à la surface de l'océan, et qa = f(tempraturedel'air) l'humidité spécifique de l'air,  $a = \rho_{air}/\rho U_{10m}$ , Cs = Ka et K = 0.0014 ou K = 0.011.

Bien souvent, les modèles atmosphériques et les réanalyses (ex : NCEP-CFSR, ERA-INTERIM ...) fournissent des flux infra-rouge (longwave) entrants dans l'océan alors que ROMS à besoin d'un flux sortant. Le flux sortant infra-rouge dépend de la température de l'océan selon la formulation des corps gris [Dickey et al., 1994] :

$$lwup = -emiss_{lw}\sigma Ts^4 \tag{A.19}$$

$$QLW = lwup + emiss_{lw}.QLW_{atm}$$
(A.20)

avec l'émissivité infrarouge de l'océan  $emiss_{lw} = 0.985$ ,  $\sigma = 5.67e^{-8}m^2/K^4$  la constante de Stefan-Boltzmann, *Ts* la température de surface, *QLW*<sub>atm</sub> le flux infra-rouge (longwave) rentrant dans l'océan.

Cette paramétrisation BULK permet d'avoir un équilibre entre les flux. En effet, ces derniers dépendent directement de la SST du modèle et non pas de champs indépendants du système considéré basés sur des observations ou des réanalyses de modèle atmosphérique.

#### A.3 Présentation du modèle biogéochimique BioEBUS

#### A.3.1 Caractéristiques générales

Le modèle BioEBUS est un modèle de biogéochimie basé sur l'azote développé pour les systèmes d'Upwelling de Bord Est (EBUS). L'acronyme BioEBUS signifie en anglais "Biogeochemical model of Eastern Boundary Upwelling System". Ce modèle a été mis au point par Elodie Gutknecht au cours de sa thèse [Gutknecht, 2011; Gutknecht et al., 2013]. Un schéma avec les variables d'état et les différents processus du modèle biogéochimique BioEBUS est représenté sur la **figure A.8**.



**Figure A.8:** Schéma de la structure du modèle biogéochimique BioEBUS illustrant les interactions entre les différents compartiments : les champs encadrés en noirs (NO<sub>3</sub>, NH<sub>4</sub>, P<sub>5</sub>, P<sub>L</sub>, Z<sub>5</sub>, Z<sub>L</sub>, D<sub>5</sub> et D<sub>L</sub>) découlent du modèle  $N_2P_2Z_2D_2$  alors que les autres champs (NO<sub>2</sub>, DON, O<sub>2</sub> et N<sub>2</sub>O) sont spécifiques à BioEBUS. Les processus qui affectent le cycle de l'azote, le protoxyde d'azote, l'oxygène sont représentés par les flèches noires, bleues, rouges et vertes. Figure issue de la thèse de Élodie Gutknecht [Gutknecht, 2011].

Le modèle BioEBUS a été développé à partir du modèle  $N_2P_2Z_2D_2$  de Koné et al. [2005]comprend deux types Phytoplanctons - Zooplanctons et Détritus classés par taille et deux types de nutriments (les nitrates et l'ammonium). Ce modèle a été appliqué avec succès pour simuler les premiers niveaux trophiques de l'écosystème du Benguela. Par ailleurs, afin de représenter les cycles de l'azote, de l'oxygène et du carbone dans les EBUS associés à des zones de minimum d'oxygène (OMZ), de nouvelles variables d'état et processus ont été introduits dans le modèle BioEBUS. Ainsi BioEBUS prend en compte les variables d'état ou compartiments suivants :

- Deux types phytoplancton représentés par les nano-phytoplanctons et micro-phytoplanctons, respectivement assimilés aux flagellés et aux diatomées. Ces organismes sont dominants dans le BUS [Shannon and O'Toole, 1999] (cf. section **??**).
- Deux types de zooplancton représentés par les micro-zooplanctons et méso-zooplanctons, correspondant respectivement aux ciliés et aux copépodes. Les copépodes sont généralement dominants dans le BUS et jouent un rôle important dans le fonctionnement trophique de l'écosystème du Benguela [Shannon and O'Toole, 1999]. La prise en compte des ciliés répond à l'intégration de la dynamique du groupe fonctionnel des autotrophes de petite taille (flagellés).
- Deux tailles de matière organique particulaire (ou Détritus), les petits détritus ( $D_S^4$  et les gros détritus ( $D_L^5$  associés à des vitesses de sédimentation lentes et rapides, respectivement. Cette distinction en classe de taille est essentielle pour bien représenter le transfert de la matière organique particulaire de la couche de surface vers la couche de fond de l'océan et de la côte vers le large.
- Trois types de nutriments : NO<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub> et NH<sub>4</sub>. La prise en compte des concentrations en nitrites permet de bien représenter le cycle de l'azote pour les processus d'ammonification et nitrification en présence d'oxygène, de dénitrification et anammox en conditions anoxiques. Les nitrates et l'ammonium sont aussi essentiels pour représenter ces processus et suivre les productions nouvelle et régénérée.
- La matière organique azotée dissoute (DON<sup>6</sup>). Dans BioEBUS, seule la matière semi-labile, ayant un temps de résidence du mois à l'année, est considérée car elle joue un rôle déterminant pour les échanges d'azote côte-large [Huret et al., 2005] mais aussi dans l'océan ouvert [Dadou et al., 2004]. Les échanges de matières organiques dissoutes réfractaire et labile ne sont pas pris en compte car leurs temps de résidence sont trop courts (~jours) ou trop longs (plusieurs centaines d'années) [Carlson and Ducklow, 1995] pour des études dont les échelles de temps vont du sub-saisonnier à l'interannuel (10 ans).
- Les concentrations en oxygène dissous. La prise en compte d'une équation spécifique pour les concentrations en oxygène est essentielle afin de représenter les processus de nitrification, dénitrification et anammox, fonctions de la teneur en oxygène (milieu oxique, hypoxique ou anoxique) et étudier spécifique l'OMZ (processus, évolution temporelle).
- Le protoxyde d'azote. Pour compléter le cycle de l'azote, une paramétrisation spécifique pour N<sub>2</sub>O est présente dans le modèle BioEBUS selon la formulation de Nevison et al. [2003]. Cette formulation permet de calculer la quantité de N<sub>2</sub>O produit en fonction de l'oxygène consommé

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>de l'anglais Small Detritus

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup>de l'anglais Large Detritus

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>de l'anglais Dissolved Organic Nitrogen

au cours du processus de nitrification, de la teneur en oxygène dissous et de la profondeur. La quantité de N<sub>2</sub>O produite et l'émission de N<sub>2</sub>O, gaz à effet de serre, peuvent ainsi être quantifiées.

Le modèle BioEBUS, ne comprend pas de module de sédiment. Par conséquent, la matière organique arrivant au niveau des sédiments n'est pas reminéralisée ni remise en suspension mais simplement stockée dans la couche de fond représentant les sédiments.

Ainsi, le modèle BioEBUS possède donc 12 variables d'état résumées dans le tableau 3.4. Les formulations des bilans, appelés également termes Sources Moins Puits (SMS<sup>7</sup>) sont données ci-dessous pour chacune des variables biogéochimiques de BioEBUS :

$$\begin{split} SMS(P_{S}) &= (1 - \varepsilon_{P_{S}}) J_{P_{S}}(PAR, T, N) .[P_{S}] - G_{Z_{S}}^{P_{S}}) .[Z_{S}] - G_{Z_{L}}^{P_{S}}) .[Z_{L}] - \mu_{P_{S}} .[P_{S}] \\ SMS(P_{L}) &= (1 - \varepsilon_{P_{L}}) .J_{P_{L}}(PAR, T, N) .[P_{L}] - G_{Z_{S}}^{P_{L}}) .[Z_{S}] - G_{Z_{L}}^{P_{L}}) .[Z_{L}] - \mu_{P_{L}} .[P_{L}] + w_{P_{L}} .\frac{d[P_{L}]}{dz} \\ SMS(Z_{S}) &= f 1_{Z_{S}} .(G_{Z_{S}}^{P_{S}} + G_{Z_{S}}^{P_{L}}) .[Z_{S}] - G_{Z_{L}}^{Z_{S}} .[Z_{S}] - \mu_{Z_{S}} .[Z_{S}] - \mu_{Z_{S}} .[Z_{S}]^{2} \\ SMS(Z_{L}) &= f 1_{Z_{L}} .(G_{Z_{L}}^{P_{S}} + G_{Z_{L}}^{P_{L}} + G_{Z_{L}}^{Z_{S}}) .[Z_{L}] - \gamma_{Z_{L}} .[Z_{L}] - \mu_{Z_{L}} .[Z_{L}]^{2} \\ SMS(D_{S}) &= (1 - f 1_{Z_{S}}) .(G_{Z_{S}}^{P_{S}} + G_{Z_{S}}^{P_{L}}) .[Z_{S}] + \mu_{P_{S}} .[P_{S}] + \mu_{P_{L}} .[P_{L}] + \mu_{Z_{S}} .[Z_{S}]^{2} - \mu_{D_{S}} .[D_{S}] - remD_{S} - w_{D_{S}} .\frac{d[D_{S}]}{dz} \\ SMS(D_{L}) &= (1 - f 1_{Z_{L}}) .(G_{Z_{S}}^{P_{S}} + G_{Z_{L}}^{P_{L}} + G_{Z_{L}}^{Z_{S}}) .[Z_{S}] + \mu_{P_{S}} .[P_{S}] + \mu_{D_{L}} .[P_{L}] + \mu_{Z_{S}} .[Z_{S}]^{2} - \mu_{D_{S}} .[D_{S}] - remD_{S} - w_{D_{S}} .\frac{d[D_{S}]}{dz} \\ SMS(D_{L}) &= (1 - f 1_{Z_{L}}) .(G_{Z_{L}}^{P_{S}} + G_{Z_{L}}^{P_{L}} + G_{Z_{L}}^{Z_{S}}) .[Z_{L}] + \mu_{Z_{L}} .[P_{L}]^{2} + \mu_{D_{L}} .[D_{L}] + remD_{L} - w_{D_{L}} .\frac{d[D_{L}]}{dz} \\ SMS(DON) &= \varepsilon_{P_{S}} .J_{P_{S}} (PAR, T, N) .[P_{S}] + \varepsilon_{P_{L}} .J_{P_{L}} (PAR, T, N) .[P_{L}] + f_{Z_{S}}^{2} .\gamma_{Z_{S}} .[Z_{S}] + f_{Z_{L}}^{2} .\gamma_{Z_{L}} .[Z_{L}] + \mu_{D_{S}} .[D_{S}] - \mu_{D_{L}} .[D_{L}] - remDON \\ SMS(NO_{3}^{-}) &= -aJ_{P_{S}} (PAR, T) .f_{P_{S}} (NO_{3}^{-}, NO_{2}^{-}) .[P_{S}] + aJ_{P_{L}} (PAR, T) .f_{P_{L}} (NO_{3}^{-}, NO_{2}^{-}) .[P_{L}] .\frac{|NO_{3}^{-}|}{|NO_{3}^{-}| + |NO_{S}^{-}|} ] \\ Nitrif 2 - Denitr 1 \end{aligned}$$

 $SMS(NO_{2}^{-}) = -aJ_{P_{S}}(PAR, T) \cdot f_{P_{S}}'(NO_{3}^{-}, NO_{2}^{-}) \cdot [P_{S}] + aJ_{P_{L}}(PAR, T) \cdot f_{P_{L}}'(NO_{3}^{-}, NO_{2}^{-}) \cdot [P_{L}] \cdot \frac{[NO_{2}^{-}]}{[NO_{2}^{-}] + [NO_{2}^{-}]} + \frac{NO_{2}^{-}}{[NO_{2}^{-}] + [NO_{2}^{-}] + \frac{NO_{2}^{-}}{[NO_{2}^{-}] + [NO_{2}^{-}]} + \frac{NO_{2}^{-}}{[NO_{2}^{-}] + \frac{NO_{2}^{-$ Nitrif1 - Nitrif2 + Denitr1 - Denitr2 - Anammox

 $SMS(NH_{4}^{+}) = -aJ_{P_{S}}(PAR, T) \cdot f_{P_{S}}"(NH_{4}^{+}) \cdot [P_{S}] + aJ_{P_{L}}(PAR, T) \cdot f_{P_{L}}"(NH_{4}^{+}) \cdot [P_{L}] + (1 - f_{ZS}^{2} \cdot \gamma_{ZS} \cdot [Z_{S}] + (1 - f_{ZS}^{2} \cdot \gamma_{ZS} \cdot$  $(1 - f_{ZL}^2, \gamma_{ZL}, [Z_L] - Nitrif1 + remD_S + remD_L + remDON - Anammox$ 

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup>Sinks-Minus-Sources

$$SMS(O_2) = R_{O_2/N} \cdot (JP_S(PAR, T) \cdot f_{P_S}"(NH_4^+) \cdot [P_S] + J_{P_L}(PAR, T) \cdot f_{P_L}"(NH_4^+) \cdot [P_L] - DcDON(O_2) - DcD_S(O_2) - DcD_L(O_2) - (1 - f_{ZS}^2 \cdot \gamma_{ZS} \cdot [Z_S] + (1 - f_{ZL}^2 \cdot \gamma_{ZL} \cdot [Z_L]) - 1.5.Nitrif1 - 0.5Nitrif2 + FluxOA(O_2))$$

La paramétrisation de Nevison et al. [2003] permet de déterminer la production de N<sub>2</sub>O en fonction de l'oxygène consommé durant le processus de nitrification et de la profondeur. Selon cette paramétrisation, si la concentration en oxygène est supérieure à 4 mmolO<sub>2</sub>.m<sup>-3</sup> et la profondeur (Z, en mètre) supérieure à la profondeur de la zone euphotique, alors la production de N<sub>2</sub>O est déterminée selon la formulation suivante:

$$SMS(N_2O) = R_{N/O_2} \cdot \frac{(a_1)}{[O_2] + a_2} \cdot \exp{-Z/Z_{scale}} \cdot 1.5Nitrif1 + 0.5Nitrif2$$

Les valeurs des paramètres sont données dans le tableau A.1.

Parameter	Symbol	Units	Value	References				
Phytoplankton								
Initial slope of P-I curve for P <sub>s</sub>	P <sub>S</sub>	$m^2.W^{-1}.d^{-1}$	0.025	OG99, K05				
Initial slope of P-I curve for $P_{\rm L}$	$P_L$	$m^2.W^{-1}.d^{-1}$	0.04	Popova et al. (2002), K05				
Light attenuation coefficient due to pure water	$k_w$	$m^{-1}$	0.04	OG99, T00, K05				
Light attenuation coefficient by phytoplankton Chl/C ratio	$k_{chla}$	m <sup>2</sup> .mgChl <sup>-1</sup>	0.024	OC00, K05				
		mgChl.mgC <sup>-1</sup>	0.02	F90, Lacroix and Nival (1998), T00, K05				
Maximum growth rate for $P_S$	$a_{P_s}$	$d^{-1}$	0.557	K05				
Maximum growth rate for $P_L$	$a_{P_{I}}$	$d^{-1}$	0.6	Adjusted				
	$b^{T}$	-	1.066	OG99, K05				
	С	(°C) <sup>-1</sup>	1	OG99, K05				
Mortality rate of $P_S$	$P_S$	d-1	0.027	K05				
Mortality rate of $P_L$	$P_L$	d <sup>-1</sup>	0.03	OG99, K05				
Exudation fraction of primary production (by P <sub>s</sub> )	$P_{S}$	$d^{-1}$	0.05	H05, Y07				
Exudation fraction of primary production (by P <sub>1</sub> )	$P_L$	d <sup>-1</sup>	0.05	H05, Y07				
Strength of $NH_4$ inhibition of NO <sub>2</sub> uptake constant	K <sub>psi</sub>	$(mmolN.m^{-3})^{-1}$	1.46	Y07				
Half saturation constant for untake of NH <sub>4</sub> by P <sub>6</sub>	$K_{_{N\!H}4_{_{P_{S}}}}$	mmolN.m <sup>-3</sup>	0.5	K05				
Half saturation constant for uptake of NH <sub>4</sub> by P <sub>1</sub>	$K_{_{N\!H}4_{_{P_L}}}$	mmolN.m <sup>-3</sup>	1	Adjusted				
Half saturation constant for uptake of NO <sub>2</sub> +NO <sub>2</sub> by Ps	$K_{NO_{3_{P_{s}}}}$	mmolN.m <sup>-3</sup>	0.5	Adjusted				
Half saturation constant for uptake of $NO_2$ + $NO_2$ by P <sub>1</sub>	$K_{_{NO_{3_{P_{L}}}}}$	mmolN.m <sup>-3</sup>	2	K05				
C/N ratio for phytoplankton	$R_{C/N}$	molC.molN <sup>-1</sup>	106/16	Redfield et al. (1963)				
$O_2/N$ ratio	$R_{O2/N}$	$molO_2.molN^{-1}$	170/16	Conkright and O'Brien (1994)				
Sedimentation velocity of P <sub>L</sub>	$W_{P_L}$	m.d <sup>-1</sup>	0.5	K05				
Zooplankton								
Assimilation efficiency of $Z_s$	$f1_{z_s}$	-	0.75	K05				
Assimilation efficiency of $Z_L$	$f1_{Z_L}$	-	0.7	K05				
Maximum grazing rate of $Z_S$	$g_{\max_{z_s}}$	d <sup>-1</sup>	0.9	Adjusted				
Maximum grazing rate of $Z_L$	$g_{\max_{z_i}}$	<b>d</b> <sup>-1</sup>	1.2	Adjusted				
Preference of $Z_S$ for $P_S$	$e_{Z_sP_s}$	-	0.7	Adjusted				
Preference of $Z_S$ for $P_L$	e <sub>z.P.</sub>	-	0.3	Adjusted				
Preference of $Z_L$ for $P_S$	e <sub>z p</sub>	-	0.26	Adjusted				
Preference of $Z_L$ for $P_L$	e , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	-	0.53	Adjusted				
Preference of $Z_1$ for $Z_8$	<i>e</i> , , ,	-	0.21	Adjusted				
Half saturation constant for	k	mmolN m <sup>-3</sup>	1.5	Adjusted				
ingestion by $Z_S$	<sup>n</sup> Z <sub>s</sub>		1.0					
Half saturation constant for ingestion by $Z_L$	<i>k</i> <sub><i>Z</i> <sub><i>L</i></sub></sub>	mmolN.m <sup>-3</sup>	4	Adjusted				

Tableau A.1: Valeurs des paramètres du modèle BioEBUS.

Mortality rate of $Z_L$	Ζ <sub>L</sub>	$(\text{mmolN.m}^{-3})^{-1}$	0.05	OC00, <i>K05</i>				
Excretion rate of Z <sub>s</sub>	7	$d^{-1}$	0.05	Adjusted				
Excretion rate of $Z_L$	2 s	$d^{-1}$	0.05	K05				
Organic fraction of Z <sub>S</sub> excretion	$f 2_{Z_s}$	-	0.25	F90				
Organic fraction of Z <sub>L</sub> excretion	$f 2_{Z_L}$	-	0.25	F90				
Detritus								
Hydrolysis rate of D <sub>s</sub>	D <sub>s</sub>	$d^{-1}$	0.12	Adjusted				
Hydrolysis rate of $D_L$	D.	$d^{-1}$	0.08	Adjusted				
Sedimentation velocity of D <sub>S</sub>	w <sub>D</sub>	$m.d^{-1}$	1	K05				
Sedimentation velocity of $D_L$	$w_{D}$	$m.d^{-1}$	20	Adjusted				
Mineralisation in oxic conditions								
Mineralisation rate of DON	$K_{ND4}$	d <sup>-1</sup>	0.002	Adjusted				
Mineralisation rate of PON	$K_{NP4}$	$d^{-1}$	0.007	Adjusted				
Temperature parameter	Ktox	(°C) <sup>-1</sup>	0.15	¥07				
Oxygen parameter	$O_2 ox$	$mmolO_2.m^{-3}$	0	<i>Y07</i>				
Half saturation constant	Kox	mmolO <sub>2</sub> .m <sup>-3</sup>	15	<i>Y07</i>				
Denitrification								
Rate of 1 <sup>st</sup> stage of	$K_{N32}$	d <sup>-1</sup>	0.12	Y07				
denitrification								
Rate of 2 <sup>nd</sup> stage of	$K_{N24}$	$d^{-1}$	0.2	<i>Y07</i>				
denitrification								
Oxygen parameter	$O_2 dn$	mmolO <sub>2</sub> .m <sup>-3</sup>	25	<i>Y07</i>				
NO <sub>3</sub> parameter	NO3mi	mmolN.m <sup>-3</sup>	0.001	<i>Y07</i>				
NO <sub>2</sub> parameter	$NO_2mi$	mmolN.m <sup>-3</sup>	0.0001	<i>Y07</i>				
Nitrification								
Rate of 1 <sup>st</sup> stage of Nitrification	$K_{N42}$	$d^{-1}$	0.9	Y07				
Rate of 2 <sup>nd</sup> stage of	$K_{N23}$	$d^{-1}$	2.5	<i>Y07</i>				
Nitrification		2						
O <sub>2</sub> parameter	$O_2 nf$	mmolO <sub>2</sub> .m <sup>-3</sup>	1	<u> </u>				
		Anam	mox					
Anammox constant	$K_{anammox}$	d <sup>-1</sup>	0.03	Y07				
Conversion constant	Kconvert	$(\text{mmolN.m}^{-3})^{-1}$	1	Yakushev (personal com., 2009)				
N <sub>2</sub> O formulation								
$N/O_2$ ratio	$R_{N/O2}$	molN.molO <sub>2</sub> <sup>-1</sup>	16/170	Conkright and O'Brien (1994)				
	$a_1$	$molN_2O.molN^{-1}$	0.26	N03				
		$(\text{mmolO}_2.\text{m}^3)^{-1}$	0.0004					
	$a_2$	$molN_2O.molN^{-1}$	-0.0004	N03				
depth scale	Zscale	m	3000	N03				

OG99: Oschlies and Garcon (1999) K05: Koné et al. (2005) OC00: Olivieri and Chavez (2000) T00: Tian et al. (2000) H05: Huret et al. (2005) Y07: Yakushev et al. (2007) F90: Fasham et al. (1990) N03: Nevison et al. (2003)

#### A.3.2 Description des processus biogéochimiques

#### La Production Primaire

Le taux de croissance du phytoplancton (flagellés et diatomées) est limité par l'intensité lumineuse (PAR<sup>8</sup>) énergie nécessaire à la photosynthèse, la température (T, en °C) et les concentrations en sels nutritifs (N représentant NO<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub> et NH<sub>4</sub>). J<sub>Pi</sub>(PAR,T,N) correspond au taux de croissance du phytoplancton P<sub>i</sub> avec i représentant soit les flagellés (ou petits phytoplanctons *S*) soit les diatomées (ou gros phytoplanctons, *L*). Le terme J<sub>Pi</sub>(PAR,T,N) est égal au produit des termes de limitation :

$$J_{Pi}(PAR, T, N) = aJ_{Pi}(PAR, T) \cdot f_{Pi}(NO_3, NO_2, NH_4)$$
(A.21)

où :

•

$$aJ_{\rm Pi}(PAR,T) = \frac{Jmax_{\rm Pi}.\alpha_{\rm Pi}.PAR}{\sqrt{Jmax_{\rm Pi} + (\alpha_{\rm Pi}.PAR)^2}}$$
(A.22)

avec  $Jmax_{Pi}$  correspond au taux de croissance maximal en surface lorsque l'intensité lumineuse n'est pas limitante. Ce terme ne dépend plus que de la température.

L'atténuation de l'énergie lumineuse en fonction de la profondeur (z), de la masse d'eau et des concentrations en chlorophylle, est calculée selon :

$$PAR(z) = PAR_{z0} \cdot \exp(-(k_w \cdot z + k_{chla} \cdot \int_z^0 \theta \cdot R_{C/N} \cdot [P_T] \cdot \Delta z))$$
(A.23)

où *z* représente la profondeur en mètres,  $PAR_{z0}$  la radiation solaire maximum incidente,  $k_w$  et  $k_{chla}$  les coefficients d'atténuation de la lumière par l'eau et par la chlorophylle respectivement,  $\theta$  le rapport chlorophylle/carbone,  $R_{C/N}$  le rapport de Redfield carbone/azote et  $[P_T]$  la concentration totale en phytoplancton.

•  $f_{Pi}(NO_3, NO_2, NH_4)$  représente le taux de croissance des organismes phytoplanctoniques  $P_i$  lorsque celui-ci est limité par les concentrations en sels nutritifs :

$$f_{P_{i}}(NO_{3}, NO_{2}, NH_{4}) = f_{P_{i}}(NO_{3}, NO_{2}) + f_{P_{i}}(NH_{4})$$

$$= \frac{([NO_{3}] + [NO_{2}]) \cdot \exp(-Kpsi.[NH_{4}])}{[NH_{4}] + K_{NO_{3}P_{i}} + [NO_{3}] + [NO_{2}]} + \frac{[NH_{4}]}{K_{NH_{4}P_{i}} + [NH_{4}]}$$
(A.24)
(A.25)

avec  $K_{\text{NO}_3Pi}$  et  $K_{\text{NH}_4Pi}$  les constantes de demi-saturation de l'assimilation des nitrates/nitrites et ammonium par les phytoplanctons, respectivement. Les petits phytoplanctons sont généralement plus efficaces pour assimiler les nutriments que les gros phytoplanctons [Nalewajko and Garside, 1983] et sont par conséquent associés à une constante de demi-saturation plus faible (tab 3.4). Également la constante de demi-saturation pour l'ammonium est plus faible que celle pour les nitrates/nitrites (tab 3.4) [Caperon and Meyer, 1972; Eppley et al., 1969].

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup>Photosynthetically Active Radiation

#### Le broutage des phytoplanctons par les zooplanctons

La paramétrisation du broutage des proies (Pi) par les prédateurs (Zj) est donnée par l'équation suivante :

$$G_{Pi}^{Zj} = gmax_{Zj} \cdot \frac{e_{ZjPi} \cdot [Pi]}{k_{Zj} + F_T}$$
(A.26)

avec :

$$F_T = \sum e_{ZjPi}.[Pi] \tag{A.27}$$

Une partie seulement de la matière organique "broutée" par les prédateurs est assimilé. Le reste est considéré comme des pelotes fécales et est associé aux compartiments des détritus Petits dans le cas des ciliés et gros dans le cas des copépodes. Le taux d'assimilation des ciliés et des copépodes est de 75% et 70%, respectivement (cf. tableau A.1). Un terme de préférence du zooplancton pour les différents types de plancton est présent dans la formulation du broutage afin de bien représenter la distribution des zooplanctons en fonction des phytoplanctons et petits zooplanctons [Dadou et al., 2004, 2001].

#### Reminéralisation de la matière organique

La formulation du processus de reminéralisation dans BioEBUS découle de Yakushev et al. [2007]. La matière organique totale (particulaire et dissoute) ou détritus ( $Det = D_S + D_L + DON$ ) est reminéralisée en conditions oxiques par l'oxygène et en conditions anoxiques par les nitrates :

$$RemDet = DcDet(O_2) + DcDet(NO_3)$$
(A.28)

Où  $DcDet(O_2)$  représente la reminéralisation de Det en conditions oxiques (ou ammonification) :

$$(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 106O_2 \rightarrow 106CO_2 + 16NH_3 + H_3PO_4 + 106H_2O$$
(A.29)

La paramétrisation de Yakushev et al. [2007] prend en compte l'influence de la température et de l'oxygène à partir d'une formulation de Michaelis-Menten :

$$DcDet(O_2) = \exp(Ktox.T).K_N.[Det].Fox$$
(A.30)

Avec *T* la température, *Ktox* le paramètre de température et  $K_N$  le taux de reminéralisation en conditions oxiques, respectivement  $K_{ND4}$  pour le DON et  $K_{NP4}$  pour  $D_S$  et  $D_L$ . Les valeurs *Fox* varient en fonction de la concentration en  $O_2$ :

$$Fox = \begin{cases} 0 & \text{pour}[O_2] \le O_2 ox \\ ([O_2] - O_2 ox) / ([O_2] - O_2 ox + Kox) & \text{pour}[O_2] > O_2 ox \end{cases}$$
(A.31)

 $DcDet(NO_3)$  représente la décomposition de *Det* dans des conditions suboxiques (dénitrification):

$$(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 84.8HNO_3 \rightarrow 106CO_2 + 42.4N_2 + 148.4H_2O + 16NH_3 + H_3PO_4$$
(A.32)

La consommation relative de  $NO_3^-$  et  $NO_2^-$  au cours de la réaction classique de [Richards, 1965] peut être déterminée à partir de Anderson et al. [1982] :

$$0.5CH_2O + NO_3^- \to NO_2^- + 0.5H_2O + 0.5CO_2$$
(A.33)

$$0.75CH_2O + H^+ + NO_2^- \to 0.5N_2 + 1.25H_2O + 0.75CO_2$$
(A.34)

Yakushev et al. [2007] considère la décomposition suboxique de la matière organique particulaire ( $D_S$  et  $D_L$ ) ou dissoute (DON) en deux étapes :

$$DcDet(NO_3) = 0.5.Denitr1(Det) + 0.75.Denitr2(Det)$$
(A.35)

$$Denitr1(Det) = K_{N32}.Fdnox.FdnNO_3.[Det]$$
(A.36)

$$Denitr2(Det) = K_{N24}.Fdnox.FdnNO_2.[Det]$$
(A.37)

Avec :

$$Fdnox = \begin{cases} 0 & \text{pour}[O_2] > O_2 dn \\ 1 - [O_2]/(O_2 dn.(O_2 dn + 1 - [O_2])) & \text{pour}[O_2] \le O_2 dn \end{cases}$$
(A.38)

$$FdnNO_{3} = \begin{cases} 0 & \text{pour}[O_{2}] > NO_{3}mi \\ ([NO_{3}] - NO_{3}mi) / ([NO_{3}] - NO_{3}mi + 1) & \text{pour}[O_{2}] \le NO_{3}mi \end{cases}$$
(A.39)

$$FdnNO_{2} = \begin{cases} 0 & \text{pour}[O_{2}] > NO_{2}mi \\ ([NO_{2}] - NO_{2}mi)/([NO_{2}] - NO_{2}mi + 1) & \text{pour}[O_{2}] \le NO_{2}mi \end{cases}$$
(A.40)

#### Nitrification

Les équations associées au processus de nitrification dans BioEBUS sont également basées sur la formulation de Yakushev et al. [2007]. Le processus est décompose en deux étapes :

$$Nitrif1 = \frac{K_{N42} \cdot [O_2]}{[O_2] + O_2 n f} \cdot [NH_4]$$
(A.41)

$$Nitrif2 = \frac{K_{N23}.[O_2]}{[O_2] + O_2 nf}.[NO_2]$$
(A.42)

#### <u>Anammox</u>

La formulation dans BioEBUS du processus d'anammox découle de Yakushev et al. [2007] :

$$Anammox = K_{anammox} [NO_2] [NH_4] . K_{convert}$$
(A.43)

Contrairement aux processus précédents, la processus d'anammox est paramétré selon une équation du second degrés. Pour équilibrer les unités, Gutknecht et al. [2013] ont ajouté le coefficient  $K_{convert}$  manquant dans le formulation de Yakushev et al. [2007].

#### Flux de gaz océan-atmosphère

Les paramétrisations des échanges de gaz pour l'oxygène, le protoxyde d'azote et le dioxyde de carbone à l'interface océan-atmosphère sont basées sur la même formulation de Wanninkhof [1992] :

$$FluxOA(O_2) = KwO_2.([O_2]eq - [O_2])$$
(A.44)

$$FluxOA(N_2O) = KwN_2O.([N_2O]eq - [N_2O])$$
(A.45)

$$FluxOA(CO_2) = KwCO_2.const1.(Patm - pCO_2)$$
(A.46)

Où Patm correspond à la pression totale de l'air au niveau de la mer (atm) et  $pCO_2$  est la pression partielle océanique de  $CO_2$  (atm).  $KwO_2$ ,  $KwN_2O$  et  $KwCO_2$  sont les vitesses de transfert (ou vitesses de piston, en m.j<sup>-1</sup>) associé à chaque gaz, respectivement. Les vitesses de transfert  $KwO_2$ ,  $KwN_2O$  et  $KwCO_2$  dépendent de la vitesse moyenne du vent (u; m.s<sup>-1</sup>), et du nombre de Schmidt associé à chaque gaz (Sc; sans unité) selon la relation suivante:

$$Kw = 0.31.u^2.\sqrt{(Sc/660)} \tag{A.47}$$

Les formulations des nombres de Schimdt de chaque gaz ont été déterminées par Keeling et al. [1998]; Wanninkhof [1992] pour l' $O_2$  et le  $N_2O$ , respectivement et dépendent essentiellement de la température (T; °C) :

$$Sco2 = 1638.0 - 81.83.T + 1.483.T^2 - 0.008004.T^3$$
 (A.48)

$$Scn2o = 2301.1 - 151.1.T + 4.7364.T^2 - 0.059431.T^3$$
(A.49)

$$Scco2 = 595 + (360 - 595) \cdot (T - 20)/10$$
 (A.50)

Les termes  $[O_2]eq$ , *const*1 et  $[N_2O]eq$  découlent de formules empiriques et sont fonction de la température T (°C) et de la salinité :

•  $[O_2]eq$ : correspond à la concentration d'oxygène (mmol $O_2$ .m<sup>-3</sup>) à saturation à une pression d'air totale de 1 atm (P0) saturée en eau :

$$[O_2] = (O_2 sato/22391.6.1000).1000.Patm/P0$$
(A.51)

$$\begin{split} O_2sato &= exp^{2.00907+3.22014.\log\left(298.15-T\right)/(273.15+T)+4.05010.\log\left(298.15-T\right)/(273.15+T)^2+4.94457.}\\ \log\left(298.15-T\right)/(273.15+T)^3-2.56847^{E-1}.\log\left(298.15-T\right)/(273.15+T)^4+3.88767.\log\left(298.15-T\right)/(273.15+T)^5\\ &+S.(-6.24523^{E-3}-7.37614^{E-3}.\log\left(298.15-T\right)/(273.15+T)-1.03410^{E-2}.\log\left(298.15-T\right)/(273.15+T)^2-8,17083^{E-3}.\log\left(298.15-T\right)/(273.15+T)^3)-4.88682^{E-7}.(S^2) \end{split}$$

(A.52)

•  $[N_2O]eq$  représente la concentration de  $N_2O$  (en mmolN<sub>2</sub>O.m<sup>-3</sup>) à équilibre avec l'air humide, pour une pression totale de 1 atm [Weiss and Price, 1980] :

$$[N_2 O]eq = N_2 O_{eq} \cdot \rho N_2 O \cdot P 0 \cdot 10^{-3}$$
(A.53)
$$\begin{split} N_2 O_{eq} = exp^{-165.8806 + 222.8743.100/(273.15 + T) + 92.0762.\log{(273.15 + T)/100 - 1.48425 + ((273.15 + T)/100)^2}} \\ + S.(-0.056235 + 0.031619.(273.15 + T)/100 - 0.004847.((273.15 + T)/100)^2) \end{split}$$

(A.54)

## A.3.3 Initialisation des concentrations en N<sub>2</sub>O

Les concentrations en  $N_2O$  sont calculées à partir des concentrations en  $O_2$  selon la paramétrisation de Nevison et al. [2003] :

$$N_2 O = \begin{cases} 0.0076 & \text{pourz} < 50m \\ N_0 O_2 * ((0.26/[O_2]) - 0.0004) * exp(z./3000.) * [O_2] & \text{pourz} \ge 50m \end{cases}$$
(A.55)

Avec z la profondeur en mètres et  $N_0_2$  le rapport  $N/0_2$  pris à 16/170 [Anderson and Sarmiento, 1994].

## A.3.4 Calcul des concentrations en chlorophylle-a

L'estimation des concentrations en chlorophylle-a dans le modèle est calculée à partir des valeurs de concentration totale en phytoplactons ( $P_L + P_L$ ). Les concentrations en phytoplancton en mmolN.m<sup>-3</sup> sont converties en mgChl.m<sup>-3</sup> par l'intermédiaire du rapport Chl/N variable selon l'intensité lumineuse et la concentration en nitrates [Hurtt and Armstrong, 1996] :

$$Chla = [P].Chl_N \tag{A.56}$$

$$Chl_N = 1.59.Xmax \tag{A.57}$$

Avec [*P*] la concentration totale de phytoplancton, Chl\_N le rapport Chl/N standard et *Xmax* le terme de limitation. Dans le cas où le taux de croissance est limité par la quantité de lumière alors *Xmax*=1. Dans le cas inverse où la croissance est limitée par la quantité de nutriments alors *Xmax* est égal au rapport entre le taux de croissance limité par les nutriments et le taux de croissance limité par la lumière. Notez que, les limites inférieures et supérieure pour C/Chl sont fixées à C/Chl<sub>min</sub> = 50 gC.gChl<sup>-1</sup> et C/Chl<sub>max</sub> = 160 gC.gChl<sup>-1</sup> [Charria et al., 2008].

#### A.3.5 Méthode numérique

L'équation d'advection - diffusion qui détermine l'évolution de la concentration d'un traceur biologique *Ci* est :

$$\frac{\partial Ci}{\partial t} = -\nabla (uCi) + A_{\rho} \nabla^2 Ci + \frac{\partial}{\partial z} (K_{\rho} \frac{\partial Ci}{\partial z}) + SMS(Ci)$$
(A.58)

Les trois premiers termes à droite du signe égale représentent les termes physiques d'advection (avec u le vecteur vitesse), de diffusion horizontale (avec  $A_{\rho}$  le coefficient de diffusion horizontale turbulente)

et de mélange vertical (avec  $K_p$  le coefficient de diffusion turbulente), respectivement. Le symbole SMS représente les termes Sources-Moins-Puits issues de l'activité chimique et biologique.

Chaque nouvelle variable d'état Ci obtenue au pas de temps t+1 satisfait l'équation :

$$Ci(t+1) = Ci(t) + \delta t.SMS(Ci(t+1))$$
(A.59)

où Ci(t) correspond à la concentration du traceur biogéochimique ( $NO_3^-$ , $NO_2^-$ , $NH_4^+$ , SPHYTO, LPHYTO, SZOO, LZOO, SDET, LDET, DON, O<sub>2</sub> et N<sub>2</sub>O) au temps t,  $\delta$ t le pas de temps (en jours) et SMS(Ci(t+1)) les termes Source-Moins-Puits calculés au nouveau pas de temps. A chaque étape de la méthode numérique, la concentration du composant consommé est traitée de manière implicite, afin que l'algorithme garantisse des valeurs non négatives. L'algorithme, ainsi que chacune de ses étapes, sont formulés de façon à ce que la somme des concentrations des différents traceurs soit conservée.

## A.4 Développement de nouvelles paramétrisations dans BioEBUS

Au cours de ma thèse, j'ai développé et intégré au modèle BioEBUS deux nouveaux modules pour prendre en compte (1) les processus de reminéralisation à l'interface eau-sédiment, et (2) une branche du cycle du sulfure. La section suivante décrit les équations mises en place.

## A.4.1 Processus de reminéralisation à l'interface eau-sédiment dans BioEBUS

Les conditions de fond biogéochimiques implémentées dans BioEBUS dérivent des formulations du modèle biogéochimique de Azhar et al. [2014] développé pour quantifier les cycles de l'azote et des sulfures dans l'OMZ du golfe du Mexique. Ce modèle est un peu plus complexe que le modèle BioEBUS avec en particulier la prise en compte des phosphates et du processus de fixation d'azote par les organismes fixateurs.

Pour simplifier la formulation de la dégradation de la matière organique dans des conditions oxiques/anoxiques et garantir la conservation de la masse, ils supposent que la fraction de la matière organique qui sédimente n'est pas complètement reminéralisée dans la colonne d'eau et est instantanément dégradée dans la couche d'eau de fond, lorsque celle-ci atteint les sédiments. La dégradation par les processus de reminéralisation oxique et de dénitrification est contrôlée par les flux de matière organique particulaire (phytoplancton et détritus) notés  $Flux_{sed}$  à l'interface avec le sédiment :

$$Flux_{sed} = W_{PL}.[P_L] + W_{DS}.[D_S] + W_{DL}.[D_L]$$
(A.60)

D'après les conventions de signe du modèle BioEBUS, le flux vertical de matière organique est négatif lorsqu'il sédimente vers le fond de l'océan. On obtient les formulations suivantes :

$$\frac{\partial NH_4}{\partial t}_{z=\text{fond}} = -Flux_{sed} \tag{A.61}$$

$$\frac{\partial O_2}{\partial t}_{z=\text{fond}} = Flux_{sed} * ro2n * exp(Ktox * T) * Fox$$
(A.62)

$$\frac{\partial NO_2}{\partial t}_{z=\text{fond}} = -Flux_{sed} * (K_{NO3 \ NO2} * Fdnox * Fdn_{NO3} - K_{NO2 \ N20} * Fdnox * Fdn_{NO1} A.63)$$
  
$$\frac{\partial NO_3}{\partial t}_{z=\text{fond}} = Flux_{sed} * K_{NO3 \ NO2} * Fdnox * Fdn_{NO3}$$
(A.64)

Les termes ro2n, Ktox, T,  $K_{NO2 \ N2O}$  et  $K_{NO3 \ NO2}$  représentent le rapport O2:N [Anderson and Sarmiento, 1994], le paramètre de température, la température et les deux taux de dénitrification, respectivement (tableau A.1). De même que les processus de reminéralisation dans la colonne d'eau, les conditions à l'interface eau-sédiment dépendent des termes *Fox*, *Fdnox*, *FdnNO3* et *FdnNO2* pour la dégradation en conditions oxiques et anoxiques (cf. section A.3 pour la formulation des termes).

## A.4.2 Implémentation d'un cycle simplifié du sulfure dans BioEBUS

Deux nouvelles équations ont été ajoutées dans BioEBUS pour prendre en compte une partie du cycle du sulfure et quantifier les concentrations océaniques et les émissions vers l'atmosphère en H<sub>2</sub>S. Les émanations de H<sub>2</sub>S peuvent être détectées depuis l'espace via la présence de soufre élémentaire S<sub>0</sub> à la surface de l'océan [Ohde et al., 2011, 2007]. De fait, nous avons également ajouté une équation pour le S<sub>0</sub> afin d'utiliser, à terme, cette information satellite. Par choix, nous n'avons pas introduit d'autres éléments chimiques présents dans le cycle du sulfure dans le modèle pour limiter le nombre de variables à modéliser.

#### Description des nouveaux termes Sources-Moins-Puits

La formulation des termes SMS pour chaque traceur biogéochimique, ainsi que leurs paramètres associés (tableau A.1) sont présentés en annexe A.3. Dans cette partie nous ne présenterons que les équations qui ont été modifiées et ajoutées. Chaque terme ajouté ou modifié dans les bilans est explicité en gras :

$$SMS(D_S) = (1 - f1_{Z_S}) \cdot (G_{Z_S}^{P_S} + G_{Z_S}^{P_L}) \cdot [Z_S] + \mu_{P_S} \cdot [P_S] + \mu_{P_L} \cdot [P_L] + \mu_{Z_S} \cdot [Z_S]^2 - \mu_{D_S} \cdot [D_S] - \text{remD}_S - \mu_{D_S} \cdot [D_S]$$

$$SMS(D_L) = (1 - f \mathbf{1}_{Z_L}) \cdot (G_{Z_L}^{P_S} + G_{Z_L}^{P_L} + G_{Z_L}^{Z_S}) \cdot [Z_L] + \mu_{Z_L} \cdot [Z_L]^2 + \mu_{D_L} \cdot [D_L] + \mathbf{remD}_L - w_{D_L} \cdot [D_L]$$

 $SMS(DON) = \varepsilon_{P_{S}} J_{P_{S}}(PAR, T, N) \cdot [P_{S}] + \varepsilon_{P_{L}} J_{P_{L}}(PAR, T, N) \cdot [P_{L}] + f_{Z_{S}}^{2} \cdot \gamma_{Z_{S}} \cdot [Z_{S}] + f_{Z_{L}}^{2} \cdot \gamma_{Z_{L}} \cdot [Z_{L}] + \mu_{D_{S}} \cdot [D_{S}] + \mu_{D_{L}} \cdot [D_{L}] - \mathbf{remDON}$ 

$$SMS(NO_{3}^{-}) = -aJ_{P_{S}}(PAR, T) \cdot f_{P_{S}}'(NO_{3}^{-}, NO_{2}^{-}) \cdot [P_{S}] + aJ_{P_{L}}(PAR, T) \cdot f_{P_{L}}'(NO_{3}^{-}, NO_{2}^{-}) \cdot [P_{L}] \cdot \frac{[NO_{3}^{-}]}{[NO_{3}^{-}] + [NO_{2}^{-}]} + Nitrif2 - Denitr1 - hs_NO_{3}$$

 $SMS(NO_{2}^{-}) = -aJ_{P_{S}}(PAR, T) \cdot f_{P_{S}}'(NO_{3}^{-}, NO_{2}^{-}) \cdot [P_{S}] + aJ_{P_{L}}(PAR, T) \cdot f_{P_{L}}'(NO_{3}^{-}, NO_{2}^{-}) \cdot [P_{L}] \cdot \frac{[NO_{2}^{-}]}{[NO_{3}^{-}] + [NO_{2}^{-}]} + Nitrif1 - Nitrif2 + Denitr1 - Denitr2 - Anammox + hs_NO_{3} - hs_NO_{2}$ 

 $SMS(NH_4^+) = -aJ_{P_S}(PAR, T) \cdot f_{P_S}"(NH_4^+) \cdot [P_S] + aJ_{P_L}(PAR, T) \cdot f_{P_L}"(NH_4^+) \cdot [P_L] + (1 - f_Z^2 \cdot \gamma_{ZS} \cdot [Z_S] + (1 - f_Z^2 \cdot \gamma_{ZL} \cdot [Z_L] - Nitrif 1 + \text{remD}_S + \text{remD}_L + \text{remDON} - Anammox$ 

 $SMS(O_2) = R_{O_2/N} \cdot (JP_S(PAR, T) \cdot f_{P_S}"(NH_4^+) \cdot [P_S] + J_{P_L}(PAR, T) \cdot f_{P_L}"(NH_4^+) \cdot [P_L] - DcDON(O_2) - DcD_S(O_2) - DcD_L(O_2) - (1 - f_Z^2 S \cdot \gamma_{ZS} \cdot [Z_S] + (1 - f_Z^2 L \cdot \gamma_{ZL} \cdot [Z_L]) - 1.5 \cdot Nitrif 1 - 0.5 Nitrif 2 - 0.5 \cdot hs_ox - (3/2) \cdot s_ox + FluxOA(O_2)$ 

### $SMS(H_2S) = SulRed - hs_ox - hs_NO_3 - hs_NO_2 + 0.5Disprop + FluxOA(H_2S)$

#### $SMS(S_0) = + hs_ox - s0_ox - Disprop$

Tous les paramètres associés à ces réactions sont présentés dans le tableau A.2.

Tabl	leau A.2:	Valeurs	des paramètres	associés au cyc	le simplifié de	es sulfures a	ajoutés modèle	BioEBUS
------	-----------	---------	----------------	-----------------	-----------------	---------------	----------------	---------

Parameter	Symbol	Units	Value	References		
	Hydrogen Sulphide					
Rate of sulfate reduction with sulfate and thiosulfate	K <sub>srd</sub>	d <sup>1</sup>	1.2	Yakushev et al. [2007]		
Oxygen parameter for sulfate	$O_2 sr$	mmolO $_2$ m $^3$	25	Adjusted		
Nitrates parameter for sulfate	N03sr	mmolN.m <sup>-3</sup>	0.5	Adjusted		
Stoechiometry of H <sub>2</sub> S/N ratio	$R_{sn}$		53/16	Azhar et al. [2014]		
Rate of oxydation of H <sub>2</sub> S with oxygen	K <sub>hs_ox</sub>	$d^{-1}$	0.2	Yakushev et al. [2007]		
Rate of oxydation of S <sub>0</sub> with oxygen	$K_{so_ox}$	$d^{-1}$	4.0	Yakushev et al. [2007]		
Ratio Elemental sulfur disproportionation	Kdisp	d <sup>1</sup>	0.01	Yakushev et al. [2007]		
Oxydation of hydrogen sulfide by nitrate and nitrite (Thiodenitrification)	$K_T$	mmolN.d <sup>1</sup>	0.8	Yakushev et al. [2007]		
Dry mole fraction of atmospheric H <sub>2</sub> S	$H_2S_atm$	ppb	600	Wilke and Chang, [1955]		

#### Formulation des termes SMS modifiés et ajoutés

Les équations de la décomposition de la matière organique dissoute et particulaire (*DON* et *Det* (pour la somme de  $D_S$  et  $D_L$ ), respectivement) sont formulées suivant la paramétrisation de Yakushev et al. [2007] :

$$remDet = DcDet(O_2) + DcDet(NO_3) + DcDet(SO_4)$$
(A.65)

Où  $DcDet(O_2)$  et  $DcDet(NO_3)$  correspondent aux processus de dégradation de Det dans des conditions oxiques (ou ammonification) et anoxiques (dénitrification). Les équations de BioEBUS associées à ces processus sont présentées en annexe A.3.

 $DcDet(SO_4)$  correspond à la décomposition des détritus (*Det*) lorsque que les concentrations en nitrates et en oxygène sont épuisées (réduction des sulfates) :

$$(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 53H_2SO_4 \rightarrow 106CO_2 + 53H_2S + 106H_2O + 16NH_3 + H_3PO_4 \quad (A.66)$$

La consommation relative des  $SO_4^{2-}$  et des  $S_2O_3^{-}$  en deux étapes a été introduite dans Yakushev et al. [2007]. Cependant, comme dans Azhar et al. [2014], nous avons décidé, pour simplifier, de considérer la somme des deux étapes. Yakushev et al. [2007] considère la décomposition de la matière organique

particulaire et dissoute par le processus de réduction des sulfates comme :

$$DcDet(SO_4) = R_{sn} * (SulRed(DON) + SulRed(D_S) + SulRed(D_L))$$
(A.67)

$$SulRed(Det) = K_{srd} * Fsox * Fsns * [SO4].[Det]$$
(A.68)

Avec :

$$Fsox = \begin{cases} 0 \quad \text{pour}[O_2] > O_2 sr \\ 1 \quad \text{pour}[O_2] \le O_2 sr \end{cases}$$
(A.69)

$$Fsns = \begin{cases} 0 \quad \text{pour}[NO_3^-] + [NO_2^-] > NO_3 sr \\ 1 \quad \text{pour}[NO_3^-] + [NO_2^-] \le NO_3 sr \end{cases}$$
(A.70)

Comme les sulfates ne sont pas pris en compte dans BioEBUS, ils sont paramétrés selon la réaction de réduction des sulfates :

$$[SO_4] = R_{sn} [NH_4] \tag{A.71}$$

En présence d'oxygène, le sulfure d'hydrogène s'oxyde comme :

$$H_2S + 2O_2 \to 2H^+ + SO_4^{2-}$$
 (A.72)

Cette équation peut être séparée en deux étapes de façon à prendre en compte les variations de  $S_O$ , observables par satellite. Les réactions de production et de consommation de  $S_0$  sont les suivantes :

$$H_2S + O_2 \to 2S_0 + 2H_2O$$
 (A.73)

$$2S_0 + O_2 + H_2O \to S_2SO_3 + 2H^+ \tag{A.74}$$

$$S_2SO_3 + 2O_2 + 2HO^- \to 2SO_4^{2-} + H_2O$$
 (A.75)

Les deux réactions chimiques peuvent être résumées comme :

$$2S_0 + 3O_2 + 2HO^- \to 2SO_4^{2-} + 2H^+$$
 (A.76)

Une formulation de ces équations a été proposée par Yakushev et al. [2007] :

$$hs_{ox} = K_{hs \ ox} [H_2S].[O_2]$$
 (A.77)

$$s_{0}ox = K_{s_{0}ox}[S_{0}][O_{2}]$$
 (A.78)

En présence d'oxygène, le processus de disproportionation permet la transformation de  $S_0$  en  $H_2S$  et  $SO_4^{2-}$  selon la réaction suivante :

$$4S_0 + 3H_2O \to 2H_2S + S_2O_3^{2-} + 2H^+ \tag{A.79}$$

Soit :

$$Disprop = K disp.S_0 \tag{A.80}$$

A faible teneur en oxygène, l' $H_2S$  est oxydé en deux étapes par les nitrates et les nitrites (Thiodenitrification) comme suit :

$$H_2S + 8NO_3 \rightarrow 8NO_2 + 4H^+ + 2SO_4^{2-}$$
 (A.81)

$$H_2S + 8NO_2 + 2H^+ \to 4N_2 + 4H^+ + 3SO_4^{2-} + 4H_2O$$
(A.82)

Les équations d'oxydation découlent également de Yakushev et al. [2007] :

$$hs_NO_3 = K_T * [H_2S] * [NO_3]$$
 (A.83)

$$hs_NO_2 = K_T \cdot [H_2S] * [NO_2]$$
 (A.84)

#### Conditions aux limites pour les sulfures

Comme pour l'oxygène, les nitrates, les nitrites et l'ammonium, nous avons défini une paramétrisation des flux à l'interface eau-sédiment pour l' $H_2S$ :

$$\frac{\partial H_2 S}{\partial t}_{z=\text{fond}} = Flux_{sed} * (Rs_n * k_s 4_r d * Fsox * Fsnx * [SO_4])$$
(A.85)

Avec,

$$SO_4 = R_{sn} [NH_4] \tag{A.86}$$

Cette réaction n'a lieu que lorsque les conditions en oxygène, en nitrates et en nitrites sont extrêmement faibles.

#### Flux à l'interface océan-atmosphère

La formulation des échanges de gaz de sulfure d'hydrogène à l'interface océan-atmosphère est issue de l'équation de Wanninkhof [1992] :

$$FluxOA(H_2S) = KwH_2S.([H_2S]eq - [H_2S])$$
(A.87)

Avec Kw $H_2$ S la vitesse de transfert (ou vitesse de piston, en m.j<sup>-1</sup>) du gaz. Cette vitesse dépend de la vitesse moyenne du vent (u; m.s<sup>-1</sup>), et du nombre de Schmidt (*Sc*; sans unité) pour H<sub>2</sub>S pris égal à 600 [Wilke and Chang, 1955] pour une première approximation.

$$KwH_2S = 0.31.u^2.sqrt(Sc/660)$$
(A.88)

 $[H_2S]eq$  correspond à la concentration de  $H_2S$  (en mmolH<sub>2</sub>S.m<sup>-3</sup>) en équilibre avec la concentration de  $H_2S$  dans l'air humide, à une pression totale de 1 atm [Weiss and Price, 1980] :

$$[H_2S]eq = H_2S_{eq}.\rho H_2S.P0.10^{-3}$$
(A.89)

$$\begin{split} H_2S_{eq} = exp^{-165.8806+222.8743.100/(273.15+T)+92.0762.\log(273.15+T)/100-1.48425+((273.15+T)/100)^2} \\ + S.(-0.056235+0.031619.(273.15+T)/100-0.004847.((273.15+T)/100)^2) \end{split}$$

(A.90)

## A.5 **Présentation des données**

Cette annexe présente l'ensemble des données que nous avons utilisées pour forcer le modèle couplé physique - biogéochimique et pour valider les simulations numériques développées.

## A.5.1 Données satellites

**Données de vent QuikSCAT** (Quik SCAtterometer Satellite) : La circulation atmosphérique (tension de vent) forcée dans notre configuration est issue des données journalières des composantes méridiennes et zonales du vent et de la tension de vent à 10m au-dessus de l'océan fournies par le satellite de la NASA QuikSCAT [Liu et al., 1998]. Des cartes globales de ces données sont fournies par le centre français ERS d'archivage et de traitement (Ifremer/CERSAT) (*http://cersat.ifremer.fr*). Ces données sont disponibles pour une période allant d'août 1999 à août 2009 sur une grille de résolution  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ . Les données sont masquées sur les 25 premiers kilomètres à la côte ("blind zone").

**Données d'anomalies de la surface de la mer AVISO** : Pour évaluer les anomalies de SLA nous avons utilisé le produit grillé AVISO<sup>9</sup>, fourni par les données combinées de l'Ocean Topography Experiment TOPEX/Poseidon/Jason et du satellite européen ERS-1/2 (European Remote Sensing Satellite). Les données journalières sont disponibles sur une grille Mercator au 1/4° [Ducet et al., 2000; Le Traon et al., 1998].

**Données de température de surface TMI** : La température de surface de l'océan (SST) est issue des données TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) [Kummerow et al., 2000] Microwave Imager (TMI) fournies par les systèmes de télédétection RSS (Remote Sensing Systems; www.remss.com). Nous avons utilisé le produit journalier de la température de surface TMI-OI<sup>10</sup> de résolution  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ . Les estimations de SST sont basées sur les émissions à 10,7 GHz lesquelles se diffusent très peu au contact de la couverture nuageuse, des aérosols ou encore de la vapeur d'eau atmosphérique [Wentz et al., 2000]. Autre aspect particulier : l'aliasing<sup>11</sup> associé au cycle diurne du satellite TRMM a été corrigé par un modèle empirique simple du réchauffement diurne [Gentemann et al., 2003] et par l'extension de la blind zone sur les 50 premiers kilomètres depuis la côte [Gentemann et al., 2010]. En dépit de ces limitations, ces données sont adaptées à l'étude de la dynamique des systèmes d'upwelling de bord Est (Benguela [Goubanova et al., 2013] et Humboldt [Illig et al., 2014]).

**Données de chlorophylle SeaWifs** : Les concentrations de surface en chlorophylle sont fournies par le capteur SeaWIFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) [O'Reilly and et al., 2000]. Les données ont été traitées par la NASA (NASA Goddard Space Flight Center) et distribuées par le Distributed Active Archive Center (DAAC; *http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS*) [McClain et al., 1998]. Les données mensuelles de résolution  $0.0879^{\circ} \times 0.0879^{\circ}$  sont interpolées linéairement sur une résolution à  $1/12^{\circ}$  pour leurs comparaisons avec les concentrations en chlorophylle simulées.

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup>de l'anglais Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup>Optimally Interpolated

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup>crénelage ou effet d'escalier

### A.5.2 Données issues des réanalyses

**Réanalyse atmosphérique NCEP-CFSR** (National Center of Environmental Prediction-Climate Forecast System Reanalysis) : Le forçage de surface de notre configuration est issu des données journalières d'humidité spécifique, de température de l'air à 2 mètres, de vitesse du vent à 10 mètres, de flux de chaleur infrarouge, de flux de chaleur solaire, de précipitation, de salinité de surface du produit NCEP-CFSR [Saha et al., 2010]. La réanalyse NCEP-CFSR est issue d'un système couplé (océan, atmosphère, terre et glace) avec assimilation de données d'observation de SST, température et salinité (profiles MBT, XBT, CTD, Argo et TAO) [Carton et al., 2000; Carton and Giese, 2008; Carton et al., 2005]. Les champs de la réanalyse CFSR sont disponibles sur une période de 31 ans qui s'étend de 1979 à 2009 avec une résolution horizontale de  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  pour des résolutions temporelles différentes allant du mois à l'heure.

**Réanalyse atmosphérique ERA-INTERIM**<sup>12</sup> - **DFS5.2** (DRAKKAR Forcing version 5.2) : ERAinterim - DFS5.2 est la dernière réanalyse développée par ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) [Dee et al., 2011]. La réanalyse ERA-INTERIM - DFS5.2 fournit les champs atmosphériques de surface requis pour forcer le modèle ROMS sur une période de 1979 à 2015. Si l'on compare ce produit aux réanalyses précédentes, ERA-INTERIM - DFS5.2 a l'avantage d'avoir une résolution horizontale et temporelle plus fine (0.7° et 3 heures respectivement) et résout donc le cycle diurne.

**Réanalyse océanique SODA** (Simple Ocean Data Assimilation) : Les sorties de la réanalyse SODA (version 2.1.6) sont utilisées pour les conditions initiales et aux limites physiques de notre configuration régionale. SODA fournit un ensemble de données sur l'état de l'océan moyennées à 5 jours et d'une résolution horizontale de  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  sur 40 niveaux verticaux espacés de 10m près de la surface. SODA assimile par interpolation optimale (implémentation *Los Alamos* du modèle POP<sup>13</sup>) des données de toutes les stations hydrographiques disponibles (profils de température et la salinité du World Ocean Atlas-01 - MBT, XBT, CTD - ainsi que d'autres données hydrographiques : SST, altimétrie et du niveau de la mer). La réanalyse est forcée par des vents de surface journaliers issus des réanalyses ERA-40 et ERA-Interim (European Center for Medium-Range Weather Forecasts). Ces données sont disponibles sur le site web *http://www.atmos.umd.edu/ ocean/data.html*.

## A.5.3 Données in-situ

**Données CARS2009** (CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation) Atlas of Regional Seas 2009) : Le produit CARS 2009 fournit des climatologies mensuelles de la température, salinité, densité, MLD et des concentrations en nitrates et oxygène. Ces données ont une résolution horizontale de  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  sur 79 niveaux verticaux. Les données CARS regroupent toutes les données océaniques existantes depuis les 50 dernières années (bouées Argo, WOD20052, WOCE3

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup>European Reanalysis Interim

<sup>&</sup>lt;sup>13</sup>Parallel Ocean Program

Global Hydrographic Program, CTD et archives d'hydrologie du CMAR4, données hydrographiques du NIWA5, et données hydrographiques du CRC6 pour l'Océan Sud et l'Antarctique) à partir d'un schéma d'interpolation loess de façon à optimiser la résolution dans les zones avec beaucoup de données [Dunn and Ridgway, 2002; Ridgway et al., 2002]. Les données sont disponibles sur le site web *www.cmar.csiro.au/cars.* 

**Données** *in-situ* : Plusieurs mesures *in-situ* de la température, salinité, des concentrations en oxygène, en nitrates et en protoxyde d'azote (N<sub>2</sub>O) ont été utilisées pour la comparaison modèle/données. Les données ont été collectées au cours de plusieurs campagnes en mer (la localisation de ces campagnes est illustrée sur la **figure A.9**) :

La campagne AMT 6 (Atlantic Meridional Transect) réalisée en mai 1998 le long de la côte africaine de 21°S à 27°S [Aiken, 1998; Aiken and Bale, 2000; Aiken et al., 2000].

Les expéditions METEOR M57/2 en février 2003 au large de la Namibie (entre  $23^{\circ}S$  et  $27^{\circ}S$ ) [Kuypers et al., 2005; Zabel and et al, 2003].

L'expédition AHAB1 of R/V Alexander von Humboldt en janvier 2004 [Lavik et al., 2009] le long des côtes namibienne dans l'upwelling du Benguela. Plusieurs sections à différentes latitudes (de 23°S à 27°S) ont été réalisées.

L'expédition Galathea en octobre 2006 dans l'upwelling du Benguela où des mesures ont été effectuées à différentes stations et selon une section verticale (système triaxus ondulant verticalement et latéralement à l'arrière du navire).

Un mouillage situé au niveau du plateau continental à Walvis Bay (23°S) en place entre 1994 et 2004 fournit des mesures continus de la température, la salinité et les concentrations en oxygène [Monteiro and van der Plas, 2006].

La campagne FRS Africana a été réalisée dans le cadre du projet allemand GENUS (Geochemistry and Ecology of the Namibian Upwelling System) en décembre 2009 au large de Walvis Bay  $(23^{\circ}S)$ . Cette campagne avait pour but de mesurer les concentrations de N<sub>2</sub>O.

Les résultats de la campagne CoFeMUG ont également été utilisés pour évaluer les capacités du modèle couplé à simuler les concentrations en N<sub>2</sub>O. Cette campagne a été réalisée pendant une période d'upwelling intense du 16 novembre au 13 décembre 2007 [Noble et al., 2012]. La localisation des points de mesure est illustrée sur la **figure A.10** 

**Données de topographie GEBCO** (General Bathymetric Chart of the Oceans) : La General Bathymetric Chart of the Oceans, ou GEBCO, est une base de données d'élévation du fond des océans (bathymétrie). Elle est disponible gratuitement à *http://www.gebco.net*. Pour la grille de notre modèle, nous avons utilisé le produit GEBCO 08, une grille bathymétrique globale de résolution 30 arcsecondes. Ce produit est une combinaison entre les mesures de sondages hydrographiques réalisées en mer et des points de sondage guidés par des données gravimétriques satellitaires.



**Figure A.9:** Localisation des stations et des sections des campagnes utilisées pour évaluer les performances de la simulation de référence : l'expédition Galathea en octobre 2006 (trait violé), l'expédition METEOR M57/2 en février 2003 (carré rouge), l'expédition AHAB1 en janvier 2004 (losange vert), la campagne AMT 6 en mai 1998 (rond bleu clair), le mouillage à Walvis Bay entre 1994 et 2004 (étoile noire), une section pour estimer l'abondance de copépodes entre 2000 et 2007 (trait orange), la campagne FRS Africana en décembre 2009 des mesures de N<sub>2</sub>O (triangle bleu foncé). La bathymétrie (mètres) est indiquée par les traits en pointillés noirs.



**Figure A.10:** Localisation des stations de la campagne CoFeMUG dans l'Atlantique Sud-Est. Les concentrations en N<sub>2</sub>O ont été collectées des stations 5 à 27. ABFZ (Angola-Benguela Frontal Zone) = front Angola-Benguela. Figure issue de Frame et al. [2014].

## BIBLIOGRAPHIE

- Agenbag, J. and Shannon, L. (1987). A preliminary note on a recent perturbation in the Agulhas Current retroflection area. *Trap. Ocean-Atmos. Newsl*, 37:10–11.
- Aiken, J. (1998). Atlantic Meridional Transect, AMT 6 cruise report. Technical report, 14 May to 16 June 1998.
- Aiken, J. and Bale, A. (2000). An introduction to the Atlantic Meridional Transect (AMT) Programme. *Prog. Oceanogr*, 45(3-4):251–256.
- Aiken, J., Rees, N., Hooker, S., Holligan, P., Bale, A., Robins, D., Moore, G., Harris, R., and Pilgrim, D. (2000). The Atlantic Meridional Transect: overview and synthesis of data. *Progress in Oceanography*, 45(3–4):257–312.
- Anderson, J. J., Okubo, A., Robbins, A. S., and Richards, F. A. (1982). A model for nitrate distributions in oceanic oxygen minimum zones. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 29(9):1113–1140.
- Anderson, L. A. and Sarmiento, J. L. (1994). Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Global Biogeochem. Cycles*, 8(1):65–80.
- Arakawa, A. and Lamb, V. (1977). Methods of Computational Physics. Academic Press, 17:174-265.
- Arnault, S. and Cheney, R. E. (1994). Tropical Atlantic sea level variability from Geosat (1985–1989). J. Geophys. Res., 99(C9):18207–18223.
- Aumont, O. (1998). Etude du cycle naturel du carbone dans un modele 3d de l'ocean mondial. PhD thesis, Paris 6.
- Aumont, O. and Bopp, L. (2006). Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. *Global Biogeochem*. *Cycles*, 20(2):GB2017.
- Azhar, M. A., Canfield, D. E., Fennel, K., Thamdrup, B., and Bjerrum, C. J. (2014). A model-based insight into the coupling of nitrogen and sulfur cycles in a coastal upwelling system. J. Geophys. Res. Biogeosci., 119(3):2012JG002271.
- Bachèlery, M.-L., Illig, S., and Dadou, I. (2015). Interannual variability in the South-East Atlantic Ocean, focusing on the Benguela Upwelling System: Remote versus local forcing. J. Geophys. Res. Oceans, 121(1):284–310.
- Backeberg, B. C., Counillon, F., Johannessen, J. A., and Pujol, M.-I. (2014). Assimilating along-track SLA data using the EnOI in an eddy resolving model of the Agulhas system. *Ocean Dynamics*, 64(8):1121–1136.
- Bakun, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. Science, 247(4939):198-201.
- Bakun, A. (2010). Linking climate to population variability in marine ecosystems characterized by non-simple dynamics: Conceptual templates and schematic constructs. *Journal of Marine Systems*, 79(3–4):361–373.
- Bakun, A. and Nelson, C. S. (1991). The Seasonal Cycle of Wind-Stress Curl in Subtropical Eastern Boundary Current Regions. J. Phys. Oceanogr., 21(12):1815–1834.
- Bange, H. W. (2006). New Directions: The importance of oceanic nitrous oxide emissions. *Atmospheric Environment*, 40:198–199.
- Bange, H. W. (2008). Gaseous Nitrogen Compounds (NO, N2o, N2, NH3) in the Ocean. In Nitrogen in the Marine Environment, pages 51–94. Elsevier.
- Barange, M., Field, J. G., Harris, R. P., Hofmann, E. E., Perry, R. I., and Werner, F., editors (2010). *Marine Ecosystems and Global Change*. Oxford University Press.
- Barlow, R., Lamont, T., Mitchell-Innes, B., Louw, D., Kyewalyanga, M., and Sessions, H. (2008). Primary production in the Benguela ecosystem.

- Barlow, R., Lamont, T., Mitchell-Innes, B., Lucas, M., and Thomalla, S. (2009). Primary production in the Benguela ecosystem, 1999–2002. *African Journal of Marine Science*, 31(1):97–101.
- Behrenfeld, M. J. and Falkowski, P. G. (1997). Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.*, 42(1):1–20.
- Belmadani, A., Echevin, V., Dewitte, B., and Colas, F. (2012). Equatorially forced intraseasonal propagations along the Peru-Chile coast and their relation with the nearshore eddy activity in 1992–2000: A modeling study. J. Geophys. Res., 117(C4):C04025.
- Best, D. J. and Roberts, D. E. (1975). Algorithm AS 89: The Upper Tail Probabilities of Spearman's Rho. Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics), 24(3):377–379.
- Bianchi, D., Dunne, J. P., Sarmiento, J. L., and Galbraith, E. D. (2012). Data-based estimates of suboxia, denitrification, and N20 production in the ocean and their sensitivities to dissolved O2. *Global Biogeochem. Cycles*, 26(2):GB2009.
- Binet, D., Gobert, B., and Maloueki, L. (2001). El Niño-like warm events in the Eastern Atlantic (6n, 20s) and fish availability from Congo to Angola (1964–1999). Aquatic Living Resources, 14(2):99–113.
- Boebel, O., Duncombe Rae, C., Garzoli, S., Lutjeharms, J., Richardson, P., Rossby, T., Schmid, C., and Zenk, W. (1998). Float experiment studies interocean exchanges at the tip of Africa. *Eos Trans. AGU*, 79(1):1–8.
- Bourles, B., Lumpkin, R., McPhaden, M., Hernandez, F., Nobre, P., Campos, E., and Servain, J. (2008). THE PIRATA PROGRAM. Bulletin of the American Meteorological Society, 89(8):1111–1125.
- Boyd, A. and Agenbag, J. (1985). Seasonal trends in the longshore distribution of surface temperatures off South-western Africa 18–34s, and their relation to subsurface conditions and currents in the area 21–24s. In *International Symposium* on the Most Important Upwelling Areas off Western Africa (Cape Blanco and Benguela), volume 1, pages 119–148. Bas, C., Margalef, R., Rubiés, P., Barcelona, instituto de investigaciones pesqueras edition.
- Boyd, A. J., Salat, J., and Masó, M. (1987). The seasonal intrusion of relatively saline water on the shelf off northern and central Namibia. *South African Journal of Marine Science*, 5(1):107–120.
- Boyd, C. M., Smith, S. L., and Cowles, T. J. (1980). Grazing patterns of copepods in the upwelling system off Peru. *Limnol. Oceanogr.*, 25(4):583–596.
- Boyer, D. C., Boyer, H. J., Fossen, I., and Kreiner, A. (2000). 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(0):67–84.
- Boyer, D. C., Boyer, H. J., Fossen, I., and Kreiner, A. (2001). Changes in abundance of the northern Benguela sardine stock during the decade 1990–2000, with comments on the relative importance of fishing and the environment. *South African Journal of Marine Science*, 23(1):67–84.
- Brandes, J. A., Devol, A. H., and Deutsch, C. (2007). New developments in the marine nitrogen cycle. *Chem. Rev.*, 107(2):577–589. WOS:000244206600012.
- Brink, K. H. (1982). A Comparison of Long Coastal Trapped Wave Theory with Observations off Peru. *Journal of Physical Oceanography*, 12:897–913.
- Brink, K. H. (1989). Energy Conservation in Coastal-Trapped Wave Calculations. J. Phys. Oceanogr., 19(7):1011–1016.
- Brink, K. H. and Chapman, D. C. (1987). Program for computing properties of coastal-trapped waves and wind-driven motions over the continental shelf and slope. *Woods Hole Oceanographic Institution*, (122).
- Brink, K. H., Halpern, D., Huyer, A., and Smith, R. L. (1983). The physical environment of the Peruvian upwelling system. *Progress in Oceanography*, 12(3):285–305.

- Brodeau, L., Barnier, B., Treguier, A.-M., Penduff, T., and Gulev, S. (2010). An ERA40-based atmospheric forcing for global ocean circulation models. *Ocean Modelling*, 31(3–4):88–104.
- Brown, P. C., Painting, S. J., and Cochrane, K. L. (1991). Estimates of phytoplankton and bacterial biomass and production in the northern and southern Benguela ecosystems. *South African Journal of Marine Science*, 11(1):537–564.
- Cambon, G. (2008). *Etude numérique de la mer d'Iroise : dynamique, variabilité du front d'Ouessant et évaluation des échanges cross-frontaux.* phdthesis, Université de Bretagne occidentale Brest.
- Campillo-Campbell, C. and Gordoa, A. (2004). Physical and biological variability in the Namibian upwelling system: October 1997–October 2001. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(1–3):147–158.
- Caperon, J. and Meyer, J. (1972). Nitrogen-limited growth of marine phytoplankton—II. Uptake kinetics and their role in nutrient limited growth of phytoplankton. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 19(9):619–632.
- Carlson, C. A. and Ducklow, H. W. (1995). Dissolved organic carbon in the upper ocean of the central equatorial Pacific Ocean, 1992: Daily and finescale vertical variations. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 42(2):639–656.
- Carr, M.-E. (2002). Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(1–3):59–80.
- Carr, M.-E. and Kearns, E. J. (2003). Production regimes in four Eastern Boundary Current systems. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 50(22–26):3199–3221.
- Carton, J. A., Chepurin, G., Cao, X., and Giese, B. (2000). A Simple Ocean Data Assimilation Analysis of the Global Upper Ocean 1950–95. Part I: Methodology. *J. Phys. Oceanogr.*, 30(2):294–309.
- Carton, J. A. and Giese, B. S. (2008). A Reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Mon. Wea. Rev.*, 136(8):2999–3017.
- Carton, J. A., Giese, B. S., and Grodsky, S. A. (2005). Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis. J. Geophys. Res., 110(C9):C09006.
- Chan, F., Barth, J. A., Lubchenco, J., Kirincich, A., Weeks, H., Peterson, W. T., and Menge, B. A. (2008). Emergence of Anoxia in the California Current Large Marine Ecosystem. *Science*, 319(5865):920–920.
- Chang, P., Ji, L., Wang, B., and Li, T. (1995). Interactions between the Seasonal Cycle and El Niño-Southern Oscillation in an Intermediate Coupled Ocean-Atmosphere Model. J. Atmos. Sci., 52(13):2353–2372.
- Chapman, D. C. (1987). Application of wind-forced, long, coastal-trapped wave theory along the California coast. J. *Geophys. Res.*, 92(C2):1798–1816.
- Chapman, D. C. and Malanotte-Rizzoli, P. (1989). Wave Motions in the Ocean.
- Charria, G., Dadou, I., Llido, J., Drévillon, M., and Garçon, V. (2008). Importance of dissolved organic nitrogen in the north Atlantic Ocean in sustaining primary production: a 3-D modelling approach. *Biogeosciences*, 5(5):1437–1455.
- Chavez, F. P. and Messié, M. (2009). A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. *Progress in Oceanog-raphy*, 83(1–4):80–96.
- Chelton, D. B., deSzoeke, R. A., Schlax, M. G., El Naggar, K., and Siwertz, N. (1998). Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation. J. Phys. Oceanogr., 28(3):433–460.
- Chust, G., Allen, J. I., Bopp, L., Schrum, C., Holt, J., Tsiaras, K., Zavatarelli, M., Chifflet, M., Cannaby, H., Dadou, I., Daewel, U., Wakelin, S. L., Machu, E., Pushpadas, D., Butenschon, M., Artioli, Y., Petihakis, G., Smith, C., Garçon, V., Goubanova, K., Le Vu, B., Fach, B. A., Salihoglu, B., Clementi, E., and Irigoien, X. (2014). Biomass changes and trophic amplification of plankton in a warmer ocean. *Glob Change Biol*, 20(7):2124–2139.

Clarke, A. J. and Shi, C. (1991). Critical frequencies at ocean boundaries. J. Geophys. Res., 96(C6):10731–10738.

- Condie, S. A. and Dunn, J. R. (2006). Seasonal characteristics of the surface mixed layer in the Australasian region: implications for primary production regimes and biogeography. *Mar. Freshwater Res.*, 57(6):569–590.
- Cornejo, M. and Farías, L. (2012). Following the N2o consumption in the oxygen minimum zone of the eastern South Pacific. *Biogeosciences*, 9(8):3205–3212.
- Cury, P. and Shannon, L. (2004). Regime shifts in upwelling ecosystems: observed changes and possible mechanisms in the northern and southern Benguela. *Progress in Oceanography*, 60(2–4):223–243.
- Dadou, I., Evans, G., and Garçon, V. (2004). Using JGOFS in situ and ocean color data to compare biogeochemical models and estimate their parameters in the subtropical North Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research*, 62(4):565–594.
- Dadou, I., Garçon, V., Andersen, V., Flierl, G. R., and Davis, C. S. (1996). Impact of the North Equatorial Current meandering on a pelagic ecosystem: A modeling approach. *Journal of Marine Research*, 54(2):311–342.
- Dadou, I., Garçon, V., Goubanova, K., Le Vu, B., Machu, E., and Shin, Y. (2013). D3.4 Synthesis report for Climate Simulations, Part 9: Benguela. Technical report.
- Dadou, I., Lamy, F., Rabouille, C., Ruiz-Pino, D., Andersen, V., Bianchi, M., and Garçon, V. (2001). An integrated biological pump model from the euphotic zone to the sediment: a 1-D application in the Northeast tropical Atlantic. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 48(10):2345–2381.
- Davidson, E. A., Ishida, F. Y., and Nepstad, D. C. (2004). Effects of an experimental drought on soil emissions of carbon dioxide, methane, nitrous oxide, and nitric oxide in a moist tropical forest. *Global Change Biology*, 10(5):718–730.
- Davidson, E. A., Nepstad, D. C., Ishida, F. Y., and Brando, P. M. (2008). Effects of an experimental drought and recovery on soil emissions of carbon dioxide, methane, nitrous oxide, and nitric oxide in a moist tropical forest. *Global Change Biology*, 14(11):2582–2590.
- Debreu, L., Vouland, C., and Blayo, E. (2008). AGRIF: Adaptive grid refinement in Fortran. *Computers & Geosciences*, 34(1):8–13.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137(656):553–597.
- Demarcq, H. (2009). Trends in primary production, sea surface temperature and wind in upwelling systems (1998-2007). *Progress in Oceanography*, 83(1-4):376–385.
- Demarcq, H., Barlow, R., and Hutchings, L. (2007). Application of a chlorophyll index derived from satellite data to investigate the variability of phytoplankton in the Benguela ecosystem. *African Journal of Marine Science*, 29(2):271–282.
- Demarcq, H., Barlow, R. G., and Shillington, F. A. (2003). Climatology and Variability of Sea Surface Temperature and Surface Chlorophyll in the Benguela and Agulhas Ecosystems As Observed by Satellite Imagery. *African Journal of Marine Science*, 25(1):363–372.
- Denman (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, volume Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY.

- Desbiolles, F., Bentamy, A., Blanke, B., Roy, C., Mestas-Nunez, A., Grodsky, S., Herbette, S., Cambon, G., and Maes, C. (2016). Two Decades [1992-2012] of Surface Wind Analyses based on Satellite Scatterometer Observations. *Journal of Marine System*, Submitted.
- Desbiolles, F., Blanke, B., and Bentamy, A. (2014). Short-term upwelling events at the western African coast related to synoptic atmospheric structures as derived from satellite observations. *J. Geophys. Res. Oceans*, 119(1):461–483.
- Dewitte, B., Purca, S., Illig, S., Renault, L., and Giese, B. S. (2008a). Low-Frequency Modulation of Intraseasonal Equatorial Kelvin Wave Activity in the Pacific from SODA: 1958-2001. *Journal of Climate*, 21(22):6060–6069. 0894-8755.
- Dewitte, B., Ramos, M., Echevin, V., Pizarro, O., and duPenhoat, Y. (2008b). Vertical structure variability in a seasonal simulation of a medium-resolution regional model of the Eastern South Pacific. *Progress in Oceanography*, 79(2–4):120–137.
- Dewitte, B., Reverdin, G., and Maes, C. (1999). Vertical Structure of an OGCM Simulation of the Equatorial Pacific Ocean in 1985–94. J. Phys. Oceanogr., 29(7):1542–1570.
- Dewitte, B., Vazquez-Cuervo, J., Goubanova, K., Illig, S., Takahashi, K., Cambon, G., Purca, S., Correa, D., Gutierrez, D., Sifeddine, A., and Ortlieb, L. (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*, 77–80:143–156.
- Dickey, T. D., Manov, D. V., Weller, R. A., and Siegel, D. A. (1994). Determination of Longwave Heat Flux at the Air-Sea Interface Using Measurements from Buoy Platforms. J. Atmos. Oceanic Technol., 11(4):1057–1078.
- Ducet, N., Le Traon, P. Y., and Reverdin, G. (2000). Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. J. Geophys. Res., 105(C8):19477–19498.
- Duncombe-Rae, C. (2005). A demonstration of the hydrographic partition of the Benguela upwelling ecosystem at 26.4s. *South African Journal of Marine Science*, 27(3):617–628.
- Dunn, J. R. and Ridgway, K. R. (2002). Mapping ocean properties in regions of complex topography. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(3):591–604.
- Dussin, R., Barnie, B., and Brodeau, L. (2014). The making of Drakkar forcing set DFS5. Technical report.
- Echevin, V., Albert, A., Levy, M., Graco, M., Aumont, O., Pietri, A., and Garric, G. (2014). Intraseasonal variability of nearshore productivity in the Northern Humboldt Current System : The role of coastal trapped waves. *Continental Shelf Research*, 73:14–30.
- Echevin, V., Colas, F., Chaigneau, A., and Penven, P. (2011). Sensitivity of the Northern Humboldt Current System nearshore modeled circulation to initial and boundary conditions. *J. Geophys. Res.*, 116(C7):C07002.
- Edwards, K. A., Rogerson, A. M., Winant, C. D., and Rogers, D. P. (2001). Adjustment of the Marine Atmospheric Boundary Layer to a Coastal Cape. J. Atmos. Sci., 58(12):1511–1528.
- Enfield, D. B. (1987). The Intraseasonal Oscillation in Eastern Pacific Sea Levels: How Is It Forced? *J. Phys. Oceanogr.*, 17(11):1860–1876.
- Eppley, R. W., Rogers, J. N., and McCarthy, J. J. (1969). Half-Saturation Constants for Uptake of Nitrate and Ammonium by Marine Phytoplankton1. *Limnol. Oceanogr.*, 14(6):912–920.
- Estrada, M. and Marrasé, C. (1987). Phytoplankton biomass and productivity off the Namibian Coast. *South African Journal of Marine Science*, 5(1):347–356.
- Estrade, P. (2006). Mécanisme de décollement de l'upwelling sur les plateaux continentaux larges et peu profonds d'Afrique du Nord-Ouest. PhD thesis, Brest.

- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Godfrey, J. S., Wick, G. A., Edson, J. B., and Young, G. S. (1996). Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature. J. Geophys. Res., 101(C1):1295–1308.
- Fasham, M. J. R., Ducklow, H. W., and McKelvie, S. M. (1990). A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *Journal of Marine Research*, 48(3):591–639.
- Fennel, W., Junker, T., Schmidt, M., and Mohrholz, V. (2012). Response of the Benguela upwelling systems to spatial variations in the wind stress. *Continental Shelf Research*, 45:65–77.
- Firestone, M. K., Firestone, R. B., and Tiedje, J. M. (1980). Nitrous oxide from soil denitrification: factors controlling its biological production. *Science*, 208(4445):749–751.
- Flament, P., Armi, L., and Washburn, L. (1985). The evolving structure of an upwelling filament. J. Geophys. Res., 90(C6):11765–11778.
- Florenchie, P., Lutjeharms, J. R. E., Reason, C. J. C., Masson, S., and Rouault, M. (2003). The source of Benguela Niños in the South Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 30(10):1505.
- Florenchie, P., Reason, C. J. C., Lutjeharms, J. R. E., Rouault, M., Roy, C., and Masson, S. (2004). Evolution of Interannual Warm and Cold Events in the Southeast Atlantic Ocean. J. Climate, 17(12):2318–2334.
- Frame, C. H., Deal, E., Nevison, C. D., and Casciotti, K. L. (2014). N20 production in the eastern South Atlantic: Analysis of N20 stable isotopic and concentration data. *Global Biogeochem. Cycles*, 28(11):2013GB004790.
- França, C., Wainer, I., de Mesquita, A. R., and Goni, G. (2003). Planetary equatorial trapped waves in the Atlantic ocean from TOPEX/POSEIDON altimetry. In Malanotte-Rizzoli, G. J. G. a. P., editor, *Elsevier Oceanography Series*, volume 68 of *Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean*, pages 213–232. Elsevier.
- Fréon, P., Barange, M., and Arístegui, J. (2009). Eastern Boundary Upwelling Ecosystems: Integrative and comparative approaches. *Progress in Oceanography*, 83(1–4):1–14.
- Füssel, J., Lam, P., Lavik, G., Jensen, M. M., Holtappels, M., Günter, M., and Kuypers, M. M. (2011). Nitrite oxidation in the Namibian oxygen minimum zone. *ISME J*, 6(6):1200–1209.
- Gallegos, M. and Farias, L. (2008). Nitrous oxide (N 2 O) exchange across the air-sea water interface off North Chile (21s 30s) under the influence of the oxygen minimum zone.
- Gammelsrød, T., Bartholomae, C. H., Boyer, D. C., Filipe, V. L. L., and O'Toole, M. J. (1998). Intrusion of warm surface water along the Angolan-Namibian coast in February–March 1995: the 1995 Benguela Nino. *South African Journal* of Marine Science, 19(1):41–56.
- Gentemann, C. L., Donlon, C. J., Stuart-Menteth, A., and Wentz, F. J. (2003). Diurnal signals in satellite sea surface temperature measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 30(3):1140.
- Gentemann, C. L., Wentz, F. J., Brewer, M., Hilburn, K., and Smith, D. (2010). Passive Microwave Remote Sensing of the Ocean: An Overview. In Barale, V., Gower, J. F. R., and Alberotanza, L., editors, *Oceanography from Space*, pages 13–33. Springer Netherlands. DOI: 10.1007/978-90-481-8681-5\_2.
- Gibbons, M. J. and Hutchings, L. (1996). Zooplankton diversity and community structure around southern Africa, with special attention to the Benguela upwelling system. *Oceanographic Literature Review*, 10(43):1030–1031.
- Gill, A. E. and Clarke, A. J. (1974). Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 21(5):325–345.
- Glessmer, M. S., Park, W., and Oschlies, A. (2011). Simulated reduction in upwelling of tropical oxygen minimum waters in a warmer climate. *Environ. Res. Lett.*, 6(4):045001.

- Gonzalez, R. R. and Quiñones, R. A. (2002). Ldh activity in Euphausia mucronata and Calanus chilensis: implications for vertical migration behaviour. J. Plankton Res., 24(12):1349–1356.
- Gordon, A. L. (1985). Indian-Atlantic Transfer of Thermocline Water at the Agulhas Retroflection. *Science*, 227(4690):1030–1033.
- Goubanova, K., Echevin, V., Dewitte, B., Codron, F., Takahashi, K., Terray, P., and Vrac, M. (2011). Statistical downscaling of sea-surface wind over the Peru–Chile upwelling region: diagnosing the impact of climate change from the IPSL-CM4 model. *Clim Dyn*, 36(7-8):1365–1378.
- Goubanova, K., Illig, S., Machu, E., Garçon, V., and Dewitte, B. (2013). SST subseasonal variability in the central Benguela upwelling system as inferred from satellite observations (1999–2009). J. Geophys. Res. Oceans, 118(9):4092–4110.
- Grodsky, S. A., Carton, J. A., and Bingham, F. M. (2006). Low frequency variation of sea surface salinity in the tropical Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 33(14):L14604.
- Gutknecht, E. (2011). Interactions côte-large dans le système de l'upwelling du Benguela par modélisation couplée physique/biogéochimique. phdthesis, Université Paul Sabatier Toulouse III.
- Gutknecht, E., Dadou, I., Marchesiello, P., Cambon, G., Le Vu, B., Sudre, J., Garçon, V., Machu, E., Rixen, T., Kock, A., Flohr, A., Paulmier, A., and Lavik, G. (2013). Nitrogen transfers off Walvis Bay: a 3-D coupled physical/biogeochemical modeling approach in the Namibian upwelling system. *Biogeosciences*, 10(6):4117–4135.
- Han, W., Webster, P. J., Lin, J.-L., Liu, W. T., Fu, R., Yuan, D., and Hu, A. (2008). Dynamics of Intraseasonal Sea Level and Thermocline Variability in the Equatorial Atlantic during 2002–03. *J. Phys. Oceanogr.*, 38(5):945–967.
- Hedstrom, K. (1997). User's manual for an s-coordinate primitive equation ocean circulation model (SCRUM: Version 3.0). *Institute of Marine and Coastal Sciences, Rutgers University*.
- Hill, A., Hickey, B., Shillington, F., Trub, P., Brink, K., Barton, E., and Thomas, A. (1998). Eastern Ocean Boundaries. In *The global coastal ocean, Regional studies and syntheses*, volume 11 of *The Sea*, pages 29–68. A. R. Robinson and K. H. Brink, New-York, wiley edition.
- Hirst, A. C. and Hastenrath, S. (1983). Atmosphere-Ocean Mechanisms of Climate Anomalies in the Angola-Tropical Atlantic Sector. J. Phys. Oceanogr., 13(7):1146–1157.
- Hodur, R., Hong, X., Doyle, J., Pullen, J., Cummings, J., Martin, P., and Rennick, M. A. (2002). The Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System (COAMPS). *Oceanography*, 15(1):88–98.
- Hormazabal, S., Shaffer, G., and Pizarro, O. (2002). Tropical Pacific control of intraseasonal oscillations off Chile by way of oceanic and atmospheric pathways. *Geophys. Res. Lett.*, 29(6):5–1.
- Houry, S., Dombrowsky, E., De Mey, P., and Minster, J.-F. (1987). Brunt-Väisälä Frequency and Rossby Radii in the South Atlantic. J. Phys. Oceanogr., 17(10):1619–1626.
- Huang, B. and Hu, Z.-Z. (2007). Cloud-SST feedback in southeastern tropical Atlantic anomalous events. J. Geophys. Res., 112(C3):C03015.
- Huret, M., Dadou, I., Dumas, F., Lazure, P., and Garçon, V. (2005). Coupling physical and biogeochemical processes in the Río de la Plata plume. *Continental Shelf Research*, 25(5–6):629–653.
- Hurtt, G. C. and Armstrong, R. A. (1996). A pelagic ecosystem model calibrated with BATS data. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 43(2):653–683.
- Hutchings, L. (1992). Fish harvesting in a variable, productive environment—searching for rules or searching for exceptions? *South African Journal of Marine Science*, 12(1):297–318.

- Hutchings, L., van der Lingen, C. D., Shannon, L. J., Crawford, R. J. M., Verheye, H. M. S., Bartholomae, C. H., van der Plas, A. K., Louw, D., Kreiner, A., Ostrowski, M., Fidel, Q., Barlow, R. G., Lamont, T., Coetzee, J., Shillington, F., Veitch, J., Currie, J. C., and Monteiro, P. M. S. (2009). The Benguela Current: An ecosystem of four components. *Progress in Oceanography*, 83(1–4):15–32.
- Huthnance, J. M. (1978). On Coastal Trapped Waves: Analysis and Numerical Calculation by Inverse Iteration. J. Phys. Oceanogr., 8(1):74–92.
- Illig, S. and Dewitte, B. (2006). Local Coupled Equatorial Variability versus Remote ENSO Forcing in an Intermediate Coupled Model of the Tropical Atlantic. J. Climate, 19(20):5227–5252.
- Illig, S., Dewitte, B., Ayoub, N., du Penhoat, Y., Reverdin, G., De Mey, P., Bonjean, F., and Lagerloef, G. S. E. (2004). Interannual long equatorial waves in the tropical Atlantic from a high-resolution ocean general circulation model experiment in 1981–2000. J. Geophys. Res., 109(C2):C02022.
- Illig, S., Dewitte, B., Goubanova, K., Cambon, G., Boucharel, J., Monetti, F., Romero, C., Purca, S., and Flores, R. (2014). Forcing mechanisms of intraseasonal SST variability off central Peru in 2000–2008. J. Geophys. Res. Oceans, 119(6):3548–3573.
- Illig, S., Gushchina, D., Dewitte, B., Ayoub, N., and du Penhoat, Y. (2006). The 1996 equatorial Atlantic warm event: Origin and mechanisms. *Geophys. Res. Lett.*, 33(9):L09701.
- Jain, A. K., Briegleb, B. P., Minschwaner, K., and Wuebbles, D. J. (2000). Radiative forcings and global warming potentials of 39 greenhouse gases. J. Geophys. Res., 105(D16):20773–20790.
- Jarre, A., Hutchings, L., Kirkman, S. P., Kreiner, A., Tchipalanga, P. C., Kainge, P., Uanivi, U., van der Plas, A. K., Blamey, L. K., Coetzee, J. C., Lamont, T., Samaai, T., Verheye, H. M., Yemane, D. G., Axelsen, B. E., Ostrowski, M., Stenevik, E. K., and Loeng, H. (2015). Synthesis: climate effects on biodiversity, abundance and distribution of marine organisms in the Benguela. *Fish. Oceanogr.*, 24:122–149.
- Jiang, G.-S. and Shu, C.-W. (1996). Efficient Implementation of Weighted ENO Schemes. *Journal of Computational Physics*, 126(1):202–228.
- Jonca, J. E. (2012). ectrochemical methods for autonomous monitoring of chemicals (oxygen and phosphate) in seawater: Application to the Oxygen Minimum Zone. Analytical chemistry, Universitée Paul Sabatier - Toulouse III.
- Junker, T. (2014). *Response of the Benguela upwelling system to changes in the wind forcing*. PhD thesis, University of Rostock and Leibnitz Institute for Baltic Sea Research.
- Kalvelage, T., Jensen, M. M., Contreras, S., Revsbech, N. P., Lam, P., Günter, M., LaRoche, J., Lavik, G., and Kuypers, M. M. M. (2011). Oxygen sensitivity of anammox and coupled N-cycle processes in oxygen minimum zones. *PLoS ONE*, 6(12):e29299.
- Katz, E. J. (1997). Waves along the Equator in the Atlantic. J. Phys. Oceanogr., 27(12):2536-2544.
- Keeling, R. F., Stephens, B. B., Najjar, R. G., Doney, S. C., Archer, D., and Heimann, M. (1998). Seasonal variations in the atmospheric O2/N2 ratio in relation to the kinetics of air-sea gas exchange. *Global Biogeochem. Cycles*, 12(1):141– 163.
- Keenlyside, N. S. and Latif, M. (2007). Understanding Equatorial Atlantic Interannual Variability. J. Climate, 20(1):131– 142.
- Kessler, W. S. (2002). Mean Three-Dimensional Circulation in the Northeast Tropical Pacific. J. Phys. Oceanogr., 32(9):2457–2471.

- Koné, V., Machu, E., Penven, P., Andersen, V., Garçon, V., Fréon, P., and Demarcq, H. (2005). Modeling the primary and secondary productions of the southern Benguela upwelling system: A comparative study through two biogeochemical models. *Global Biogeochem. Cycles*, 19(4):GB4021.
- Kreiner, A., Yemane, D., Stenevik, E. K., and Moroff, N. E. (2011). The selection of spawning location of sardine (Sardinops sagax) in the northern Benguela after changes in stock structure and environmental conditions. *Fisheries Oceanography*, 20(6):560–569.
- Kuenen, J. G. (2008). Anammox bacteria: from discovery to application. Nat Rev Micro, 6(4):320-326.
- Kummerow, C., Simpson, J., Thiele, O., Barnes, W., Chang, A. T. C., Stocker, E., Adler, R. F., Hou, A., Kakar, R., Wentz, F., Ashcroft, P., Kozu, T., Hong, Y., Okamoto, K., Iguchi, T., Kuroiwa, H., Im, E., Haddad, Z., Huffman, G., Ferrier, B., Olson, W. S., Zipser, E., Smith, E. A., Wilheit, T. T., North, G., Krishnamurti, T., and Nakamura, K. (2000). The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after Two Years in Orbit. J. Appl. Meteor., 39(12):1965–1982.
- Kuypers, M. M. M., Lavik, G., Woebken, D., Schmid, M., Fuchs, B. M., Amann, R., Jørgensen, B. B., and Jetten, M. S. M. (2005). Massive nitrogen loss from the Benguela upwelling system through anaerobic ammonium oxidation. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 102(18):6478–6483.
- Laing, A. and Evans, J.-L. (2011). Introduction to Tropical Meteorology: Contributors.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., and Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, 32(4):363–403.
- Lass, H. U. and Mohrholz, V. (2008). On the interaction between the subtropical gyre and the Subtropical Cell on the shelf of the SE Atlantic. *Journal of Marine Systems*, 74(1–2):1–43.
- Lavik, G., Stührmann, T., Brüchert, V., Van der Plas, A., Mohrholz, V., Lam, P., Mußmann, M., Fuchs, B. M., Amann, R., Lass, U., and Kuypers, M. M. M. (2009). Detoxification of sulphidic African shelf waters by blooming chemolithotrophs. *Nature*, 457(7229):581–584.
- Le Traon, P. Y., Nadal, F., and Ducet, N. (1998). An Improved Mapping Method of Multisatellite Altimeter Data. J. *Atmos. Oceanic Technol.*, 15(2):522–534.
- Lemarié, F., Kurian, J., Shchepetkin, A. F., Jeroen Molemaker, M., Colas, F., and McWilliams, J. C. (2012). Are there inescapable issues prohibiting the use of terrain-following coordinates in climate models? *Ocean Modelling*, 42:57–79.
- Leth, O. and Shaffer, G. (2001). A numerical study of the seasonal variability in the circulation off central Chile. J. *Geophys. Res.*, 106(C10):22229–22248.
- Lett, C., Veitch, J., Lingen, C. D. v. d., and Hutchings, L. (2007). Assessment of an environmental barrier to transport of ichthyoplankton from the southern to the northern Benguela ecosystems. *Mar Ecol Prog Ser*, 347:247–259.
- Lin, J. W.-B., Neelin, J. D., and Zeng, N. (2001). Maintenance of Tropical Intraseasonal Variability: Impact of Evaporation–Wind Feedback and Midlatitude Storms. J. Atmos. Sci., 57(17):2793–2823.
- Liu, W. T., Tang, W., and Polito, P. S. (1998). NASA scatterometer provides global ocean-surface wind fields with more structures than numerical weather prediction. *Geophys. Res. Lett.*, 25(6):761–764.
- Liu, Z. (2002). A Simple Model Study of ENSO Suppression by External Periodic Forcing. J. Climate, 15(9):1088–1098.
- Longhurst, A. R. (1998). *Ecological Geography of the Sea*. Academic Press, San Diego. Google-Books-ID: QdJZezzr-CfQC.
- Lutjeharms, J. R. E. and Meeuwis, J. M. (1987). The extent and variability of South-East Atlantic upwelling. *South African Journal of Marine Science*, 5(1):51–62.

- Lutjeharms, J. R. E. and Van Ballegooyen, R. C. (1988). The Retroflection of the Agulhas Current. J. Phys. Oceanogr., 18(11):1570–1583.
- Lübbecke, J. F., Böning, C. W., Keenlyside, N. S., and Xie, S.-P. (2010). On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Niños and the role of the South Atlantic Anticyclone. J. Geophys. Res., 115(C9):C09015.
- Machu, E., Goubanova, K., Le Vu, B., Gutknecht, E., and Garcon, V. (2015). Downscaling biogeochemistry in the Benguela eastern boundary current. *Ocean Modelling*, 90:57–71.
- Marchesiello, P., Debreu, L., and Couvelard, X. (2009). Spurious diapycnal mixing in terrain-following coordinate models: The problem and a solution. *Ocean Modelling*, 26(3–4):156–169.
- Marchesiello, P. and Estrade, P. (2010). Upwelling limitation by onshore geostrophic flow. *Journal of Marine Research*, 68(1):37–62.
- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., and Shchepetkin, A. (2001). Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, 3(1–2):1–20.
- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., and Shchepetkin, A. (2003). Equilibrium Structure and Dynamics of the California Current System. J. Phys. Oceanogr., 33(4):753–783.
- McClain, C. R., Cleave, M. L., Feldman, G. C., Gregg, W. W., Hooke, S., and Kuring, N. (1998). Science Quality SeaWiFS Data for Global Biosphere Research. *Sea Technol*, 39:10–16.
- McClain, C. R., Feldman, G. C., and Hooker, S. B. (1997). An overview of the SeaWiFS project and strategies for producing a climate research quality global ocean bio-optical time series. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(1-3):5–42.
- Mckenney, D. J., Drury, C. F., Findlay, W. I., Mutus, B., McDonnell, T., and Gajda, C. (1994). Kinetics of denitrification by Pseudomonas fluorescens: Oxygen effects. *Soil Biology and Biochemistry*, 26(7):901–908.
- Mercier, H., Arhan, M., and Lutjeharms, J. R. (2003). Upper-layer circulation in the eastern Equatorial and South Atlantic Ocean in January–March 1995. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 50(7):863–887.
- Millero, F. J. (2006). Chemical Oceanography, Third Edition. CRC Press. Google-Books-ID: Xt5T8LtPjBgC.
- Mohrholz, V., Bartholomae, C. H., van der Plas, A. K., and Lass, H. U. (2008). The seasonal variability of the northern Benguela undercurrent and its relation to the oxygen budget on the shelf. *Continental Shelf Research*, 28(3):424–441.
- Mohrholz, V., Heene, T., Tsanwani, M., Morris, T., and Muller, A. (2009). 1- Working group "Hydrography", in Geochemistry and Ecol- ogy of the Namibian Upwelling System (GENUS Project) and St Helena Bay Monitoring Line (SHBML). Technical report.
- Mohrholz, V., Schmidt, M., Lutjeharms, J. R. E., and John, H.-C. (2004). Space–time behaviour of the Angola–Benguela Frontal Zone during the Benguela Niño of April 1999. *International Journal of Remote Sensing*, 25(7-8):1337–1340.
- Moloney, C., Jarre, A., Kimura, S., and et al (2010). Dynamics of marine ecosystems: ecological processes Oxford Scholarship. Global Change and Marine Ecosystems. M. Barange, J.G. Field, R. Harris, E. Hofmann, R.I. Perry & F. Werner, oxford: oxford university press edition.
- Moloney, C. L., Fennessy, S. T., Gibbons, M. J., Roychoudhury, A., Shillington, F. A., Heyden, B. P. v. d., and Watermeyer, K. (2013). Reviewing evidence of marine ecosystem change off South Africa. *African Journal of Marine Science*, 35(3):427–448.
- Monteiro, P., Dewitte, B., Scranton, M., Paulmier, A., and Van der Plas, A. (2011). The role of open ocean boundary forcing on seasonal to decadal-scale variability and long-term change of natural shelf hypoxia. *Environmental Research Letters*, (6):1–14.

- Monteiro, P. M. S. and van der Plas, A. K. (2006). 5 Low oxygen water (LOW) variability in the Benguela system: Key processes and forcing scales relevant to forecasting. In Shannon, V., Hempel, G., Malanotte-Rizzoli, P., Moloney, C., and Woods, J., editors, *Large Marine Ecosystems*, volume 14 of *BenguelaPredicting a Large Marine Ecosystem*, pages 71–90. Elsevier.
- Monteiro, P. M. S., van der Plas, A. K., Mélice, J. L., and Florenchie, P. (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):435–450.
- Morales, C. E., Braun, M., Reyes, H., Blanco, J. L., and Davies, A. G. (1996). Anchovy larval distribution in the coastal zone off northern Chile: the effect of low dissolved oxygen concentrations and of a cold-warm sequence (1990-95). *Investigaciones Marinas*.
- Morel, A. and Berthon, J. (1989). Surface pigments, algal biomass pro- files, and potential production of euphotic layer: Relationship reinvestigated in view of remote-sensing applications. *Limnol. Oceanogr.*, 34(8):1545–1562.
- Mosquera-Vásquez, K., Dewitte, B., and Illig, S. (2014). The Central Pacific El Niño intraseasonal Kelvin wave. J. *Geophys. Res. Oceans*, 119(10):6605–6621.
- Nalewajko, C. and Garside, C. (1983). Methodological problems in the simultaneous assessment of photosynthesis and nutrient uptake in phytoplankton as functions of light intensity and cell size. *Limnol. Oceanogr.*, 28(3):591–597.
- Naqvi, S. W. A., Bange, H. W., Farías, L., Monteiro, P. M. S., Scranton, M. I., and Zhang, J. (2010). Marine hypoxia/anoxia as a source of CH4 and N20. *Biogeosciences*, 7(7):2159–2190.
- Nelson, G. (1989). Poleward Motion in the Benguela Area. In Neshyba, S. J., Mooers, C. N. K., Smith, R. L., and Barber, R. T., editors, *Poleward Flows Along Eastern Ocean Boundaries*, number 34 in Coastal and Estuarine Studies, pages 110–130. Springer New York. DOI: 10.1007/978-1-4613-8963-7\_10.
- Nelson, G. and Hutchings, L. (1983). The Benguela upwelling area. Progress in Oceanography, 12(3):333–356.
- Neshyba, S. J., Mooers, C. N. K., Smith, R. L., and Barber, R. T. (1989). Poleward Flows Along Eastern Ocean Boundaries. Springer Science & Business Media. Google-Books-ID: Z5zaBwAAQBAJ.
- Nevison, C., Butler, J. H., and Elkins, J. W. (2003). Global distribution of N2o and the N2o-AOU yield in the subsurface ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, 17(4):1119.
- Nevison, C. D., Lueker, T. J., and Weiss, R. F. (2004). Quantifying the nitrous oxide source from coastal upwelling. *Global Biogeochem. Cycles*, 18(1):GB1018.
- Noble, A. E., Lamborg, C. H., Ohnemus, D. C., Lam, P. J., Goepfert, T. J., Measures, C. I., Frame, C. H., Casciotti, K. L., DiTullio, G. R., Jennings, J., and Saito, M. A. (2012). Basin-scale inputs of cobalt, iron, and manganese from the Benguela-Angola front to the South Atlantic Ocean. *Limnology and Oceanography*, 57(4):989–1010.
- Ohde, T. (2009). Investigation of hydrogen sulphide eruptions along the Namibian coastline using different remote sensing systems. *Central European journal of geosciences*, 1(3):340–346.
- Ohde, T., Siegel, H., and Gerth, M. (2011). Incident irradiance above water and upward radiance below the water surface during L'Atalante cruise ATA03 in the Atlantic Ocean at station 013001.
- Ohde, T., Siegel, H., Reißmann, J., and Gerth, M. (2007). Identification and investigation of sulphur plumes along the Namibian coast using the MERIS sensor. *Continental Shelf Research*, 27(6):744–756.
- Olson, R. (1981). Differential photoinhibition of marine nitrifying bacteria: a possible mechanism for the formation of the primary nitrite maximum. *J. Mar. Res*, 39:227–238.

- Oschlies, A. and Garçon, V. (1998). Eddy-induced enhancement of primary production in a model of the North Atlantic Ocean. *Nature*, 394(6690):266–269.
- Ottersen, G., Kim, S., Huse, G., Polovina, J. J., and Stenseth, N. C. (2010). Major pathways by which climate may force marine fish populations. *Journal of Marine Systems*, 79(3–4):343–360.
- O'Reilly, E. and et al. (2000). Ocean Color Chlorophyll a Algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4. SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses. In *art 3. NASA Tech. Memo. 2000-206892*, volume 11, pages 9–23. C. R. McClain, Greenbelt, Md, , nasa goddard space flight center edition.
- Paeth, H., Born, K., Podzun, R., and Jacob, D. (2005). Regional dynamical downscaling over West Africa: model evaluation and comparison of wet and dry years. *Meteorologische Zeitschrift*, 14(3):349–367.
- Paytan, A. and McLaughlin, K. (2007). The Oceanic Phosphorus Cycle. Chem. Rev., 107(2):563-576.
- Penven, P., Echevin, V., Pasapera, J., Colas, F., and Tam, J. (2005). Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. J. Geophys. Res., 110(C10):C10021.
- Penven, P., Lutjeharms, J. R. E., and Florenchie, P. (2006). Madagascar: A pacemaker for the Agulhas Current system? *Geophys. Res. Lett.*, 33(17):L17609.
- Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L., and Lefèvre, J. (2008). Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling & Software*, 23(5):660–662.
- Penven, P., Roy, C., Brundrit, G. B., Verdière, A. C. d., Fréon, P., Johnson, A. S., Lutjeharms, J. R. E., and Shillington, F. A. (2001). A regional hydrodynamic model of upwelling in the Southern Benguela. *South African Journal of Science*, 97:472–476.
- Peña, M. A., Katsev, S., Oguz, T., and Gilbert, D. (2010). Modeling dissolved oxygen dynamics and hypoxia. *Biogeosciences*, 7(3):933–957.
- Pohl, B. and Fauchereau, N. (2012). The Southern Annular Mode Seen through Weather Regimes. J. Climate, 25(9):3336–3354.
- Polo, I., Lazar, A., Rodriguez-Fonseca, B., and Arnault, S. (2008). Oceanic Kelvin waves and tropical Atlantic intraseasonal variability: 1. Kelvin wave characterization. J. Geophys. Res., 113(C7):C07009.
- Quartly, G. D. and Srokosz, M. A. (1993). Seasonal Variations in the Region of the Agulhas Retroflection: Studies with Geosat and FRAM. J. Phys. Oceanogr., 23(9):2107–2124.
- Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., Hauglustaine, D., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima, T., Shi, G., Solomon, S., Betts, R. E., Charlson, R., Chuang, C. C., Daniel, J. S., Del Genio, A. D., Feichter, J., Fuglestvedt, J., Forster, P. M., Ghan, S. J., Jones, A., Kiehl, J. T., Koch, D., Land, C., Lean, J., Lohmann, U., Minschwaner, K., Penner, J. E., Roberts, D. L., Rodhe, H., Roelofs, G.-J., Rotstayn, L. D., Schneider, T. L., Schumann, U., Schwartz, S. E., Schwartzkopf, M. D., Shine, K. P., Smith, S. J., Stevenson, D. S., Stordal, F., Tegen, I., van Dorland, R., Zhang, Y., Srinivasan, J., and Joos, F. (2001). Radiative Forcing of Climate Change. Technical Report PNNL-SA-39648, Pacific Northwest National Laboratory (PNNL), Richland, WA (US).
- Redfield, A. (1958). The biological control of chemical factors in the environment. American Scientist, 46(3):230A-221.
- Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., Casey, K. S., and Schlax, M. G. (2007). Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. J. Climate, 20(22):5473–5496.
- Richards, F. (1965). Anoxic basins and fjords, in Riley. In *Chemical Oceanography*, volume 1, pages 611–645. Riley J.P., NY, academic press edition.

- Richter, I. (2015). Climate model biases in the eastern tropical oceans: causes, impacts and ways forward. *WIREs Clim Change*, 6(3):345–358.
- Richter, I., Behera, S. K., Masumoto, Y., Taguchi, B., Komori, N., and Yamagata, T. (2010). On the triggering of Benguela Niños: Remote equatorial versus local influences. *Geophys. Res. Lett.*, 37(20):L20604.
- Richter, I., Mechoso, C. R., and Robertson, A. W. (2008). What Determines the Position and Intensity of the South Atlantic Anticyclone in Austral Winter?—An AGCM Study. J. Climate, 21(2):214–229.
- Ridgway, K. R., Dunn, J. R., and Wilkin, J. L. (2002). Ocean Interpolation by Four-Dimensional Weighted Least Squares—Application to the Waters around Australasia. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19(9):1357–1375.
- Risien, C. M., Reason, C. J. C., Shillington, F. A., and Chelton, D. B. (2004). Variability in satellite winds over the Benguela upwelling system during 1999–2000. J. Geophys. Res., 109(C3):C03010.
- Robertson, T., Jarvis, A., Mendelsohn, J., and Swart, R. (2012). *Namibia's Coast: Ocean Riches and Desert Treasures*. Directorate of Environmental Affairs, Ministry of Environment and Tourism. Google-Books-ID: nrcrkgEACAAJ.
- Rogers, J. C. and van Loon, H. (1982). Spatial Variability of Sea Level Pressure and 500 mb Height Anomalies over the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 110(10):1375–1392.
- Rouault, M., Florenchie, P., Fauchereau, N., and Reason, C. J. C. (2003). South East tropical Atlantic warm events and southern African rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, 30(5):8009.
- Rouault, M., Illig, S., Bartholomae, C., Reason, C. J. C., and Bentamy, A. (2007). Propagation and origin of warm anomalies in the Angola Benguela upwelling system in 2001. *Journal of Marine Systems*, 68(3–4):473–488.
- Roux, J.-P., van der Lingen, C., Gibbons, M., and et al (2013). Jellyfication of marine ecosystems as a likely consequence of overfishing small pelagic fishes: lessons learned from the Benguela. *Bull. Mar*, 89:249–284.
- Ruijter, W. P. M., Ridderinkhof, H., Lutjeharms, J. R. E., Schouten, M. W., and Veth, C. (2002). Observations of the flow in the Mozambique Channel. *Geophys. Res. Lett.*, 29(10):140–1.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., Chuang, H.-Y., Juang, H.-M. H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Van Delst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., Van Den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R. W., Rutledge, G., and Goldberg, M. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91(8):1015–1057.
- Schmidt, M. (2015). The relation of SST-bias and water mass distribution seen in a regional numerical ocean model of the Benguela system.
- Schouten, M. W., Matano, R. P., and Strub, T. P. (2005). A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52(3):477–493.
- Seager, R., Murtugudde, R., Naik, N., Clement, A., Gordon, N., and Miller, J. (2003). Air–Sea Interaction and the Seasonal Cycle of the Subtropical Anticyclones. J. Climate, 16(12):1948–1966.
- Servain, J., Busalacchi, A., McPhaden, M., Moura, A., Reverdin, G., Vianna, M., and Zebiak, S. (1998). A pilot research moored array in the tropical Atlantic (PIRATA). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(10):2019–2031.
- Shannon and Pillar (1986). Oceanography And Marine Biology. CRC Press. Google-Books-ID: VO1TOrA1TIoC.
- Shannon, L. (1985). The Benguela Ecosystem, I., Evolution of the Benguela, physical features and processes. *Oceanog-raphy and Marine Biology*, 23:105–182.

- Shannon, L. and O'Toole, M. (1999). Integrated overview of the oceanography and environmental variability of the Benguela current region. Thematic Report 2, Windhoek, Namibia.
- Shannon, L. J., Coll, M., and Neira, S. (2009). Exploring the dynamics of ecological indicators using food web models fitted to time series of abundance and catch data. *Ecological Indicators*, 9(6):1078–1095.
- Shannon, L. J., Neira, S., and Taylor, M. (2008). Comparing internal and external drivers in the southern Benguela and the southern and northern Humboldt upwelling ecosystems. *African Journal of Marine Science*, 30(1):63–84.
- Shannon, L. V., Agenbag, J. J., and Buys, M. E. L. (1987). Large- and mesoscale features of the Angola-Benguela front. South African Journal of Marine Science, 5(1):11–34.
- Shannon, L. V., Boyd, A. J., Brundrit, G. B., and Taunton-Clark, J. (1986). On the existence of an El Niño-type phenomenon in the Benguela System. *Journal of Marine Research*, 44(3):495–520.
- Shannon, L. V. and Nelson, G. (1996). The Benguela: Large Scale Features and Processes and System Variability. In *The South Atlantic*, pages 163–210. Springer Berlin Heidelberg. DOI: 10.1007/978-3-642-80353-6\_9.
- Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C. (1998). Quasi-Monotone Advection Schemes Based on Explicit Locally Adaptive Dissipation. *Mon. Wea. Rev.*, 126(6):1541–1580.
- Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, freesurface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4):347–404.
- Sherman, K. and Duda, A. M. (1999). An ecosystem approach to global assessment and management of coastal waters. *Mar Ecol Prog Ser*, 190:271–287.
- Sherman, K. and Tang, Q. (1999). *Marine Ecosystems of the Pacific Rim: Assessment, Sustainability, and Management.* Blackwell science, inc., malden, ma edition.
- Shillington, F. A. (1998). The Benguela upwelling system off southwestern Africa. In *The global coastal ocean, regional studies and syntheses*, volume 11 of *The Sea*, pages 583–604. Wiley, New-York, a. r. robinson and k. h. brink edition.
- Shillington, F. A., Reason, C. J. C., Duncombe Rae, C. M., Florenchie, P., and Penven, P. (2006). 4 Large scale physical variability of the Benguela Current Large Marine Ecosystem (BCLME). In Shannon, V., Hempel, G., Malanotte-Rizzoli, P., Moloney, C., and Woods, J., editors, *Large Marine Ecosystems*, volume 14 of *BenguelaPredicting a Large Marine Ecosystem*, pages 49–70. Elsevier.
- Siegel, H., Ohde, T., Gerth, M., Lavik, G., and Leipe, T. (2007). Identification of coccolithophore blooms in the SE Atlantic Ocean off Namibia by satellites and in-situ methods. *Continental Shelf Research*, 27:258–274.
- Smith, R. C. and Baker, K. S. (1982). Oceanic chlorophyll concentrations as determined by satellite (Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner). *Mar. Biol.*, 66(3):269–279.
- Stammer, D. (1997). Global Characteristics of Ocean Variability Estimated from Regional TOPEX/POSEIDON Altimeter Measurements. J. Phys. Oceanogr., 27(8):1743–1769.
- Stammer, D., Wentz, F., and Gentemann, C. (2003). Validation of Microwave Sea Surface Temperature Measurements for Climate Purposes. J. Climate, 16(1):73–87.
- Sterl, A. and Hazeleger, W. (2003). Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean. *Climate dynamics*, 21(7-8):559–571.
- Stramma, L. and Lutjeharms, J. R. E. (1997). The flow field of the subtropical gyre of the South Indian Ocean. J. Geophys. *Res.*, 102(C3):5513–5530.
- Stramski, D., Reynolds, R. A., Kahru, M., and Mitchell, B. G. (1999). Estimation of Particulate Organic Carbon in the Ocean from Satellite Remote Sensing. *Science*, 285(5425):239–242.

- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. J. Geophys. Res., 106(D7):7183-7192.
- Tilstone, G., Smyth, T., Poulton, A., and Hutson, R. (2009). Measured and remotely sensed estimates of primary production in the Atlantic Ocean from 1998 to 2005. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(15):918–930.
- Tomczak, M. and Godfrey, J. S. (1994). *Regional oceanography: an introduction*. Pergamon. Google-Books-ID: dB-soAQAAMAAJ.
- Toniazzo, T. and Woolnough, S. (2014). Development of warm SST errors in the southern tropical Atlantic in CMIP5 decadal hindcasts. *Clim Dyn*, 43(11):2889–2913.
- Travers, M. and Shin, Y. J. (2010). Spatio-temporal variability in fish-induced predation mortality on plankton: A simulation approach using a coupled trophic model of the Benguela ecosystem. *Progress in Oceanography*, 84(1–2):118–120.
- Travers, M., Shin, Y. J., Jennings, S., Machu, E., Huggett, J. A., Field, J. G., and Cury, P. M. (2009). Two-way coupling versus one-way forcing of plankton and fish models to predict ecosystem changes in the Benguela. *Ecological Modelling*, 220(21):3089–3099.
- Trzaska, S., Robertson, A. W., Farrara, J. D., and Mechoso, C. R. (2007). South Atlantic Variability Arising from Air–Sea Coupling: Local Mechanisms and Tropical–Subtropical Interactions. J. Climate, 20(14):3345–3365.
- Tziperman, E., Stone, L., Cane, M. A., and Jarosh, H. (1994). El nino chaos: overlapping of resonances between the seasonal cycle and the pacific ocean-atmosphere oscillator. *Science*, 264(5155):72–74.
- Veitch, J., Penven, P., and Shillington, F. (2009). The Benguela: A laboratory for comparative modeling studies. *Progress in Oceanography*, 83(1–4):296–302.
- Venegas, S. A., Mysak, L. A., and Straub, D. N. (1997). Atmosphere–Ocean Coupled Variability in the South Atlantic. J. Climate, 10(11):2904–2920.
- Verheye, H. and Ekau, W. (2009). Geochemistry and Ecology of the Namibian Upwelling System (GENUS Project) and St Helena Bay Monitoring Line (SHBML). Technical report.
- Verheye, H. M., Lamont, T., Huggett, J. A., Kreiner, A., and Hampton, I. (2016). Plankton productivity of the Benguela Current Large Marine Ecosystem (BCLME). *Environmental Development*, 17, Supplement 1:75–92.
- Wahl, T., Jensen, J., Frank, T., and Haigh, I. D. (2011). Improved estimates of mean sea level changes in the German Bight over the last 166 years. *Ocean Dynamics*, 61(5):701–715.
- Wanninkhof, R. (1992). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. J. Geophys. Res., 97(C5):7373-7382.
- Ware, D. M. (1992). Production characteristics of upwelling systems and the trophodynamic role of hake. South African Journal of Marine Science, 12(1):501–513.
- Wassmann, P., Duarte, C. M., Agustí, S., and Sejr, M. K. (2011). Footprints of climate change in the Arctic marine ecosystem. *Global Change Biology*, 17(2):1235–1249.
- Weeks, S. J., Barlow, R., Roy, C., and Shillington, F. A. (2006). Remotely sensed variability of temperature and chlorophyll in the southern Benguela: upwelling frequency and phytoplankton response. *African Journal of Marine Science*.
- Weeks, S. J., Currie, B., and Bakun, A. (2002). Satellite imaging: Massive emissions of toxic gas in the Atlantic. *Nature*, 415(6871):493–494.

- Weeks, S. J., Currie, B., Bakun, A., and Peard, K. R. (2004). Hydrogen sulphide eruptions in the Atlantic Ocean off southern Africa: implications of a new view based on SeaWiFS satellite imagery. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51(2):153–172.
- Weiss, R. F. and Price, B. A. (1980). Nitrous oxide solubility in water and seawater. Marine Chemistry, 8(4):347-359.
- Wentz, F. J., Gentemann, C., Smith, D., and Chelton, D. (2000). Satellite Measurements of Sea Surface Temperature Through Clouds. *Science*, 288(5467):847–850.
- Wilke, C. R. and Chang, P. (1955). Correlation of diffusion coefficients in dilute solutions. AIChE J., 1(2):264-270.
- Wilson, C. and Adamec, D. (2002). A global view of bio-physical coupling from SeaWiFS and TOPEX satellite data, 1997-2001: GLOBAL BIO-PHYSICAL COUPLING. *Geophysical Research Letters*, 29(8):98–1–98–4.
- Wittke, F., Kock, A., and Bange, H. W. (2010). Nitrous oxide emissions from the upwelling area off Mauritania (NW Africa). *Geophys. Res. Lett.*, 37(12):L12601.
- Xue, Y., Huang, B., Hu, Z.-Z., Kumar, A., Wen, C., Behringer, D., and Nadiga, S. (2011). An assessment of oceanic variability in the NCEP climate forecast system reanalysis. *Clim Dyn*, 37(11-12):2511–2539.
- Yakushev, E. V., Pollehne, F., Jost, G., Kuznetsov, I., Schneider, B., and Umlauf, L. (2007). Analysis of the water column oxic/anoxic interface in the Black and Baltic seas with a numerical model. *Marine Chemistry*, 107(3):388–410.
- Zabel, M. and et al (2003). *Report and preliminary results of METEOR Cruise M 57/2, Walvis Bay Walvis Bay,11.02. 12.03.2003*, volume 220. Department of Geosciences, Bremen University.
- Zebiak, S. E. (1993). Air-Sea Interaction in the Equatorial Atlantic Region. J. Climate, 6(8):1567-1586.

- ABA de l'anglais Angola Benguela Area
- ABFZ de l'anglais Angola Benguela Frontal Zone
- AVISO de l'anglais Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data
- BioEBUS de l'anglais Biogeochemical model for Eastern Boundary Upwelling System
- BUS de l'anglais Benguela Upwelling System
- CARS2009 de l'anglais CSIRO Atlas of Regional Seas 2009
- CLIVAR de l'anglais Climate and Ocean Variability, Predictability, and Change
- CSIRO de l'anglais Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation
- CTW de l'anglais Coastal Trapped Wave
- EBUS de l'anglais Eastern Boundary Upwelling System
- EKE de l'anglais Eddy Kinetic Energy
- EKW de l'anglais Equatorial Kelvin Wave
- ERA-INTERIM de l'anglais European Reanalysis Interim
- GEBCO de l'anglais General Bathymetric Chart of the Oceans
- IMBER de l'anglais Integrated Marine Biogeochemistry and Ecosystem Research
- IOC-UNESCO de l'anglais Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO
- ITCZ de l'anglais Inter-Tropical Convergence Zone
- LOW de l'anglais Low Oxygen Water
- MLD de l'anglais Mixed Layer Depth
- NCEP-CFSR de l'anglais National Center of Environmental Prediction Climate Forecast System Reanalysis
- OBC de l'anglais Open Boundaries Conditions
- OMZ de l'anglais Oxygen Minimum Zone

- PP de l'anglais Primary Production
- QSCAT de l'anglais Quik SCAtterometer Satellite
- ROMS de l'anglais Regional Oceanic Modelling System
- SeaWiFS de l'anglais Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
- SLA de l'anglais Sea Level Anomaly
- SMS de l'anglais Sources-Minus-Sinks
- SODA de l'anglais Simple Ocean Data Assimilation
- SOLAS de l'anglais Surface Ocean Lower Atmosphere Study
- SSH de l'anglais Sea Surfarce Height
- SSS de l'anglais Sea Surface Salinity
- SST de l'anglais Sea Surface Temperature
- TMI de l'anglais TRMM Microwave Imager
- TRMM de l'anglais Tropical Rainfall Measuring Mission
- UNESCO de l'anglais United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization

# TABLE DES FIGURES

1.1	Distributions spatiales des moyennes annuelles de a) la température de surface de la mer (SST pour Sea Surface Temperature) (°C; données de la climatologie CARS2009 pour CSIRO Atlas of Regional Seas)	
	b) la chlorophylle de surface (mgChl.m <sup>-3</sup> avec un zoom sur le système d'upwelling du Benguela; données satellites MODIS, crédit : NASA) avec la localisation des quatre principaux Systèmes d'Upwelling de	
	Bord Est caractérisés par des SST froides et de fortes concentrations en chlorophylle	9
12	Schéma de la spirale et du transport d'Ekman dans l'hémisphère nord	12
1.2	Schéma de l'unwelling côtier dans l'hémisphère sud. Le vent parallèle à la côte est représenté par la flèche	12
1.5	blanche, l'upwelling par les flèches bleues et le transport d'Ekman associé par la flèche verte. Crédit :	
	Robertson et al. [2012]	12
1.4	Schéma de la cellule de convection de Hadley. Les flèches oranges (bleues) correspondent à la direction	
	des flux d'air chauds et secs (humides et froids).	14
1.5	Scénario typique de la circulation atmosphérique dans l'Atlantique Sud en été (a) et en fin d'automne (b).	
	H- cellule anticylonique; L- cellule de basse pression (front froid, cyclone); ITCZ- Frontière Sud de la	
	zone de convergence intertropicale	15
1.6	climatology mensuelle (Janvier 1990 - Décembre 2009) de la température de surface (°C) pour chaque mois. Les trois dernières figure illustre le Benguela Niño de 1995 de février à avril. Crédit : Robertson	
	et al. [2012]	16
1.7	(a) Carte schématique de la circulation océanique dans l'océan Atlantique Sud. La circulation de surface	
	(au niveau de la thermocline) est représentée par les lignes pleines (en pointillées). Les courants de sur-	
	face sont en noir et ceux de sub-surface en gris. Le Front Subtropical (trait épais, gris et en pointillé)	
	délimite la frontière Sud du Gyre Subtropical de l'océan Atlantique Sud. GC- Courant de Guinée, SEC-	
	Courant Sud Equatorial : eSEC (branche équatoriale), cSEC (branche centrale), sSEC- branche sud; EUC-	
	Sous-Courant Equatorial, SEUC- Sous-Courant Sud Equatorial, SECC- Contre-Courant Sud Equatorial,	
	AC- Courant d'Angola, ABFZ- Zone du Front Angola/Benguela, BC- Courant du Benguela: cBC- côtier,	
	PUC- Sous-Courant Polaire, BrC- Courant du Brésil, FC- Courant des Falkland (ou courant les Mal-	
	ouines), SAC- Courant Sud Atlantique, ACC- Courant Antarctique Circumpolaire et AgC- Courant des	
	Aiguilles. Figure issue de Lass and Mohrholz [2008] et coupée à 20°W. (b)Principales caractéristiques	
	associées au courant du Benguela. Crédit : Robertson et al. [2012]	18
1.8	Illustration à partir de deux cartes (a-b) de concentration en chlorophylle-a de surface (mgChl.m <sup>-3</sup> ),	
	des structures de méso-échelle (tourbillons et filaments) associées à la dynamique de l'upwelling du	
	Benguela et à la zone de rétroflexion du courant des Aiguilles. Crédit images : NASA Worldview	
	(https://worldview.earthdata.nasa.gov).	20
1.9	Cartes de la variabilité saisonnière de la concentration en chlorophylle de surface (mgChl.m <sup>-3</sup> ) calculée à	
	partir des données du capteur SeaWiFS pour la période 1997-2009 (climatologie) en a) été austral (Janvier-	
	Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-	
	Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre).	23
1.10	Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre- Novembre-Décembre)	23
1.10	Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre).         Schéma représentatif des concentrations en oxygène, nitrates et sulfure dans une zone de minimum d'oxygène. D'après Peña et al. [2010].	23 26
1.10 1.11	Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre).         Schéma représentatif des concentrations en oxygène, nitrates et sulfure dans une zone de minimum d'oxygène. D'après Peña et al. [2010].         (a)-(b) Caractéristiques régionales des concentrations en oxygène dissous dans l'océan Atlantique Sud-	23 26
1.10 1.11	Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre).         Schéma représentatif des concentrations en oxygène, nitrates et sulfure dans une zone de minimum d'oxygène. D'après Peña et al. [2010].         (a)-(b) Caractéristiques régionales des concentrations en oxygène dissous dans l'océan Atlantique Sud-Est. Le système du Benguela se caractérise par deux zones principales séparées à environ 26°S : l'OMZ	23 26
1.10 1.11	Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre)	23 26
1.10 1.11	Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre)	23 26
1.10 1.11	Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre- Novembre-Décembre)	23 26
1.10 1.11	Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre)	23 26
1.10 1.11	Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre).         Schéma représentatif des concentrations en oxygène, nitrates et sulfure dans une zone de minimum d'oxygène. D'après Peña et al. [2010].         (a)-(b) Caractéristiques régionales des concentrations en oxygène dissous dans l'océan Atlantique Sud-	23 26
1.10 1.11	Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre)	23 26

1.12	Figure schématique de l'influence de la zone de minimum d'Oxygène (OMZ) sur le cycle de l'azote. Figure issues de la thèse de Jonca [2012].	28
1.13	Concentrations en $O_2$ dissous (a) et de $N_2O$ (b) mesurées à chaque station (cf. annexe A.5 pour la position des stations) au cours de la campagne en mer CoFeMUG (novembre/décembre 2007) [Noble et al., 2012]. Les cercles blancs désignent la position de la Profondeur de la Couche de Mélange (MLD; Mixed Layer Depth). Les zones en noires correspondent à la bathymétrie le long des transect. Figures issues de Frame et al. [2014].	30
1.14	Image "quasi true color" entre $12^{\circ}E-16^{\circ}E$ et $22^{\circ}S-27^{\circ}S$ le 18 mars 2001 (a), 29 mars 2001 (b) et 3 avril 2001 (c). La coloration verte claire apparait pour des fortes concentrations en S <sub>0</sub> . Les images sont issues du capteur SeaWiFS.	32
1.15	Mode de variabilité de la température de surface entre 0-30 jours (a) entre 30 et 90 jours (b). Événement Benguela Niño de 2001 [Rouault et al., 2007]. Crédit : S. Illig. communication personnelle.	33
1.16	Série temporelle de la température de surface (°C) : signal total en noir et de sa climatologie en gris moyennée dans la zone ABA (pour Angola/Benguela Area; cf. encadré noir sur la <b>figure 1.15.c</b> ). Les flèches pointent 3 évènements interannuels extrêmes: deux Benguela Niños (1984 et 1995) et un Benguela Niña (1997). Données : moyenne mensuelle OI-SST. Crédit : Florenchie et al. [2004]	34
1.17	Séries temporelles de la variabilité de l'oxygène (ml.1 <sup>-1</sup> ) au niveau du plateau angolais à 12°S pour la période 1994-2003 (a), et dans le centre du Benguela à 23°S pour la période 1994-2004 (b). Les périodes et profondeurs d'échantillonnage sont indiquées sur les diagrammes. Figure issue de Monteiro and van der Plas [2006].	35
1.18	Diagramme temps (07/1997-01/2015) / espace (12°S) de l'indice de chlorphylle. Figure issue de Verheye et al. [2016].	36
1.19	Photogaphie illustrant la fuite des langoustes vers la plage, en raison des conditions anoxiques de la colonne d'eau. Cette image est issue de "the Bigelow Laboratory for Ocean Sciences Toxic and Harmful Algal Blooms page", et a été prise par G. Pitcher sur une plage d'Afrique du sud proche de Elands Bay.	37
1.20	Événements sulphidiques $(S_0)$ moyennés dans une bande côtière entre $18^\circ S$ et $26^\circ S$ de janvier 2004 à septembre 2005, puis de septembre 2007 à juillet 2008. Les pixels des événements sont moyennés sur (a) la zone complète et (b) la zone caractérisée par de forts événements. Unité km <sup>2</sup> . Figure issue de Ohde et al. [2011]	37
1.21	(a) Schéma de la réponse du niveau de la mer (cm) à la relaxation des Alizés dans l'océan Atlantique tropical (b) Propagation d'une onde de Kelvin de downwelling et d'une onde de Rossby d'upwelling le long du guide équatorial dans l'océan Atlantique. Les Figures (a et b) sont issues de Laing and Evans [2011] et de l'institut international de la recherche pour le climat et la société (IRI - International Reaserch Institute for Climate and Society), respectivement.	39
1.22	Schéma représentatif des ondes de Kelvin équatoriales se propageant vers l'est (flèche noire). Lorsqu'elles atteignent le continent Africain, ces ondes forcent des ondes attrapées à la côte (flèches rouges) et des ondes de Rossby équatoriales et extra-tropicales (flèches bleues claires)	40
1.23	Structures des ondes piégées à la côte (CTW) calculées grâce au modèle de Brink and Chapman [1987] à partir du profil local de topographie perpendiculaire à la côte et du profil vertical de la stratification moyenne (2000-2008) de la simulation océanique $\text{ROMS}^{\text{REF}}$ (cf. section 2.1.1 pour plus de détails à propos de cette configuration). Les couleurs illustrent les structures normalisées (sans unité) en pression (normées selon Brink [1989]) et les contours détaillent les structures associées en courant parallèle à la côte 16°S (a) et 27°S (b) pour les modes CTW 1, 2 et 3, respectivement. Les chiffres en bas à droite correspondent aux vitesses des ondes théoriques en m.s <sup>-1</sup> . Figure de S. Illig. Communication personnelle.	42

1.24	Schéma des impacts sur la dynamique et la thermodynamique du passage d'une onde piégée à la côte de downwelling (a) et d'upwelling (b). Une onde de downwelling est associée à une anomalie positive du niveau de la mer (SLA pour Sea Level Anomaly), un approfondissement de la thermocline (trait en pointillé), une anomalie positive de la température (couleur rouge), une augmentation des courants le long de la côte dirigés vers le pôle sud, et une réduction de l'upwelling. Ces anomalies s'inversent dans le cas d'une onde d'upwelling.	43
1.25	Figure issue de la publication de Polo et al. [2008]. Climatologie des anomalies de la hauteur de la mer (Sea Surface Height -SSH- en cm) des données altimétriques (couleur) et du modèle (contour; intervalle tous les 0.5 cm; le zéro a été supprimé) le long de l'équateur (à gauche) et le long de la côte sud-ouest africaine (à droite). Les flèches en pointillés correspondent à des vitesses de propagation de 1.8 m.s <sup>-1</sup> (blanches et noires) et 1.6 m.s <sup>-1</sup> (grises).	44
1.26	(a) Carte de la concentration en chlorophylle de surface dans l'océan Atlantique Sud-Est (données Sea- WiFS). Les flèches rouges illustrent la propagation d'une onde de Kelvin Équatoriale (EKW) le long de l'équateur et d'une onde piégée à la côte (CTW) le long de la côte africaine vers le pôle sud. (b) Diagramme longitude/temps moyenné à l'équateur (panel de gauche) et latitude/temps moyenné sur les premiers points à la côte (panel de droite) des anomalies interannuelles de la température vues par le satel- lite TMI. On notera en particulier l'événement Benguela Niño de 2001 associé à une anomalie positive en température continu le long de l'équateur et de la côte africaine causée par la propagation des EKW puis CTW, respectivement. (c) Illustration de l'événement Benguela Niño de 2001 à partir de plusieurs cartes de la température de surface (données satellites TMI) du 2 février 2001 au 12 mai 2001	45
1.27	Section verticale des anomalies de la température au cours de l'événement chaud de mars 1995 (a) et froid de mars 1997 (b) le long de la côte sud-ouest africaine de l'équateur à 20°S simulées par un modèle océanique. L'unité est en °C. Figure issue de Florenchie et al. [2004].	45
1.28	Cartes composites des anomalies intra-saisonnières (30-90 jours) de la SST (couleur; °C), de la tension de vent (flèches; dyn.cm <sup>-2</sup> ), et de l'amplitude du vent (contours, dyn.cm <sup>-2</sup> ) 20 jours avant (a), au pic de l'événement (f) et 20 jours après (j). Figures issues de Goubanova et al. [2013].	46
1.29	Cartes composites (construites à partir de l'index en SST dans la région ABA) des anomalies de SST simulées (couleur; K; les zones de terre indiquent la température du sol), de la tension de vent à l'interface océan-atmosphère (flèches; $N.m^{-2} \times 100$ ) et de la pression au niveau de la mer ou SLP (Sea Level Presure; contours; intervalle tous les 0.25 hPa). Seuls les événements avec un écart type supérieur à 2 ont été sélectionnés dans le calcul de la composite. Les contours en pointillé indiquent les valeurs négatives. Figures issues de Richter et al. [2010].	47
1.30	Section temps-latitude (a) de la SST AVHRR (couleur; K) et du niveau de la mer (produit AVISO; con- tours; cm; intervalle tous les 2 cm) le long de l'équateur, et (b) le long de la côte sud-ouest africaine pour les années 1994 et 1995.	48
1.31	Vue schématique des facteurs influençant le développement des événements anoxiques (a) ou enrichis en oxygène (b) le long des côtes angolaise et/ou namibienne. Les flèches bleues représentent les intrusions d'eaux chaudes, appauvries en oxygène, qui s'écoulent le long du plateau vers le pôle sud. Ces masses d'eaux sont advectées en surface au niveau de la cellule d'upwelling de Cape Frio. Les flèches blanches représentent le transport vers le nord, le long du plateau, des eaux oxygénées du Cape Basin. Ces eaux sont remontées à la surface, au niveau de la cellule de Lüderitz. Les processus intenses de reminéralisation de la matière organique ainsi que les conditions de stratification des eaux côtières jouent également un rôle important sur l'intensité et la position des événements extrêmes. Figure issue de Monteiro and van der Plas [2006].	49
1.32	Différence entre la SST moyenne annuelle (°C) estimée à partir d'un ensemble de 39 modèles CMIP5 et les observations (données Reynolds; [Reynolds et al., 2007]). La moyenne annuelle a été calculée sur la nérie de de 1082 à 2005. Firme de K. C. e le gene distribution de la construction de la constr	50
	periode de 1762 a 2003. Enguie de IX. Goudanova, Communication personniene,	JL

2.1	Bathymétrie de la configuration ROMS <sup>REF</sup> issue des données GEBCO et interpolée sur une résolution au 1/12°. Le continent est représenté en blanc. Le trait de côte et les iso-bathymétries à -200 et -2500 mètres sont représentés par le contour plein et en pointillés, respectivement.	58
2.2	Carte du flux solaire(°C.m <sup>-2</sup> ) extrait des produits (a) ERA-INTERIM corrigés (DSF 5.2) et (b) NCEP- CFSR. Évaluation de la température (en °C) modélisée (écart par rapport aux données satellites TMI) pour deux produits de flux solaire : (c) ERA-INTERIM corrigé (DSF 5.2) et (d) NCEP-CFSR 6	51
2.3	Distribution spatiale de la SST (en °) moyennée sur la période 2000-2008 pour (a) la simulation ROMS <sup>REF</sup> , (b) la différence entre la simulation ROMS <sup>REF</sup> et les données de CARS2009, et (c) la différence entre la simulation ROMS <sup>REF</sup> et les données satellites TMI	54
2.4	Distribution spatiale de la MLD (en m) pour (a) les données CARS2009, (b) la simulation ROMS <sup>REF</sup> sur la période 2000-2008. (c) la différence entre ROMS <sup>REF</sup> et les observations CARS2009	54
2.5	Section moyennée sur la période 2000-2008 à 23°S en fonction de la profondeur (m) et de la longitude (°E) pour : (a) la température de ROMS <sup>REF</sup> (°C). Le contour en noir et les contours en blanc représentent la position de l'isotherme à 15°C et la position des isothermes 13°C et 17°C, respectivement. (b) la différence de température (°C) entre ROMS <sup>REF</sup> et les observations CARS2009. Les contours noirs sont dessinés tous les $0.2^{\circ}$ C. (c) les courants le long de la côte représentés en couleur (valeurs positives correspondant à un flux vers l'équateur) et les courants verticaux et transverses à la côte représentés par les flèches noires. L'unité est en cm.s <sup>-1</sup> . Pour faciliter la visualisation des courants verticaux (généralement bien plus faibles que les courants horizontaux), ces derniers ont été multipliés par 2000	55
2.6	Diagrammes de Taylor pour (a) la température (°C), (b) la salinité et (c) la densité (kg.m <sup>-3</sup> ) : les perfor- mances du modèle sont évaluées par rapport aux données de CARS2009, l'expédition METEOR 52/2 en février 2003 (sections à 23°S, 24.4°S, et 25.5°S), AHAB1 en janvier 2004 (transects à 22°S, 23°S, 24°S, 25°S, 26.7°S) et Galathea en octobre 2006 (données de surface, à 5 stations et données Triaxus). La dis- tance radiale depuis l'origine est proportionnelle à l'écart type de la structure (normalisé par l'écart type des données). Les lignes en pointillé vertes mesurent la distance depuis le point de référence (carré jaune) et indique l'erreur de RMS. La corrélation entre les deux champs est donnée par la position azimutale. Les biais moyens entre la simulation $ROMS^{REF}$ et les données <i>in-situ</i> sont présentés dans le tableau (d). Pour la comparaison avec CARS, les sorties du modèle ont été moyennées sur la période 2000-2008. Pour la comparaison avec les données <i>in-situ</i> , les sorties du modèle (moyennées sur 5 jours) ont été prélevées à la date et la position la plus proche des mesures	56
2.7	Distribution spatiale de l'énergie cinétique turbulente (EKE en cm <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup> ) moyennée sur la période 2000- 2008 et calculée à partir des gradients de pression et du niveau de la mer moyennés sur 5 jours pour (a) les données satellites AVISO (b) pour la simulation ROMS <sup>REF</sup>	57
2.8	Cycle saisonnier de la SST (a) et de la température sur les 100 premiers mètres à la côte moyennées entre 10°W-18°E et 0°S-30°S pour ROMS <sup>REF</sup> (en noir), TMI (en bleu) et CARS2009 (en bleu pointillé) 6	58
2.9	Anomalies interannuelles (IA) de la SST moyennées sur 5 jours sur la période 2000-2008. Carte de (a) corrélation et de (b) RMS (Root Mean Square) des différences entre ROMS <sup>REF</sup> et les observations satel- lites TMI. Les corrélations sont toutes significatives (avec un degré de confiance à 95%). (c) Anomalies interannuelles de la SST (SSTIA) de ROMS <sup>REF</sup> (en bleu) et TMI (en noir) moyennées dans la zone ABA (20°S-10°S / 8°E-15°E).	59
2.10	Anomalies interannuelles (IA) de la hauteur de surface de la mer (SLA en cm) calculées sur la période 2000-2008. Carte (a) de corrélation et (b) RMS (Root Mean Square) des différences entre ROMS <sup>REF</sup> et les données altimétriques (AVISO). Les rayures noires et blanches désignent les corrélations non significatives (avec un degré de confiance à 95%). (c) IA de la SLA de ROMS <sup>REF</sup> (trait en noir) et de AVISO (trait en pointillé bleu) à 8°S.	70
		0

2.11	<ul> <li>(a) Climatologie (2000-2008) des anomalies sub-saisonnières de la hauteur du niveau de la mer (cm). Les zones colorées correspondent aux données satellites AVISO et les contours à la simulation ROMS<sup>REF</sup>. (b) Climatologie (2000-2008) du Spectre Énergie normalisé (Normalized Wavelelet Power Spectrum; NWPS) de la SLA, estimée de février 2000 à novembre 2008 à 10°W. Les contours noirs sont dessinés tous les 0.5 cm<sup>2</sup>.s<sup>-2</sup>. Les contours blancs entourent les pics significatifs (95%)</li></ul>	71
2.12	Séries temporelles du transport méridien (Sverdrup; $10^6$ .m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ) interannuel à $10^{\circ}$ S (noir) et à $20^{\circ}$ S, moyenné sur une bande côtière de $0.5^{\circ}$ de la surface à 500m de profondeur. Les valeurs positives correspondent à un transport vers le nord	)3
3.1	Analyse de sensibilité des paramètres $K_{N42}$ et $K_{N23}$ (processus de nitrification 1 et 2; courbes vertes) avec en plus les paramètres $K_{ND4}$ et $K_{NP4}$ (reminéralisation des DON et PON en condition oxique; courbes rouges) par rapport aux données climatologiques de CARS2009 (trait pointillé en noir). (b-c-d-e-f) Profils verticaux de l'état moyen en oxygène (à gauche) et en nitrates (à droite) moyennés sur l'une des cinq zones représentées sur la carte en figure (a). Les courbes bleues représentent les profils verticaux en O <sub>2</sub> et en NO <sub>3</sub> obtenus avec les mêmes valeurs des paramètres que Gutknecht et al. [2013]	2
3.2	Distribution spatiale du minimum des concentrations en oxygène (mmol $O_2$ .m <sup>-3</sup> ): (a) simulation ROMS <sub>REF</sub> et (b) la climatologie CARS2009. Les concentrations en oxygène modélisées ont été moyennées sur la période 2000-2008	4
3.3	Epaisseur de l'OMZ (concentrations en oxygène < 50 mmolO <sub>2</sub> .m <sup>-3</sup> ) pour la simulation ROMS <sub>REF</sub> (a) et la climatologique CARS2009 (b)	5
3.4	Distribution spatiale des concentrations en nitrates (mmol $N.m^{-3}$ ) moyennées sur les 200 premiers mètres : (a) simulation ROMS <sub>REF</sub> et (b) différence entre la simulation ROMS <sub>REF</sub> et la climatologie de CARS2009. Les concentrations en nitrates modélisées ont été moyennées sur la période 2000-2008	6
3.5	Section côte-large à l'équateur des concentrations en oxygène (mmolO <sub>2</sub> .m <sup><math>-3</math></sup> ) de ROMS <sub>REF</sub> (a) et de la climatologie CARS2009 (b). Différence ROMS <sub>REF</sub> et CARS2009 (c)	.7
3.6	Section côte-large à l'équateur des concentrations en nitrates (mmolN.m <sup><math>-3</math></sup> ) de ROMS <sub>REF</sub> (a) et de la climatologie CARS2009 (b). Différence ROMS <sub>REF</sub> et CARS2009 (c)	7
3.7	Section côte-large à 25°S des concentrations en oxygène (mmolO <sub>2</sub> .m <sup><math>-3</math></sup> ) de ROMS <sub>REF</sub> (a) et de la climatologie CARS2009 (b). Différence ROMS <sub>REF</sub> et CARS2009 (c)	8
3.8	Section côte-large à 25°S des concentrations en nitrates (mmolN.m <sup><math>-3</math></sup> ) de ROMS <sub>REF</sub> (a) et de la climatologie CARS2009 (b). Différence ROMS <sub>REF</sub> et CARS2009 (c)	8
3.9	Concentration en chlorophylle-a de surface (mgChl.m <sup><math>-3</math></sup> ). (a-b) Distribution spatiale moyennée sur la période 2000-2008 : (a) de la simulation ROMS <sub>REF</sub> et (b) des données satellite SeaWiFS. (c) Séries temporelles des anomalies interannuelles des concentrations en chlorophylle-a côtières moyennées sur une bande côtière de 1° de longitude de 10°S à 25°S pour la simulation ROMS <sub>REF</sub> (noir) et les données satellite SeaWiFS (bleu)	9
3.10	Diagramme de Taylor des concentrations moyennes de l'oxygène (rouge; mmolO <sub>2</sub> .m <sup>-3</sup> ), des nitrates (bleu; mmolN.m <sup>-3</sup> ), et de la chlorophylle-a (vert; mgChl.m <sup>-3</sup> ) : les caractéristiques statistiques de la simulation $ROMS_{REF}$ sont estimées en comparant les distributions spatiales saisonnière de $ROMS_{REF}$ aux distributions correspondantes des climatologies de CARS2009 et de SeaWiFS. La distance radiale depuis l'origine est proportionnelle à l'écart type du modèle (normalisé par l'écart type des données). La ligne verte en pointillés mesure la distance depuis le point de référence (rond noir) et indique l'erreur quadratique moyenne. La corrélation entre les deux champs est donnée par la position azimutale. Les biais moyens associés se situent à droite de la légende. Les valeurs statistiques ont été calculées sur tout le domaine modélisé (7°N-30°S et 10°W-18°E) sur les 600 premiers mètres de la colonne d'eau pour les nitrates et l'oxygène. Les valeurs statistiques de la chlorophylle-a ont été estimées sur le système d'upwelling du Benguela (19°S-28.5°S et 17°E-5°E) en surface	21

3.11	Profils verticaux des concentrations en oxygène (ligne noire; mmolO <sub>2</sub> .m <sup>-3</sup> ) et nitrates (ligne bleue; mmolN.m <sup>-3</sup> ) de la simulation ROMS <sub>REF</sub> comparés aux observations <i>in situ</i> représentés en ligne pointil- lée rouge (oxygène) et grise (nitrates) : Campagne METEOR 57/2 en mars 2003 ((a) sections à 23°S, et (b) 25°S) et AHAB1 en janvier 2004 ((c) section à 26°S) et (d) 27°S). La climatologie CARS2009 est représentée par les lignes pleines rouges (oxygène) et grises (nitrates). Les champs de la simula- tion ROMS <sub>REF</sub> et CARS2009 ont été moyennés sur les mêmes mois et dans la zone correspondante aux	
2.12	données <i>in situ</i> .	122
3.12	Section latitudinale (bande cotiere de largeur 1° de longitude depuis la cote) de la concentration en chlorophylle-a de surface interannuelle (mgChl.m <sup>-3</sup> ) moyennée sur 1 mois en (a) avril 2001 (Benguela Niño 2001) et (b) du 15 décembre 2001 au 15 janvier 2002 (période Benguela Niña). Les lignes noires et bleues correspondent à la simulation $ROMS_{REF}$ et aux données satellite SeaWiFS, respectivement	124
3.13	Production Primaire intégrée dans la couche euphotique (gC.m <sup>-2</sup> .j <sup>-1</sup> ) en février-mars 2002 entre 15°S (FM10) et 30°S (FM3) le long de la côte africaine pour ROMS <sub>REF</sub> (en rouge) et les données <i>in situ</i> (en	
	bleu) obtenues à partir de Barlow et al. [2009]	124
3.14	Section à 23°S de la concentration en N <sub>2</sub> O (a) mesurée au cours de la campagne FRS Africana en décembre 2009 et (b) simulée et moyennée sur la période 2000-2008 pour la comparaison avec les données <i>in</i>	105
2.1.5	situ.	125
3.15	Section verticale des concentrations en $O_2$ dissous (a) et de $N_2O$ (b) simulées. Les champs biogéochim- iques de la simulation ROMS <sub>REF</sub> ont été moyennés sur la période (novembre/décembre 2007) et dans la zone correspondante aux mesures <i>in situ</i> de la campagne en mer CoFeMUG [Noble et al., 2012] (cf.	126
2.16	annexe A.5 pour la position des stations) ann d'etre compares aux données (voir <b>ingure 1.15</b> page 50).	120
3.10 2.17	Même figure que la figure 1 de l'article CRL (page 3 de l'article) pour la production primaire	138
2.10	Mâme figure que la figure 2 de l'article CRL (page 5 de l'article) pour lo xygene	139
5.10	ROMS <sub>DEE</sub>	140
3.19	Spectre en ondelettes normalisés (GNWPS pour Global Normalized Wavelet Power Spectrum) des séries temporelles totales (2000-2008) des concentrations en N <sub>2</sub> O. Les valeurs de N <sub>2</sub> O ont été moyennées sur les 100 premiers mètres le long de la côte africaine sur une bande côtière de 1° de longitude pour la simulation (a) ROMS <sub>REF</sub> , (b) ROMS <sub>EQ</sub> , et (c) ROMS <sub>LOCAL</sub> . L'intervalle entre chaque contour noir est de $0.2e10^{-4}$ mmolN <sub>2</sub> O.m <sup>-3</sup> ) <sup>2</sup> . Les contours blancs délimitent les valeurs significatives (avec un degré de	
	confiance à 95%).	141
3.20	Diagramme latitude-temps des anomalies interannuelles côtières (moyennées sur une bande de 1° de lon- gitude) des concentrations en (a) NO <sub>3</sub> (mmolNO <sub>3</sub> .m <sup>-3</sup> ) et (b) N <sub>2</sub> O (couleur; nM) et en oxygène (contour $\dot{a} \pm 15$ et $\pm 30$ mmolO <sub>2</sub> .m <sup>-3</sup> ) moyennées sur les 100 premiers mètres pour la simulation ROMS <sub>EO</sub> .	142
3.21	Section des concentrations en N <sub>2</sub> O (nM) le long de la côte sud-ouest africaine (0°N-30°S) moyennées sur une bande de 1° depuis la côte pour un événement interannuel Benguela Niño (avril 2001) représenté en couleur et Benguela Niña (Janvier 2002) représenté par les contours (à 5, 15 et 25 nM). (a-b-c) anomalies interannuelles pour les simulations $ROMS_{REF}$ et $ROMS_{EQ}$ , respectivement. (d) Signal total (toutes les périodes) pour la simulations $ROMS_{EQ}$ .	143
A 1	Spectre en ondelette normalisé (GNWPS pour Global Normalized Wavelet Power Spectrum) des séries	
1	temporelles total (période 2000-2008) des anomalies du niveau de la mer (SLA), le long de l'équateur (panneau de gauche) et le long de la côte ouest africaine (panneau de droite). La SLA est issue des données satellites AVISO. Les contours noirs correspondent à un intervalle de 1 cm <sup>2</sup> . Les contours blancs délimitent les valeurs significatives (avec un degré de confiance à 90%). L'unité est en cm <sup>2</sup>	156
A.2	Illustration de la méthode de filtration utilisée pour extraire la variabilité saisonnière. La courbe noire	1.50
	(rouge) représente le signal total (climatologique) de la SLA à 23°S, à la côte. La SLA est issue des données satellites AVISO.	157
## **Table des figures**

A.3 Illustration de la méthode de filtration utilisée pour extraire la variabilité InterAnnuelle (IA) à partir des Anomalies (A). La courbe noire (bleue) représente les anomalies (A) (interannuelle IA) de la SLA à 23°S, à la côte. La SLA est issue des données satellites AVISO.
158

A.4 Caractérisation du filtre interannuel basé sur une série temporelle de 50,000-ans de bruit blanc : ratio des amplitudes de la fonction de transfert (%) entre une série temporelle filtrée et une série temporelle de bruit blanc pour notre filtre interannuel (courbe rouge) et une série temporelle non filtrée (courbe noire).

- A.6 Caractérisation du filtre sub-saisonnier basé sur une série temporelle de 50,000-ans de bruit blanc : ratio des amplitudes de la fonction de transfert (%) entre une série temporelle filtrée et une série temporelle de bruit blanc pour le filtre de Lin et al. [2001] (courbe noire), notre filtre (courbe rouge) et un filtre de Lanczos avec une fréquence de coupure à 90 jours (courbe bleue).
- A.8 Schéma de la structure du modèle biogéochimique BioEBUS illustrant les interactions entre les différents compartiments : les champs encadrés en noirs (NO<sub>3</sub>, NH<sub>4</sub>, P<sub>S</sub>, P<sub>L</sub>, Z<sub>S</sub>, Z<sub>L</sub>, D<sub>S</sub> et D<sub>L</sub>) découlent du modèle N<sub>2</sub>P<sub>2</sub>Z<sub>2</sub>D<sub>2</sub> alors que les autres champs (NO<sub>2</sub>, DON, O<sub>2</sub> et N<sub>2</sub>O) sont spécifiques à BioEBUS. Les processus qui affectent le cycle de l'azote, le protoxyde d'azote, l'oxygène sont représentés par les flèches noires, bleues, rouges et vertes. Figure issue de la thèse de Élodie Gutknecht [Gutknecht, 2011]. . . . . 167
- A.9 Localisation des stations et des sections des campagnes utilisées pour évaluer les performances de la simulation de référence : l'expédition Galathea en octobre 2006 (trait violé), l'expédition METEOR M57/2 en février 2003 (carré rouge), l'expédition AHAB1 en janvier 2004 (losange vert), la campagne AMT 6 en mai 1998 (rond bleu clair), le mouillage à Walvis Bay entre 1994 et 2004 (étoile noire), une section pour estimer l'abondance de copépodes entre 2000 et 2007 (trait orange), la campagne FRS Africana en décembre 2009 des mesures de N<sub>2</sub>O (triangle bleu foncé). La bathymétrie (mètres) est indiquée par les traits en pointillés noirs.
  A.10 Localisation des stations de la campagne CoFeMUG dans l'Atlantique Sud-Est. Les concentrations en
- A.10 Localisation des stations de la campagne CoreMUG dans l'Atlantique Sud-Est. Les concentrations en N<sub>2</sub>O ont été collectées des stations 5 à 27. ABFZ (Angola-Benguela Frontal Zone) = front Angola-Benguela. Figure issue de Frame et al. [2014].

## LISTE DES TABLEAUX

2.1 2.2	Caractéristiques des forçages de la configuration physique de l'Atlantique Sud-Est ROMS <sup>REF</sup> Description des expériences de sensibilités : noms, spécification des forçages atmosphériques de surface	62
	(tension de vent et flux de chaleur, spécifications des conditions aux limites	73
3.1	Description des variables d'état présentes dans le modèle biogéochimique BioEBUS : Symboles, Vari- ables, Unités, Valeurs initiales de surface et échelle (profondeur en mètres, notée z) de décroissance exponentielle des valeurs de surface [Gutknecht et al., 2013]	109
3.2	Liste des paramètres biogéochimiques ajustés pour notre configuration de l'océan Atlantique Sud-Est	110
3.3	Comparaison entre les estimations des champs simulés avec des données <i>in situ</i> et la littérature disponible pour les concentrations en nitrite et ammonium (mmolN.m <sup>-3</sup> ), la Production Primaire (gC.m <sup>-2</sup> .j <sup>-1</sup> ) in- tégrée sur la couche euphotique, la Production Primaire annuelle (gC.m <sup>-2</sup> .a <sup>-1</sup> ), le mésozooplancton (mmolN.m <sup>-2</sup> ) intégré sur les 200 premiers mètres, et les processus d'oxydation par NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> et NO <sub>2</sub> , de réduction par NO <sub>3</sub> et d'anammox (10 <sup>-2</sup> mmolN.m <sup>-3</sup> .j <sup>-1</sup> ) moyennés sur la période 2000-2008 entre 22-	
3.4	24°S et 10-15°E. Les termes entre parenthèses correspondent aux valeurs maximales	120
	sphériques de surface (tension de vent et flux de chaleur) et spécifications des conditions aux limites	127
A.1 A.2	Valeurs des paramètres du modèle BioEBUS	171 181