

Modélisation biophysique de la dispersion et de la croissance des larves de sardinelles dans le Golfe de Guinée

Yago Ya Hilaire Amemou

► To cite this version:

Yago Ya Hilaire Amemou. Modélisation biophysique de la dispersion et de la croissance des larves de sardinelles dans le Golfe de Guinée. Ecosystèmes. Sorbonne Université; Université Félix Houphouët-Boigny (Abidjan, Côte d'Ivoire), 2021. Français. NNT: 2021SORUS185. tel-03681804

HAL Id: tel-03681804 https://theses.hal.science/tel-03681804

Submitted on 30 May 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers. L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.







UNIVERSITE FELIX HOUPHOUET BOIGNY

SORBONNE UNIVERSITE

Ecole doctorale sciences de l'environnement

N[°] d'ordre : Année : 2020-2021

THESE DE DOCTORAT

Discipline : Océanographie

Présenté par Yago Ya Hilaire AMEMOU

MODELISATION BIOPHYSIQUE DE LA DISPERSION ET DE LA CROISSANCE DES LARVES DE SARDINELLES DANS LE GOLFE DE GUINEE

- Soutenue le.....devant le jury composé de : Président: Vincent ECHEVIN Rapporteur: Julien JOUANNO Rapporteur: Bamol Ali SOW Examinateur: Vincent ECHEVIN **Examinateur: Yves KOUADIO** Directeur: Christophe LETT Codirecteur: Angora AMAN Encadreur: Vamara KONE
 - (LOCEAN, SU-IRD, France) (LEGOS, UPS, France) (LOSEC, UASZ, Sénégal) (LOCEAN, SU-IRD, France) (LASMES, UFHB, Côte d'Ivoire) (MARBEC, SU-IRD) (LASMES, UFHB, Côte d'Ivoire) (CRO, Côte d'Ivoire)









REMERCIEMENTS

Remercier les personnes qui m'ont accompagné de près ou de loin dans cette thèse est le moindre des hommages que je puisse leur rendre.

Tout d'abord, je souhaite remercier profondément Christophe LETT, mon directeur de thèse pour m'avoir accordé sa confiance et offert l'opportunité de réaliser cette thèse. Merci Christophe pour ta disponibilité, ta patience, ton soutien personnel et pour tes conseils précieux qui m'ont éclairé dans cette thèse. L'initiation à la recherche a commencé avec vous depuis le Master jusqu'à aujourd'hui. Merci de m'avoir soutenu avec respect.

Cette thèse étant une cotuelle entre la Côte d'Ivoire et la France, je souhaite remercier très chaleureusement Angora AMAN d'avoir acceptée, sans me connaitre de co-diriger ce travail de thèse. Merci pour ta disponibilité et tes conseils avisés qui m'ont guidé au cours de cette thèse. Merci de m'avoir soutenu avec respect également.

L'autre personne qui aura marqué ce travail de thèse est sans nul doute Vamara KONE. Ton accueil au CRO m'a permis de travailler dans un cadre global d'océanographie et de pouvoir avancer personnellement. J'ai bénéficié de ta grande disponibilité et de tes conseils sur les plans scientifique et personnel. Merci pour cet encadrement que je considérais également comme une relation de père-fils, d'ami et d'enseignant. Merci de m'avoir soutenu avec respect.

Je remercie les rapporteurs Julien JOUANNO et Bamol Ali SOW d'avoir accepté d'examiner ce travail de thèse et pour leurs commentaires et leurs critiques constructives. Je tiens également à remercier les autres membres du jury Vincent ECHEVIN et Yves KOUADIO pour leur disponibilité et leurs commentaires bienveillants.

Un grand merci à Nicolas BARRIER pour son aide dans les différentes implémentations dans Ichthyop. Je tiens également à remercier Pierrick PENVEN pour son aide pour le développement du modèle CROCO et à Stéphane POUS pour le modèle de biogéochimie PISCES.

Merci également à toute l'équipe de la représentation IRD en Côte d'Ivoire, aux membres du CRO, LASMES, UMMISCO, MARBEC d'avoir contribué à la réalisation de mes travaux de thèse et pour tout le reste. Je n'énumérerai pas de noms de peur d'en oublier mais je peux vous dire merci. J'ai une pensée spéciale pour tout mes camarades du PDI et du master régional OA et de ses responsables. À tous ceux ou celles qu'on oublie parfois, mais qui participent en permanence à notre construction personnelle : merci à vous tous..... Je remercie également les deux financeurs de la thèse, d'une part l'IRD à travers le PDI-MSC (Programme Doctorale International-Modélisation des Systèmes Complexes) et d'autre part Sorbonne Université.

J'ai une pensé profonde pour toute ma famille et mes amis qui n'ont cessé de me soutenir et de m'encourager dans les moments difficiles.

 $Gnamien\ rah\ djournan$

Table des matières

R	REMERCIEMENTS 2			
R	ESU	ME		7
A	BST	RACT		9
A	CRO	NYM	ES	11
A	CRO	NYM	ES	17
A	CRO	NYM	ES	18
Iľ	NTRO	ODUC	TION	20
	0.1	Conte	xte général	20
	0.2	Objec	tifs et plan de thèse	24
1	L'E	COSY	STEME DU GOLFE DE GUINÉE	26
	1.1	Les ca	ractéristiques physiques	26
		1.1.1	La bathymétrie dans le Golfe de Guinée	26
		1.1.2	Vents, courants de surface et de subsurface	27
		1.1.3	La température de la surface de mer	30
		1.1.4	Upwelling équatorial et upwelling ivoiro-ghanéen	31
	1.2	Les ca	ractéristiques biogéochimiques	32
		1.2.1	Les nutriments	32
		1.2.2	Production primaire et secondaire	33
	1.3	Les po	ppulations de petits poissons pélagiques	35
		1.3.1	Distribution géographique de S. aurita	35
		1.3.2	Sardinella aurita de la zone ivoiro-ghanéenne	37
		1.3.3	Autres espèces de petits poissons pélagiques de la zone	
			ivoiro-ghanéenne	38

2	MA	TERI	ELS ET METHODES	40
	2.1	Modèl	e hydrodynamique	40
		2.1.1	Equations primitives du modèle et conditions aux limites	41
		2.1.2	Discrétisation spatio-temporelle	44
	2.2	Implé	mentation du modèle CROCO dans le Golfe de Guinée	44
	2.3	Modèl	e biogéochimique	46
		2.3.1	Equations du modèle	47
		2.3.2	Modèle couplé CROCO-PISCES dans le Golfe de Guinée	51
	2.4	Modèl	e individu-centré : ICHTHYOP	52
		2.4.1	Simulations et validations de la configuration régionale du	
			modèle hydrodynamique CROCO dans le nord du Golfe	
			de Guinée	52
		2.4.2	Dispersion et croissance des larves de S. aurita	55
	2.5	Les de	onnées et produits utilisés	57
		2.5.1	Trajectoires de drifters	57
		2.5.2	Trajectoires de dispositifs à concentration de poissons $\ . \ .$	58
		2.5.3	Produit de courant OSCAR	58
		2.5.4	Produit de courant GlobCurrent	60
		2.5.5	Produits de température de surface de la mer	60
		2.5.6	Données de couche de mélange	61
		2.5.7	Produits de chlorophylle de surface	61
૧	VAI	прит	YON DES CHAMPS PHYSIQUES ET BIOGEOCHL	
J	MI	DIDAI	ION DES CHAMI STHTSIQUES ET DIOGEOCHI-	62
	2 1	Jontrod	uction	62
	3.1 3.9	Fyslue	ation dos champs do courants simulós	62 63
	J .2	2 9 1	Comparaison des courants de surface	63
		3.2.1	Comparaison des trajectoires	63
		3 2 3	Comparaison des dansitás spatialas	66
		324	Comparaison des distributions de vitesses	67
		325	Comparaison des performances ("skills") des modèles	70
	33	Evalue	ation des champs du modèle couplé	10
	0.0	hydro	dynamique-biogéochimie	73
		331	Courants zonaux de surface	73
		332	Température de surface	74
		3.3.3	Profondeur de la couche de mélange	76
		3.3.4	Chlorophylle de surface	78
		3.3.5	Distribution spatiale des champs de projes	81
		0.0.0	2.5.1.5 autor spanare des champs de profes	U.L

	3.4	Discussion et conclusion	83
4	DIS	PERSION ET CROISSANCE DES LARVES DE S. AU-	
	RIT	74 8	39
	4.1	Simulation de référence (sans limitation de la croissance par l'ali-	
		mentation)	90
	4.2	Simulations avec limitation de la croissance par l'alimentation	95
		4.2.1 Alimentation sur les diatomées	95
		4.2.2 Alimentation sur le mesozooplancton	00
		4.2.3 Alimentation sur le microzooplancton	05
		4.2.4 Alimentation sur l'ensemble des proies	10
	4.3	Discussion	15
5	CO	NCLUSION GENERALE ET PESPERCTIVES 11	17
	5.1	Conclusion générale	17
		5.1.1 Principaux résultats	18
	5.2	Perspectives d'études	19
Bi	bliog	raphie 15	37

RESUME

Un upwelling saisonnier se produit le long de la côte Nord du Golfe de Guinée précisement entre la Côte d'Ivoire et le Ghana. Les causes et la dynamique de l'uwpelling ivoiro-ghanéen ont été récemment étudiées. Cette zone au Nord du Golfe de Guinée soutient une pêcherie de petits poissons pélagiques dont le plus dominant est la Sardinella aurita (S. aurita). Les petits poissons pélagiques constituent un maillon essentiel dans le transfert d'énergie vers les maillons supérieurs de la chaine trophique (Anderson and Lucas, 2008; Cury et al., 2000), et sont affectés par la variabilité de leur stocks. En effet, le succès du recrutement des premiers stades de développement est conditionné essentiellement par la circulation locale qui permet soit de rapprocher les œufs et les larves des nourriceries souvent côtières où les juvéniles peuvent se développer, ou soit de les disperser vers le large où ils sont soumis à des conditions environnementales et trophiques défavorables. Dans la zone côtière, les juvéniles sont également soumis à la prédation. Les mécanismes par lesquels les conditions environnementales agissent pour réguler le recrutement de la S. aurita restent mal compris dans la région Nord du Golfe de Guinée, en particulier l'interaction potentielle entre la dispersion, la croissance et la mortalité des larves. L'importance des espèces de petits poissons pélagique notamment la S. aurita dans la vie socio-économique des pays d'Afrique de l'Ouest nécessite une bonne compréhension des écosystèmes pélagiques pour une bonne gestion de la ressource entre les différents pays rivérains. L'objectif principal de la thèse est d'étudier l'impact de la disponibilité en nourriture sur la croissance des larves de sardinelles au cours de leur phase de dispersion dans la région Nord du Golfe de Guinée en utilisant une approche de modélisation numérique qui permet d'intégrer les processus hydrodynamiques, biogéochimiques et biologiques fondamentaux. Nous avons développé un modèle régional du Golfe de Guinée basé sur le modèle CROCO pour l'hydrodynamique et sur le modèle PISCES pour la biogéochimie pour simuler le fonctionnement des premiers maillons de la chaîne trophique qui représentent les proies des sardinelles. Nous avons ensuite utilisé les champs simulés CROCO-PISCES pour forcer un modèle individu centré (IBM, "Individual-Based Model" en anglais) appelé Ichthyop. Les résultats ont montré que les zones côtières sont les plus favorables à la rétention à cause de la présence des tourbillons qui agissent comme des barrières empêchant les œufs et les larves d'être emportés vers le large. Les pontes les plus importantes ont lieu pendant la petite (février) et la grande (aout) saison d'upwelling. Les profondeurs de rétention maximale sont les couches de surface (0-25 m) et de subsurface (25-50 m) liées à la spécificité d'ingestion des larves qui n'ont pas nécessairement le même type de proies selon leur stade de développement. Ces profondeurs de ponte maximales sont associées aux maximum de distribution des champs de proies simulés et à la diminution de l'intensité du Courant de Guinée (CG) en profondeur.

Mots clés : Golfe de Guinée, upwelling ivoiro-ghannéen, CROCO, PISCES, Ichthyop, *Sardinella aurita*, larves, proies, recrutement, rétention, profondeur de ponte.

ABSTRACT

Coastal upwelling occurs seasonally along the northern coast of the Gulf of Guinea precisely between Côte d'Ivoire and Ghana. The causes and dynamics of the ivoiro-ghanean upwelling have recently been investigated. The northern Gulf of Guinea zone supports a fishery of small pelagic fish where the most abundant the Sardinella. aurita (S. aurita). Small pelagic fish are the food base in upwelling systems and are affected by their variability. Indeed, the success of the recruitment of the early stages of the larvae into juveniles is essentially conditioned by the local circulation which allows either to bring the eggs and larvae closer to the often coastal nurseries where the juveniles can develop, or either to disperse them offshore where they are subject to predation and lack of food. The mechanisms by which environmental conditions act to regulate the recruitment of S. aurita remain poorly understood in the northern Gulf of Guinea region, especially the potential interaction between dispersal, growth and mortality of larvae. The importance of small pelagic fish species including the S. aurita in the socio-economic life of West African countries requires a good understanding of pelagic ecosystems for a good management of the resource between these different countries. The main objective of the thesis is to study the impact of food availability on the growth of sardinella larvae during their dispersal phase in the northern Gulf of Guinea using a numerical modeling approach that allows to integrate fundamental hydrodynamic, biogeochemical and biological processes. We have developed a regional model of the Gulf of Guinea based on the CROCO model for hydrodynamics and on the PISCES model for biogeochemistry to simulate the functioning of the first links of the trophic chain which represent the prey of sardinella. We then used the CROCO-PISCES simulated fields to force an Individual-Based Model called Ichthyop. The results showed that coastal areas are the most favorable for retention because of the presence of eddies which act as barriers preventing eggs and larvae advection offshore. The most important spawning takes place during the small (February) and large (August) upwelling season. The maximum retention depths are the surface layers (0-25 m) and subsurface (25-50 m) linked to the specificity of ingestion of the larvae which do not necessarily have the same type of prey depending on their stage of development. These maximum laying depths are associated with the maximum distribution of the simulated prey fields and the decrease in the intensity of the Guinea Current (CG) at depth.

Keywords : Gulf of Guinea, Ivorian-Ghanaian upwelling, CROCO, PISCES, Ichthyop, *textitSardinellaaurita*, larvae, prey, recruitment, retention, spawning depth.

TABLE DES FIGURES

- 1 Illustration d'un contrôle de type "wasp-waist" v simplié sur les commu-	
nautés de plancton et de prédateurs supérieurs (Cury et al., 2000)21	
- 2 Evolution de l'activité de la pêche sardinière en Côte d'Ivoire (INS,	
2014)	
- 1.1 Bathymétrie du Golfe de Guinée (m)27	
- 1.2 Circulation atmosphérique en Atlantique tropical en hiver boréal (jan-	
vier) et en été boréal (juillet) (Wauthy, 1983). La ligne en tirets représente	
l'ITCZ et celle en pointillée la confluence interocéanique28	
- 1.3 Schéma de la circulation des principaux courants de surface et de	
subsurface de l'Atlantique tropical. En surface : CC ("Caribbean Cur-	
rent"), NEC ("North Equatorial Current"), SEC ("South Equatorial	
Current"), NECC ("North Equatorial Counter Current"), GC ("Gui-	
nea Current"), BC ("Brazil Current"), NBC ("North Brazil Current").	
En subsurface : WBUC ("Western Boundary Under Current"), NBUC	
("North Brazil Under Current"), NEUC ("North Equatorial Under Cur-	
rent"), SEUC ("South Equatorial Under Current"), EUC ("Equatorial	
Under Current") (Bourlès et al., 1999)	
- 1.4 Schéma descriptif du mécanisme de génération des upwellings côtiers	
de type Ekman. Les vents parallèles à la côte et dirigés vers l'Équa-	
teur (flèches noires) déplacent les masses d'eau superficielles vers le large	
(flèches bleues). Par effet de compensation, des masses d'eau profondes	
remontent au niveau de la côte (flèches rouges). Le gradient côte-large de	
vents parallèles à la côte crée un rotationnel de vent qui permet locale-	
ment des remontées d'eau par le mécanisme de pompage d'Ekman (flèches	
jaunes) (adaptée de Rykaczewski and Checkley (2008)))32	
- 1.5 Une Sardinella aurita (Valenciennes, 1847. Source :www.fishbase.org.)	
- 1.6 Carte du nord du Golfe de Guinée montrant les principaux fleuves et	
l'aire de pêche de Sardinella aurita tiré de Binet (1982)	

 2.1 A gauche : schéma de représentation de la grille de discrétisation
horizontale Arakawa C. Les traceurs $T,S,\rho,\zeta,H,f,\Omega$ sont placés au
centre de la maille et les vitesses zonale u et méridienne v au centre des
faces de la maille. A droite : schéma de représentation de la grille de
discrétisation verticale du modèle avec w la vitesse verticale (Penven,
2000)
 2.2 Coupe verticale montrant le placement des traceurs dans la grille du
modèle (Penven, 2000)45
 2.3 La grille horizontale du modèle courvant l'Atlantique tropical (grille
parent) et le Golfe de Guinée (grille enfant). Chaque cellule représente ici
5 points de grille pour la grille parent et 15 points de grille pour la grille
enfant (Djakouré et al., 2014)
 2.4 Représentation schématique des 4 principaux compartiments de PIS-
CES. À l'exception du carbone inorganique, de l'alcalinité et de l'oxy-
gène, toutes les variables du modèle sont indiquées. Pour conserver une
représentation simple, seules les interactions avec le compartiment PHY
sont représentées. Quelques-uns des paramètres clés sont également indi-
qués
 2.5 Photographies de (a) diatomées. (b) sunecochoccus (espèce de na-
nophytoplancton) source John B Waterbury http://genome.jgj.doe.gov.
(c) microzooplancton <i>nauplii</i> (d) mesozooplancton <i>calanius finimarchius</i>
source http://arthropoda.southernfriedscience.com
 2.6 Zones de ponte (haut) et zone de recrutement (has) de <i>S</i> aurita utili-
sées dans le modèle larvaire Ichthyop : adapté de Koné et al. (2017) 56
 27 Description de la structure (dans la colonne d'eau) d'un drifter (à
gauche) et de deux types de dispositifs à concentration de poissons (DCP)
utilisés dans les pêcheries thonières tropicales (au milieu et à droite) : Issu
de Imzilen et al. (2019) 59
 3.1 Vitesse zonale annuelle movenne (m s ⁻¹) sur la période 1997-2014
pour (a) les drifters NOAA (b) le modèle CBOCO (c) les produits de
courant OSCAB at (d) ClobCurrent dans l'Atlantique tropical. Le "North
Brazil Current" (NBC) les branches Sud et Nord du "South Equato-
rial Current" (SEC and nSEC) le "North Equatorial Counter Current"
(NECC) et le "Guinea Current" (GC) sont indiqués dans (a) Les lignes
nleines en (b) indiquent les limites du Colfe de Cuinée. Les teille des cel
premes en (b) incident les innités du Gone de Guinee. La talle des cel- lules dans (a) est 1° × 1° et le nombre de drifters dans chaque cellule est in
diqué sur la Fig. $3.3a$
uique sui 1a 1'1g. 0.0a04

—	3.2 Identique à la Fig. 3.1 mais pour la vitesse annuelle moyenne méri-
	dienne
	3.3 Trajectoires des drifters NOAA (cyan), (a) 116384, (b) 3136609, (c)
	34300, (d) 52860 et (e) 33181 et des particules lâchées au même endroit
	(carré vert) et au même moment, puis transportées en utilisant le modèle
	CROCO (noir) et les produits globaux OSCAR (rouge) et GlobCurrent
	(bleu)
	3.4 Densité des (a) drifters observés et particules simulées (avec (b)
	CROCO, (c) OSCAR et (d) GlobCurrent) obtenues en calculant la moyenne
	du nombre de drifters observés ou de particules simulées par cellule de
	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Les cellules avec aucun drifter ou particule sont représentées en
	blanc
	3.5 Identique à la Fig. 3.4 mais pour les DCP
	3.6 Dispersion absolue movenne (ou distance par rapport à la position
	de lâchée) en fonction du temps obtenue pour (cvan) NOAA drifters et
	particules simulatées avec (black) CBOCO (red) OSCAB et (blue) Glob-
	Current pour (a) l'Atlantique tropicale et (b) le Celfe de Cuipée
	3.7 Identique à la Fig. 3.6 mais pour les DCP.
	2.8 Distributions des ritesses $(m e^{-1})$ des driftens cheemés $(m e^{-1})$ des
	5.8 Distributions des vitesses (ms) des dritters observes (cyan) et des
	Child and the line line of the
	GlobCurrent (bleu) dans l'Atlantique tropical
	3.9 Identique à la Fig. 3.8 mais pour les DCP
	3.10 Distance de séparation moyenne (ou distance d'erreur) entre les
	particules simulées et les drifters NOAA obtenues avec (black) CROCO,
	(red) OSCAR et (blue) GlobCurrent pour (a) l'Atlantique tropicale et
	(b) le Golfe de Guinée72
—	3.11 Identique à la Fig. 3.4 mais pour les DCP73
	3.12 Performance (ou "skill") moyenne du modèle obtenue avec CROCO
	(noir), OSCAR (rouge) et GlobCurrent (bleu) (a) pour l'Atlantique tro-
	pical et (b) le Golfe de Guinée. Notez que le nombre de drifters utilisé
	pour le calcul des performances moyennes (échelle inférieure) diminue
	avec le temps et que les périodes de temps représentées dans les deux
	panneaux sont différentes. Les barres verticales représentent l'écart type
	3.13 Identique à la Fig. 3.12 mais pour les DCP75
	3.14 Moyenne des performances du modèle sur un intervalle de dix jours
	lorsque les particules sont réinitialisées tous les 10 jours aux positions des

	drifters76
	3.15 Moyennes des vitesses zonales saisonnières (m $s^{-1})$ en hiver (janvier
	à mars, panneaux de gauche) et en été (juillet à septembre, panneaux de
	droite) constuites à partir (a, b) du modèle (CROCO-PISCES) et (c, d)
	des drifters NOAA
	3.16 Distribution saisonnière de la température de surface de la mer
	(SST) au Nord du Golfe de Guinée pour (a, b) le modèle et (c, d) OI-SST.
	Les SST ont été moyennées sur la période janvier à mars pour la saison
	chaude (hiver, panneaux de gauche)) et juillet à septembre pour la saison
	froide (été, panneaux de droite)
	3.17 Évolution mensuelle de la SST moyennée dans la région Nord du
	Golfe de Guinée
	3.18 Moyenne de la distribution saisonnière de la profondeur de la couche
	de mélange (m) en hiver boréal (janvier à mars, panneaux de gauche) et
	en été (juillet à septembre, panneaux de droite) obtenue avec (a, b) notre
	modèle et (c, d) des données79
_	3.19 Distribution saisonnière de la cholorphylle a (Chla) au Nord du Golfe
	de Guinée pour (\mathbf{a},\mathbf{b}) le modèle, (\mathbf{c},\mathbf{d}) MODIS et (\mathbf{e},\mathbf{f}) le produit ESA. La
	Chla a été moyennée sur la période janvier à mars pour la saison chaude
	(hiver, panneaux de gauche) et de juillet à septembre pour la saison froide
	(été, panneaux de droite)80
	3.20Évolution mensuelle de Ch la moyennée dans la région Nord du Golfe
	de Guinée
	3.21Moyenne des répartitions annuelles des proies dans le Nord du Golfe
	de Guinée pour (a) les diatomées, (b) les copépodes, (c) les ciliés et (d)
	l'ensemble des proies potentielles des larves de sardinelle82
	3.22Évolution mensuelle des proies des larves de sardinelle moyennées
	dans la région Nord du Golfe de Guinée82
	3.23 Sections verticales de concentrations de diatomées, de copépodes et
	de ciliés à 4° W dans le Nord du Golfe de Guinée en hiver (panneaux de
	gauche) et en été (panneaux de droite)83
	4.1 Pour centage moyen de rétention des larves (%) en fonction de diffé-
	rents facteurs : (a) zone de ponte, (b) mois de ponte, (c) zone et mois de
	ponte, (d) profondeur de ponte, (e) zone et profondeur de ponte. Cas où
	la température léthale pour les larves est T = 25° C92
	4.2 Identique à la Fig. 4.1 dans le cas T = 28° C93

-- 4.3 Distribution de la taille des larves recrutées pour la simulation de réfé

rence
 4.4 Identique à la Fig. 4.1 mais pour les diatomées à T = $25^{\circ}\mathrm{C}96$
 4.5 Identique à la Fig. 4.1 mais pour les diatomées à T = 28°C97
 4.6 Identique à la Fig. 4.3 mais pour les diatomées à T = $25^{\circ}\mathrm{C}98$
 4.7 Identique à la Fig. 4.4 mais pour les diatomées à T = 28°C99
 4.8 Identique à la Fig. 4.1 mais pour les copépodes à T = $25^{\circ}\mathrm{C}101$
 4.9 Identique à la Fig. 4.2 mais pour les copépodes à T = 28°C102
 4.10 Identique à la Fig. 4.3 mais pour les copépodes à T = $25^{\circ}\mathrm{C}103$
 4.11 Identique à la Fig. 4.4 mais pour les copépodes à T = 28°C104
 4.12 Identique à la Fig. 4.1 mais pour les ciliés à T = 25°C106
 4.13 Identique à la Fig. 4.1 mais pour les ciliés à T = 28°C107
 4.14 Identique à la Fig. 4.1 mais pour les ciliés à T = 25° C108
 4.15 Identique à la Fig. 4.1 mais pour les ciliés à T = 28°C109
 4.16 Identique à la Fig. 4.1 mais pour l'ensemble des proies à T $=$
25°C111
 4.17 Identique à la Fig. 4.2 mais pour l'ensemble des proies à T $=$
28°C112
 4.18 Identique à la Fig. 4.3 mais pour l'ensemble des proies à T $=$
25°C113
 4.19 Identique à la Fig. 4.4 mais pour l'ensemble des proies à T $=$
28°C114
 A.1 Identique à la Fig. 3.1 mais pour la vitesse annuelle moyenne zonale
sur la période des DCP122
 A.2 Positions initiales des (a) drifters et (b) des DCP123
 A.3 Identique à la Fig. 3.3 pour (a) DCP 9740, (b) DCP 379, (c) DCP
14865, (d) DCP 731 et (e) DCP 14890123
 A.4 Vitesse moyenne des (a) drifters et des particules simulées (en utili-
sant(b) CROCO, (c) OSCAR et (d) GlobCurrent) qui passent à travers
des grilles de cellules de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Les grilles de cellules avec zero drifters ou
particules simuléees sont en blanc124
 A.5 Identique à la Fig. A.4 mais pour les DCP125
 A.6 Identique à la Fig. 3.8 mais pour les vitesses fluctuantes125
 A.7 Identique à la Fig. A.6 mais pour les DCP126
 A.8 Identique à la Fig. 3.5 mais pour les particules simulées reinitialiser à
la position du drifter observé chaque 10 jours126
 A.9 Distance de séparation moyenne sur chaque 10 jours d'intervalle
lorsque la particule simulée est reinitialisé à la position du drifter ob-

servé127
 A.10 Dispersion absolue moyenne sur chaque 10 jours d'intervalle lorsque
la particule simulée est reinitialisé à la position du drifter observé127
 A.11 Identique à la Fig. 3.5 mais pour les champs de courants de Glob-
current avec fréquence de sorties d'une heure (vert)128
 A.12 Identique à la Fig. 3.12 mais pour les champs de courants de Glob-
current avec fréquence de sorties d'une heure (vert)128
 A.13 Identique à la Fig. 3.5 mais pour le barycentre des 1000 particles si-
mulées lachées aux positions initiales des drifters observés129
 A.14 Identique à la Fig. 3.12 mais pour le barycentre des 1000 particles si-
mulées lachées aux positions initiales des drifters observés129
 A.15 Identique à la Fig. A.14 mais pour le barycentre des 1000 particles
simulées lachées dans un rayon de 50 km autour des posi ions initiales des
drifters observés 130
 A.16 Identique à la Fig. A.15 mais pour $R = 200$ km
 A.16 Identique à la Fig. A.15 mais pour $R = 200$ km
 A.16 Identique à la Fig. A.15 mais pour $R = 200$ km
 A.16 Identique à la Fig. A.15 mais pour R = 200 km
 A.16 Identique à la Fig. A.15 mais pour R = 200 km
 A.16 Identique à la Fig. A.15 mais pour R = 200 km
 A.16 Identique à la Fig. A.15 mais pour R = 200 km
 A.16 Identique à la Fig. A.15 mais pour R = 200 km
 A.16 Identique à la Fig. A.15 mais pour R = 200 km
 A.16 Identique à la Fig. A.15 mais pour R = 200 km
A.16 Identique à la Fig. A.15 mais pour R = 200 km

LISTE DES TABLEAUX

 TAB. 3.1 Vitesse moyenne (ms^{-1}) et écart-type des vitesses des drifters
observés et des particules simulées dans l'Atlantique tropical (TA) et
dans le Golfe de Guinée (GG) en utilisant CROCO (CI), OSCAR (OI)
et GlobCurrent (GI) pour les simulations69
 TAB 3.2 Identique à TAB. 3.1 mais pour les DCP69
 TAB. A.1 Identique à TAB. 3.1 mais pour les particules réinitialisées aux $% \mathcal{A}$
positions des drifters observés121
 TAB. A.2 Identique à TAB. 3.1 mais pour un nuage de particules lâchées
aux positions initiales des drifters observés121
 TAB. A.3 Identique à TAB. 3.1 mais pour un nuage de particules lâchées
aux positions initiales des DCP observés

ACRONYMES

- AGRIF : Adaptative Grid Refinement In Fortran
- CaPin : Cape Palmas inshore
- CaPoff : Cape Palmas offshore
- CaTPin : Cape Three Points inshore
- CaTPoff : Cape Three Points offshore
- CROCO : Coastal and Regional Ocean Community
- DCP : Dispositifs à Concentration de Poissons
- DEB : Dynamic Energy Budget
- DVM : Diurnal Vertical Migration
- EBUS : Eastern Boundary Upwelling System
- EGC : Eastern Guinea Coast
- EKE : Eddy Kinetic Energy
- ECWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
- ESA : European Space Agency
- EUC : Equatorial Under Current
- FAO : Food and Agriculture Organisation
- GDP : Global Drifter Program
- GC : Guinea Current
- GCC : Guinea Counter Current
- GEBCO : General Bathymetry Chart of the Oceans
- GG : Gulf of Guinea
- GUG : Guinea Under Current
- IBM : Individual Based-Model
- IRD : Institut de Recherche pour le Développement

- ITCZ : Inter Tropical Convergence Zone
- MEGGin : Mid-East Gulf of Guinea inshore
- MKE : Mean Kinetic Energy
- MLD : Mixed Layer Depth
- MODIS : MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
- NASA : National Aeronautics and Space Administration
- NEC : North Equatorial Current
- NECC : North Equatorial Countercurrent
- NEGGin : North-East Gulf of Guinea inshore
- NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
- NODC : National Oceanographic Data Center
- PISCES : Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies
- OI : Interpolation Optimal
- OSCAR : Ocean Surface Current Analyses Real
- RMSE : Root Mean Square Error
- ROMS : Regional Oceanic Modeling System
- SEC : South Equatorial Current
- SECC : South Equatorial Counter Current
- SST : Sea Surface Temperature
- WOA : World Ocean Atlas

INTRODUCTION

0.1 Contexte général

Le Golfe de Guinée est défini comme l'espace maritime qui s'étend des îles de Bissagos (Guinée-Bissau) au cap Lopez (Gabon) dans la partie Est de l'océan Atlantique tropical. Cette zone est caractérisée par des remontées d'eaux profondes froides (upwelling) saisonnières dans des zones géographiques relativement stables (Berrit, 1973) principalement situées le long de la Guinée-Bissau, de la Côte d'Ivoire et du Ghana ainsi qu'au cap Lopez (Gabon). Ces remontées d'eaux profondes contribuent significativement à l'enrichissement du milieu (Binet 1983) et ont un rôle potentiel sur le climat de ces régions (Opoku-Ankomah and Cordery, 1994). L'upwelling côtier au Nord du Golfe de Guinée (ou uwpelling ivoiro-ghanéen) diffère des upwellings classiques que sont ceux du Benguela, du Humboldt, de Californie, et des Canaries (Gruber et al., 2011) appelés les systèmes d'upwelling de bord Est (en anglais EBUS pour "Eastern Boundary Upwelling Systems"). En effet, l'uwpelling ivoiro-ghanéen est zonal tandis que les 4 EBUS sont méridiens et leur mise en place est généralement attribuée à la divergence du transport d'Ekman (1905). Plusieurs causes de l'upwelling au Nord du Golfe de Guinée ont été énoncées dont les principales sont :

- les variations saisonnières du Courant de Guinée (Ingham, 1970);
- l'effet des caps et les tourbillons cycloniques (Marchal and Picaut, 1977);
- le pompage d'Ekman dû au rotationnel du vent (Colin, 1991);
- le forçage lointain et les ondes de Kelvin équatoriales et côtières (Servain et al., 1982; Picaut, 1983).

Les causes et processus de génération de la dynamique de cet upwelling côtier restent encore mal élucidés à ce jour. L'upwelling ivoiro-ghanéen a donc été l'ojet de plusieurs études récentes en vue de comprendre les mécanismes de sa mise en place (Djakouré et al., 2014, 2017)

Les zones d'upwelling sont des systèmes productifs du fait de l'enrichissement

de la couche euphotique par les remontées d'eaux profondes riches en nutriments et concentrent une part importante du volume de pêche. Fréon et al. (2005) ont montré que les régions d'upwelling représentent 50 % des captures mondiales d'espèces marines. Ces régions d'upwelling ont une fort biomasse de poissons dominée par les petits poissons pélagiques comme les sardines, les sardinelles et les anchois. Ces petits poissons pélagiques ont une position intermédiaire dans le réseau trophique et sont sujettes à une grande variabilité (Checkley et al., 2009). Ces variabilités sont principalement dues aux variations d'intensité de l'upwelling qui affectent directement la distribution et l'abondance du phytoplancton et du zooplancton qui constituent principalement les proies de ces petits poissons pélagiques (Montevecchi and Myers, 1997; Frederiksen et al., 2007). La dynamique de l'écosystème sera influencé par ces petits poissons pélagiques en exerçant un contrôle de type « top-down » par la consommation du plancton et un contrôle « bottom-up» par les nombreux prédateurs marins qui les consomment; voir Fig. 1, Cury et al., 2000; Hunt and McKinnell, 2006).



FIG. 1 – Illustration d'un contrôle de type « wasp-waist » simplifié sur les communautés de plancton et de prédateurs supérieurs (Cury et al., 2000).

Les petits poissons pélagiques ont une importance économique et biologique et constituent la base nourricière de nombreux écosystèmes (Bakun, 1996; Cury et al., 2000). Ils sont utilisés comme matière première pour les industries de conserves et aussi pour l'aquaculture. Ils sont traités et transformés en huile et farine animale, exportés partout dans le monde pour l'élévage des poulets et des porcs et contribuent ainsi à l'alimentation et à l'économie mondiale (Tacon, 2004). En Côte d'ivoire, une part relativement importante des petits poissons pélagiques côtiers débarqués fait l'objet d'une transformation artisanale pour le commerce ou la consommation locale (garba, attiéké poisson fumé, poisson braisé, industrie de conserve, aquaculture). Le poisson est la principale source de protéines animales du consommateur ivoirien, représentant 50 % soit autour de 15 kg/an de consommation par habitant. L'évolution de l'activité de la pêche sardinière en Côte d'Ivoire présentée sur la Fig. 2 montre une capture située entre 5 et 13 milliers de tonnes par an sur la période 2005-2014.



FIG. 2 – Evolution de l'activité de la pêche sardinière en Côte d'Ivoire (INS, 2014).

Il demeure donc primordial de bien comprendre les relations existantes entre la ressource et son environnement compte tenu de son importance dans la vie socio-économique des pays d'Afrique de l'Ouest et aussi une bonne compréhension des écosystèmes pélagiques pour une bonne gestion de la ressource entre ces différents pays.

La compréhension du fonctionnement de l'écosystème pélagique est particulièrement délicate du fait de la forte variabilité spatiale et temporelle des stocks de petits pélagiques. L'un des facteurs majeurs à l'origine des fluctuations saisonnières et interannuelles observées dans les pêcheries de ces régions est lié à la variabilité des systèmes d'upwelling. Ces variations sont dans une certaine mesure responsables des années de fortes abondances et des années d'effondrement des pêcheries. Les causes de ces fluctuations sont complexes et pourraient être liées à :

- une sur-exploitation (Binet, 1982, Radovich, 1982, Cury and Shannon, 2004),
- une baisse des captures, les débarquements de sardinelle de la région ivoiro-ghanénne ayant montré une diminution de 1973 à 1975 et en 1979 (Binet, 1982);
- des variations climatiques (Chavez et al., 2003; Niquen and Bouchon, 2004);
- un changement du comportement adopté par les espèces elles-mêmes (Bakun et Cury (1999).
- la prédation naturelle (mammifères, oiseaux marins, poissons) et à la pêche (artisanale près des côtes et industrielle plus au large) (Lluch-Belda et al., 1989; Fréon et al., 2005).

Au cours de la courte phase ichthyoplanctonique (œufs puis larves avec sac vitellin et larves sans sac vitellin) des petits poissons pélagiques, les jeunes individus sont soumis aux aléas des conditions environnementales et une grande part de la mortalité se joue durant cette phase. Au cours des premières semaines de vie, seule une petite fraction des œufs et larves vont survivre à la dérive due aux courants et à la prédation. Dans les systèmes d'upwelling, le succès de cette phase et du recrutement en juvéniles qui s'en suit dépend essentiellement de la circulation locale. En effet, la circulation locale permet soit de transporter les œufs et les larves dans les zones de nourriceries, ou soit les dispersent vers des zones non favorables à leur survie (Cury et al., 2008) et sont ainsi soumis à la prédation et au manque de nourriture. La disponibilité en nourriture rencontrée durant les premiers stades de vies est particulièrement cruciale pour le recrutement car après l'éclosion, la durée de la phase d'autonomie énergétique pour les larves n'est que de quelques jours (Ware et al., 1980) avant la résorption du sac vitellin où elles puisent leur nourriture. Il en est de même pour la température car les œufs et les larves transportés vers des eaux trop froides sont vouées à une forte mortalité, alors que ceux retenues dans des zones avec des températures adéquates ont de meilleures chances de survie. La survie des oeufs et larves dépend donc de la zone et de la période de ponte avec des conditions de température, de production primaire et secondaire favorable à leur développement (Bakun, 1996; Fuiman and Werner, 2002). Dans les zones d'upwelling, la variabilité du succès de la ponte et de la survie des larves des petits poissons pélagiques est supposée largement conduite par les conditions environnementales (Brochier et al., 2008, Mbaye et al., 2015, Koné et al., 2013, 2017). L'étude des conditions de survie pour les premières phases de vies de ces petits pélagiques notamment la *Sardinella. aurita* est la problématique centrale de cette thèse.

0.2 Objectifs et plan de thèse

L'objectif principal de la thèse est d'étudier l'impact de la disponibilité en nourriture sur la croissance des larves de sardinelles au cours de leur phase de dispersion dans la région Nord du Golfe de Guinée. Pour atteindre cet objectif, nous avons opté pour une approche de modélisation numérique qui permet d'intégrer les processus hydrodynamiques, biogéochimiques et biologiques fondamentaux. Il s'agit d'abord de simuler le fonctionnement des premiers maillons de la chaîne trophique qui représentent les proies des sardinelles à travers une approche couplée physique-biogéochimie. Ainsi, nous avons développé un modèle régional du Golfe de Guinée basé sur le modèle CROCO pour l'hydrodynamique et sur le modèle PISCES pour la biogéochimie. Nous avons ensuite utilisé les champs de courant et de plancton simulés pas ce modèle CROCO-PISCES pour forcer un modèle individu centré (IBM, "Individual-Based Model" en anglais). Pour ceci nous avons utilisé l'outil Lagrangien Ichthyop comme base. Cette démarche a pour but de mieux intégrer la complexité inhérente à l'écosystème et aussi de tenir compte de la spécificité d'ingestion des larves qui n'ont pas nécessairement le même type de proies selon leur stade de développement. En résumé cette approche intégrée a pour objectif d'identifier et de quantifier les facteurs clefs déterminant la dispersion et la croissance des larves de sardinelles dans la région Nord du Golfe de Guinée.

Le manucrit est organisé en $4\ {\rm chapitres}$:

- Le chapitre 1 décrit les caractéristiques générales de la région Nord du Golfe de Guinée à travers une synthèse des différents travaux portant sur la physique et la biologie du système, et nous identifions les processus majeurs qui déterminent le fonctionnement de l'écosystème;
- Le chapitre 2 décrit les différents modèles numériques utilisés dans cette thèse, c'est à dire le modèle couplé hydrodynamique-biogéochimie qui a servi de forçage au modèle individu centré adapté aux premiers stades de vies de la sardinelle et les données;
- Le chapitre 3 concerne particulièrement des éléments de validation du modèle couplé hydrodynamique-biogéochimique développé pour la zone d'étude;
- Le chapitre 4 montre les résultats de l'utilisation des sorties du mo-

dèle hydrodynamique-biogéochimique dans le modèle individu-centré et constitue donc l'aboutissement de l'étude numérique intégrée de la dispersion et la croissance des larves de sardinelles;

 La conclusion générale résume l'ensemble des résultats principaux de ce travail de thèse, souligne les limites de l'approche de modélisation et propose quelques perspectives de développements futurs.

Chapitre 1

L'ECOSYSTEME DU GOLFE DE GUINÉE

Introduction

Le Golfe de Guinée est situé dans la partie Est de l'Atlantique tropical. Mais caractériser cette région nécessite une description générale de l'Atlantique tropical. Il s'agira donc de présenter dans ce chapitre les principales caractéristiques hydrodynamiques et/ou biologiques de l'Atlantique tropical et du Golfe de Guinée. Ceci nous permettra d'identifier les processus clefs pouvant affecter le recrutement des petits poissons pélagiques, notamment la sardinelle (*Sardinella aurita*) dans la partie Nord du Golfe de Guinée. Cette revue bibliographique conduira à la compréhension des processus pertinents pour répondre à nos objectifs scientifiques.

1.1 Les caractéristiques physiques

1.1.1 La bathymétrie dans le Golfe de Guinée

Le littoral de la région Nord du Golfe de Guinée est une zone de contact entre plusieurs cordons littoraux récents (sable roux), de cordons anciens (sables gris), des lagunes côtières ou marais qui séparent les deux cordons et les glacis ogoliens (sables argileux jaunes). La zone côtière de la région Nord du Golfe de Guinée est généralement basse avec des parties de côte plus raides entre le Cap Palmas et le Cap des Trois Pointes jusqu'au niveau de l'embouchure de la Volta. Du Cap Palmas au Cap des Trois Pointes (Côte d'Ivoire et extrémité Ouest du Ghana), la côte est rocheuse et humide, puis une plaine côtière, et enfin de nouveau rocheuse, avec un plateau continental étroit de forme concave et s'étend sur 620 km. La bathymétrie dans cette région est composée d'un plateau de profondeur comprise entre 0 et 200 m, d'un talus (200-2000 m de profondeur) correspondant à une forte pente d'une largeur de 100-2000 m, puis de plaines abyssales de plus de 5000 m. Un chapelet d'îles et de monts sous-marins est aussi présent dans cette zone selon une direction nord-est et sud-ouest.



FIG. 1.1 – Bathymétrie du Golfe de Guinée (m).

1.1.2 Vents, courants de surface et de subsurface

Les variations d'intensité et de position des deux centres d'actions permanents (le centre de haute pression des Açores dans l'hémisphère Nord et le centre de haute pression de Sainte Hélène dans l'hémisphère Sud) régulent l'évolution saisonnière du vent (ou alizé) en surface dans l'Atlantique tropical. En hiver boréal, l'intensité de l'anticyclone des Açores est maximale tandis que celle de l'anticyclone de Saint Hélène est faible. Les alizés du Nord dominent donc les alizés du sud. Les vents sont aussi faible à l'équateur et la zone de convergence intertropicale (ITCZ) est dans sa position la plus au sud. Durant cette période, l'ITCZ entraine sur le continent ouest africain les vents d'harmattan (Hastenrath and Lamb, 1978; Wauthy, 1983). En été boréal, l'intensité de l'anticyclone de Sainte Hélène est maximale. L'anticyclone de Açores est faible et les vents du Sud dominent les vents de Nord. L'ITCZ atteint sa position la plus au Nord (vers $15^{\circ}N$) avec un effet de mousson sur le continent ouest africain (Katz, 1987; Hisard and Henin, 1987; Zhenget al., 1999). Le climat du Golfe de Guinée est associé aux migrations latitudinales de l'ITCZ. Dans le bassin de l'atlantique équatorial, les alizés sont en moyennes zonaux au centre et à l'Ouest (tandis qu'ils sont méridiens au Nord, Sud et Est (Fig. 1.2). Les courants de surface (Fig. 1.3) sont dirigés en majorité vers l'Ouest car ils sont conditionnés par le régime des alizés (Wauthy, 1983) :



FIG. 1.2 – Circulation atmosphérique en Atlantique tropical en hiver boréal (Janvier) et en été boréal (Juillet) (Wauthy, 1983). La ligne en tirets représente l'ITCZ et celle en pointillée la confluence interocéanique.

- Le Courant Equatorial Sud (SEC : South Equatorial Current) s'écoule vers l'Ouest et se divise en trois branches, la branche Nord (nSEC), la branche centrale (cSEC) et la branche Sud (eSCE) (Bourlès et al., 1999)
- Le Courant Nord Equatorial (NEC : North Equatorial Current) se dirige vers l'Ouest du bassin au Nord de l'équateur.
- Le Contre Courant Nord Equatorial (NECC : North Equatorial Counter Current) s'écoule vers l'Est dans une bande de latitude comprise entre 3°N et 10°N. Sa position est liée à la migration saisonnière de l'ITCZ (Arnault, 1987) et se prolongerait dans le Courant de Guinée (Richardson and Walsh, 1986).
- Le Courant du Brésil (BC : Brazilan Current) se dirige vers le Sud le long des côtes de l'Amérique du Sud et est alimenté par la branche Sud du SEC.
- Le Courant Nord Brésilien (NBC : North Brazil Current) s'écoule vers le

Nord le long des côtes de l'Amérique du Nord et est aussi alimenté par le SEC. Plus au Nord, le NBC alimente le Courant de Guyane et le Courant des Caraïbes (CC) (Peterson et Stramma, 1990) et aussi le NECC.

— Le Courant de Guinée (GC : Guinea Current) s'écoule vers l'Est du bassin et est le principal courant de surface dans la région Nord du Golfe de Guinée. Il est considéré comme le prolongement du NECC (Richardson and Walsh, 1986; Arnault, 1987).





FIG. 1.3 – Schéma de la circulation des principaux courants de surface et de subsurface de l'Atlantique tropical. En surface : CC ("Caribbean Current"), NEC ("North Equatorial Current"), SEC ("South Equatorial Current"), NECC ("North Equatorial Courter Current"), GC ("Guinea Current"), BC ("Brazil Current"), NBC ("North Brazil Current"). En subsurface : WBUC ("Western Boundary Under Current"), NBUC ("North Brazil Under Current"), NEUC ("North Equatorial Under Current"), SEUC ("South Equatorial Under Current"), SEUC (South Equatorial Current South Equatorial Current"), SEUC (South Equatorial Current"), SEUC (South Equatorial Current South Equatorial Current South Equatorial Current"), SEUC

La Fig. 1.3 montre également les principaux courants de subsurface :

- Le Sous Courant Equatorial (EUC : Equatorial Under Current) s'écoule vers l'Est et est le principal courant de subsurface de l'océan Atlantique tropical.
- Les Sous Courants Equatoriaux Nord et Sud (NEUC : North Equatorial

Under Current et SEUC : South Equatorial Under Current) se trouvent de part et d'autre de l 'EUC (Schott et al., 1999).

- Le Sous Courant Nord Brésilien (NBUC : North Brazilian Under Current) longe en subsurface la côte d'Amérique du Sud.
- Le Sous Courant de Guinée (GUC : Guinea Counter Current) se trouve dans le Golfe de Guinée et serait un courant côtier d'Ouest.

1.1.3 La température de la surface de mer

Le cycle annuel de la température de surface de la mer (SST) le long des côtes Nord du Golfe de Guinée se décompose en 6 saisons (Morlière, 1970) :

- une petite saison froide de Janvier à Mars caractérisé par de courtes périodes d'upwellings peu intense.
- une grande saison chaude qui s'étend de Mars à Juin marquée par des températures les plus élevées sur l'ensemble du Golfe de Guinée.
- une saison de transition de Juin à Juillet annonçant le début de la grande saison froide
- une grande saison froide, de Juillet à début Septembre caractérisé par une période intense d'upwelling avec des SSTs souvent inférieures à $23^{\circ}C$.
- une saison de transition qui s'étend d'Octobre à Novembre avec un retour des eaux chaudes;
- une petite saison chaude situé entre Novembre à Décembre.

Les saisons marines présentées ci-dessus n'ont pas les mêmes intensités partout à la côte. La petite saison froide (Janvier à Mars) a des variations thermiques faibles de l'ordre de 1°C à 3°C et sont limitées à la côte. Le minimum de SST durant la petite saison froide d'upwelling se propage le long des côtes du Ghana et de la Côte d'Ivoire de l'Est vers l'Ouest selon Roy (1989). Concernant la grande saison d'upwelling, Picaut (1983) a montré que le signal de température de surface se propageait d'Est en Ouest à partir du Togo-Bénin jusqu'au Cap des Palmes avec des variations saisonnières de 5°C. La saisonnalité de la couche de mélange est considérée comme une signature de la variabilité de l'upwelling et module aussi l'apport en nutriment. La couche de mélange est la couche de surface dans laquelle les caractéristiques en température, salinité et densité sont verticalement homogènes jusqu'à une certaine profondeur. Dans la région Nord du Golfe de Guinée, De Boyer Montégut et al. (2004) ont montré que la couche de mélange est comprise entre 10 et 30 m.

1.1.4 Upwelling équatorial et upwelling ivoiro-ghanéen

Situé entre $20^{\circ}W$ et la côte africaine vers $12^{\circ}E$ et entre $10^{\circ}N$ et $5^{\circ}S$, la langue d'eau froide (ou "Atlantic Cold Tongue" ACT) constitue le cycle dominant du signal de la SST dans l'Atlantique équatorial (Caniaux et al., 2011). L'ACT s'établit d'Avril à Décembre avec une grande période froide entre Avril et Octobre et une petite saison froide entre Novembre et Décembre (Caniaux et al., 2011). L'ACT est caractérisé par l'isotherme $25^{\circ}C$ (Bakun, 1978; Hardman-Mountford and McGlade, 2003) et est composé de deux parties qui s'imbriquent à savoir l'upwelling équatorial et l'upwelling côtier au Sud du Golfe de Guinée (Gabon-Congo). Ces deux upwellings sont générés par le transport d'Ekman induit par la friction du vent (Fig. 1.4) (Voituriez, 1983; Philander and Pacanowski, 1986a).



FIG. 1.4 – Schéma descriptif du mécanisme de génération des upwellings côtiers de type Ekman. Les vents parallèles à la côte et dirigés vers l'Équateur (flèches noires) déplacent les masses d'eau superficielles vers le large (flèches bleues). Par effet de compensation, des masses d'eau profondes remontent au niveau de la côte (flèches rouges). Le gradient côte-large de vents parallèles à la côte crée un rotationnel de vent qui permet localement des remontées d'eau par le mécanisme de pompage d'Ekman (flèches jaunes) (adaptée de Rykaczewski and Checkley (2008)).

Entre 1°N et 4°N, l'ACT et l'upwelling côtier au Nord du Golfe de Guinée appelé upwelling ivoiro-ghanéen sont séparés par une large bande d'eau chaude. L'upwelling ivoire-ghanéen a un caractère saisonnier bien marqué avec une petite saison en hiver (Janvier à Mars) et une grande saison en été (Juillet à Septembre). Il a été mis en évidence pour la première fois par Varlet (1958). Ce refroidissement s'étend sur la zone côtière entre la Côte d'Ivoire et le Nigéria. Les mécanismes des upwellings de l'Atlantique intertropical sont bien connus pour les côtes du Sénégal et de la mauritanie et aussi pour l'équateur. En revanche, ils sont moins connues pour les côtes ivoiro-ghanéene. En effet, l'upwelling ivoiroghanéen se manifeste le long d'une côte zonale et les vents dans cette région sont perpendiculaires à la côte. La théorie du transport d'Ekman (1905) ne peut donc pas s'appliquer. Certaines études ont montré que l'upwelling côtier ivoiro-ghanéen est dû à un forçage local comme l'action locale du vent, la dynamique du courant de guinée et l'effet des caps (Ingham, 1970; Marchal and Picaut, 1977; Colin, 1988, 1991; Binet, 1997, Jouanno et al., 2011). D'autres études lui attribuent une cause lointaine notamment la propagation des ondes de Kelvin équatoriales (Moore et al., 1978; Clarke, 1979; Servain et al., 1982; Picaut, 1983; Polo et al., 2008). Récemment, Djakouré et al. (2014, 2017) ont montré que deux processus distincts contribuent à la génération de cet upwelling côtier : l'upwelling à l'Est du Cap des Palmes est lié au détachement du Courant Guinée à la côte et celui à l'Est du Cap des Trois Pointes est associé au transport d'Ekman. Les processus responsables de la mise en place de cet upwelling particulier au Nord du Golfe de Guinée font encore l'objet de nouvelles études. Cependant, très peu d'études se concentrent sur la la dynamique des premiers stades de vie des espèces marins notamment la sardinelle dans cette région (Koné et al., 2017). Notons également que l'upwelling ivoiro-ghanéen apparaît comme une source de production primaire relativement mineure.

1.2 Les caractéristiques biogéochimiques

Dans l'écosystème ivoiro-ghanéen au Nord du Golfe de Guinée, la température et les conditions d'éclairement sont favorables à la photosynthèse. Dans les systèmes d'upwelling, les eaux de la couche euphotique sont très enrichies en nutriments. Ces sels nutritifs propulsés dans cette couche gouvernent la production primaire (assurée par les communautés phytoplanctoniques) qui initie à son tour le développement de la production secondaire (zooplancton). Nous décrirons dans ce chapitre, les caractéristiques biogéochimiques (sels nutritifs, phytoplancton et zooplancton) de la région Nord du Golfe de Guinée.

1.2.1 Les nutriments

Les distributions des nutriments observées dans la région Nord du Golfe de Guinée sont similaires à celles des autres régions d'upwelling. Durant les périodes d'upwelling dans l'écosystème ivoiro-ghanéen, les eaux froides et riches en sels nutritifs sont advectées dans la couche euphotique et permettent le développement de la production primaire. Le dioxyde de carbone et les éléments nutritifs sont fixés par le phytoplancton en utilisant l'énergie lumineuse afin de synthétiser sa matière organique suivant l'établissement et la localisation de la thermocline au cours de la photosynthèse. Les composés minéraux de l'azote (nitrate, nitrite, ammonium), du phosphore (phosphate) et du silicium (silicate) communément désignés sous le nom de macro-nutriments constituent les principaux nutriments dans la région Nord du Golfe de Guinée. On retrouve également d'autres éléments appelés micro-nutriments dans cette région. Oudot et Morin (1987) ont montré que les fortes concentrations en nutriments dans la bande équatoriale sont dues à l'EUC et aussi à l'élévation de la pycnocline. L'enrichissement en surface de nutriment dans le Golfe de Guinée est dû à la présence des zones d'upwelling côtière africaine (Nubi et al., 2016). Il faut noter que la production primaire peut être limitée par la carence de ces micro-nutriments même en présence de macro-nutriments et d'un éclairement suffisant. Le fer (micro-nutriment) est l'un de ces éléments et peut jouer un rôle majeur dans l'écosystème pélagique (Duce and Tindale, 1991). Du fait que la chimie soit très spécifique, il parait donc difficile de discuter du devenir des nutriments dans toute la région Nord du Golfe de Guinée.

1.2.2 Production primaire et secondaire Phytoplancton et production primaire

La production primaire représente les échanges entre le compartiment associé au nutriment et celui du phytoplancton et à généralement lieu dans dans la couche euphotique. Elle représente l'assimilation des nutriments en présence de la lumière (photosynthèse). Les communautés phytoplanctoniques dans les régions d'upwelling sont généralement dominées par deux grands groupes, les diatomées (20 à 200 μ m) et les flagellés (de 2 à 20 μ m). Les diatomées sont composées d'un squelette siliceux, dépourvues de toute capacité de mouvement alors que les flagellés disposent de flagelles qui leur permettent d'effectuer des mouvements de petites amplitudes. Les flagellés sont caractéristiques des masses d'eaux stratifiées et à faible turbulence. Quant aux diatomées, ils sont adaptés aux masses d'eaux froides riches en nutriments (notamment nitrates) et très turbulents. Généralement, dans les systèmes d'upwelling, les biomasses de diatomées dominent celles des flagellés.

Peu d'études se sont concentrées sur le phytoplancton dans la région Nord du Golfe de Guinée et la plupart des analyses ont été effectuées à l'aide de données satellitaires (Djagoua et al., 2011, Nieto and Mélin, 2017) et *in situ* (Dandonneau, 1973; Binet, 1983; Herbland et Le Loeuff, 1993; Sevrin-Reyssac, 1993; Arfi et al., 2002; John et al., 2002) prises lors de quelques campagnes océano-graphiques sporadiques. Cependant, ces données *in situ* ne couvrent pas l'en-

semble de notre zone d'étude. Il est donc difficile de délimiter de manière précise les zones de production de phytoplancton et surtout d'estimer leur variabilité temporelle. Le phytoplancton dans la zone ivoiro-ghanéenne est dominé par les diatomées des genres Chaetoceros, Coscinodiscus, Hemiaulus, et Rhizosolenia (Revssac, 1970). Les travaux de Revssac (1970), Dandonneau (1973) et Binet (1983) dans la région d'Abidjan au Nord du Golfe de Guinée ont montré que les Chaetoceros prolifèrent en général dans les eaux les plus froides (moins de $25^{\circ}C$), tandis que les *Rhizosolenia* préfèrent les eaux de $25^{\circ}C$ à $28^{\circ}C$. Les Rhizosolenia sont caractéristique du début ou de la fin de l'upwelling tandis que les Chaetoceros seraient liés à la phase du refroidissement la plus intense. Les Coscinodiscus sont côtiers et atteignent des concentrations importantes pendant les saisons froides. Pendant la saison chaude (Avril-Mai), le genre Hemiaulus prolifère. Les maximum phytoplanctoniques se situent toujours pendant les saisons froides avec une présence importante des diatomées (Reyssac, 1970; Binet, 1983). Les concentrations maximales en chlorophylle sont obtenues durant la grande saison d'upwelling le long des côtes ivoiriennes et ghanéennes (Djagoua et al., 2011, Nieto and Mélin, 2017). Pendant cette période, l'upwelling enrichit la zone euphotique de l'océan en sels nutritifs qui exercent une influence immédiate sur la production biologique primaire (Herbland et Le Loeuff, 1993; Arfi et al., 2002). Notons aussi que les apports terrigènes dus aux décharges des fleuves côtiers ont un rôle fertilisant, incontestable dans cette région (Binet, 1983). La production primaire suit approximativement les variations saisonnières de la biomasse dans la région Nord du Golfe de Guinée. Elle est moins importante comparée aux autres régions des EBUS. L'ordre de grandeur de la production primaire selon Lemasson (1981) dans la région d'Abidjan est de 1.2 $gC.m^2.an^{-1}$ alors que dans la région de Dakar elle est comprise entre 300 et 600 $gC.m^2.an^{-1}$ (Fedosov, 1965). Des événements d'eaux rouges dues à Gymnodinium spendens ont aussi été signalés durant les saisons froides par Binet (1983).

Zooplancton et production secondaire

Les communautés de zooplancton et de la production secondaire restent mal connues dans la région Nord du Golfe de Guinée. Le zooplancton y est très diversifié, avec néanmoins une dominance des copépodes (mesoozooplancton). On y trouve également les ostracodes qui atteignent des effectifs équivalents, ou même supérieurs (Binet, 1977a). L'espèce la plus importante est *Euconchoecia chierchiae*. Durant les périodes froides, certaines espèces comme *Calanoides carinatus* qui est un excellent indicateur d'upwelling (Bainbridge,

1960) et Eucalanus monachus apparaissent et deviennent plus importantes (Bainbridge, 1972; Binet, 1983; Waife et al., 2008). Des espèces subthermoclinales en très grandes quantités apparaissent aussi durant cette meme période. Mais, à la différence des espèces subthermoclinales, les peuplements pionniers (Calanoides carinatus et Eucalanus monachus) passent la saison chaude à des profondeurs importantes, supérieures à 500 m, au voisinage du talus. Leur apparition au-dessus du plateau continental ne résulte pas seulement d'un transport passif mais de leur migration active qui auparavant les a amené aux immersions où prennent naissance les remontées d'eaux (Binet, 1983). Les espèces les plus caractéristiques durant les saisons chaudes sont Undinula vulguris, Paracalanus uculeatus, Clausocalanus furcalus, Euchaeta. marina, et Centropayes furcatus (Binet, 1983). Ces espèces ne sont jamais très abondantes et disparaissent complètement en saison froide. Les pics les plus importants du zooplancton se situent dans les périodes d'upwelling (Wiafe et al., 2008). Ces auteurs ont montré que la biomasse de zooplancton dans la zone ivoiro-ghanénne sur la période 1969-1992 tend à diminuer (équivalent à 6,33 ml pour 1000 m^{-3} par an).

1.3 Les populations de petits poissons pélagiques

Les écosytèmes d'upwelling sont généralement dominés par les poissons pélagiques. Ces poissons pélagiques vivent dans la colonne d'eau et se déplacent en bancs. Dans la région Nord du Golfe de Guinée, l'espèce de petits pélagiques dominant appartient à la famille des Clupeidés et est représenté par la sardinelle *Sardinella aurita* (Valenciennes, 1847) et *Sardinella maderensis* (Lowe, 1839). On trouve aussi des espèces appartenant à la famille des Carangidés, des Scrombidés et des Engraulidés. On a par exemple les chinchards (*Trachurus trachurus* (Linnaeus,1758) et *Trachurus trecae* (cadenat, 1949)), le maquereau (*Scomber japonicus*) (Houttuyn, 1782) et l'anchois (*Engraulis encrasicolus* (Linnaeus, 1758).

1.3.1 Distribution géographique de S. aurita

Sardinella aurita (S. aurita) a un corps long et comprimé (Fig. 1.5). Cet espèce a une grande aire de répartition et peuple particulièrement les zones d'upwelling. Aussi appelée sardinelle ronde, Sardinella aurita est présente sur l'ensemble du littoral africain de la Méditerranée jusqu'au Sud de la Baie de Saldanha (33°S) en Afrique du Sud. On la retouve aussi en Mer Noire, dans l'Atlantique Ouest, le long du Golfe du Mexique et jusqu'au Brésil et en Indo-Pacifique (Indonésie, Mer de Chine).


FIG. 1.5 – Une Sardinella aurita (Valenciennes, 1847. Source :www.fishbase.org.).

Malgré sa distribution continue le long des côtes de l'Afrique de l'Ouest, Sardinella aurita se concentre essentiellement dans trois zones où les débarquements excèdent les 100 000 tonnes d'après Fréon (1988). Il s'agit des zone situées entre la Mauritanie et la Guinée (10°N- 26°N), entre la Côte d'Ivoire et le Ghana (5°N) et plus au Sud entre le Gabon et le Sud de l'Angola (0°- 18°S). Dans la zone Côte d'Ivoire-Ghana, *S. aurita* se trouve sur le plateau continental (Fig. 1.6, Binet, 1982). Au Nord du Golfe de Guinée, certains auteurs ont suggéré l'existence d'un seul stock (Binet, 1988; Binet et Marchal, 1993). D'autres par contre évoquent la présence de deux stocks, l'un à proximité du cap des Trois Pointes et l'autre à l'Est du cap Palmas (Marchal, 1979).



FIG. 1.6 – Carte du nord du Golfe de Guinée montrant les principaux fleuves et l'aire de pêche de *Sardinella aurita* tiré de Binet (1982).

1.3.2 Sardinella aurita de la zone ivoiro-ghanéenne Cycle de vie et caractéristiques migratoires

Peu d'observations directes et suivies ont été faites au Nord du Golfe de Guinée sur le régime alimentaire et le mode de nutrition de la sardinelle ronde. Fréon (1988) a montré que *Sardinella aurita* se nourrit essentiellement de phytoplancton (diatomées, débris d'algues vertes ou brunes) et de détritus chez les juvéniles. Au cours de son processus de développement, *Sardinella aurita* changent de régime. Il consomme les zooplancton (copépodes, cladocères, dinoflagellés, larves de cirripède) et la taille des proies augmente.

La croissance de la sardinelle ronde est rapide et sexuellement différenciée. Les femelles ont une croissance plus rapide et sont plus grandes que les mâles. Les oeufs de sardinelle, de taille comprise entre 1 et 2 mm (Ben-Tuvia, 1960), éclosent après environ 24 heures (Conand, 1977). Les sardinelles rondes de Côted'Ivoire et du Ghana ont une croissance très différente de celle observée au Congo (Ghéno, 1975) et au Sénégal (Boely 1981). Un fait d'observation courant est la faible taille des individus telle qu'elle apparaît dans les captures. Les individus dépassant 22 cm sont l'exception, du moins dans la période antérieure à 1980, alors qu'ils atteignent couramment 30 cm au Sénégal. De même, la taille à la maturité est de 14 cm environ contre 18 cm au Sénégal. Cependant, dans les années récentes, des individus nettement plus grands formant des classes modales à 24 ou 25 cm sont apparus dans les captures. La reproduction des sardinelles se déroule dans la colonne d'eau et est très étalée dans le temps. Dans la région Nord du Golfe de Guinée, la reproduction est importante en hiver et en été boréal avec de fortes concentrations de larves observées en Mars et Août (Krzelj, 1972). Pezennec et Bard (1992), Marchal (1993) et Pezennec (1995) soulignent que Sardinella aurita a deux périodes de reproduction qui correspondent à la petite (Janvier à Mars) et à la grande (Juillet à Août) saison d'upwelling. Au cours des deux périodes d'upwelling notamment celle de Juillet à Août, les larves se concentrent dans de vastes nourriceries, localisées plus particulièrement dans la région du Cap des Trois Pointes (Fréon, 1979; Roy et al., 1989). D'après Binet (1982, 1988), le stock de la population reproductrice s'étend du Cap Palmas au Cap des Trois Pointes et suggère que la reproduction a lieu entre ces deux régions. Plus récemment, Koné et al. (2017) ont montré que la ponte de S. aurita a lieu entre la région comprise entre le Cap Palmas et le Cap des Trois pointes avec des profondeurs de ponte allant jusqu'à 75 m. Les informations disponibles semblent indiquer que les régions de ponte et la saisonnalité de reproduction sont bien marquée. Cependant, la plupart de ces études n'ont pas pris en compte la disponibilité de la nourriture sur la croissance (zone, saison et profondeur de ponte) de la *Sardinella aurita* dans la région. D'après binet (1982), dans la zone allant de la Côte d'Ivoire jusqu'au Ghana un stock de population de *Sardinella aurita* a été identifié et effectue des migrations saisonnières pour des besoins d'alimentation et de reproduction (Krzelj, 1972; Binet, 1988; Pezennec, 1995; Koné et al., 2017). Les sous-stocks de juvénilles et de jeunes reproducteurs effectuent des migrations d'amplitude limitée à l'intérieur des nourriceries dans cette zone tandis que les sous-stock d'adultes parcourent l'ensemble de la zone (Binet, 1982, 1988).

Pêcherie et environnement

La Sardinella aurita est l'espèce la plus dominante dans la région ivoiroghanéenne. La pêche dans cette zone est développée et suivant les années varie. Selon la FAO (2008), la sardinelle est la première espèce pêchée en Côte d'Ivoire et au Ghana. Les captures sur les cotes ivoiriennes ont varié de 24 402 tonnes en 1992 à 11 824 tonnes en 2014 (Kassi, 2012; INS, 2014). Comme la plupart des petits poissons pélagiques, l'abondance de Sardinella aurita est contrôlée par la température de l'eau et de la disponibilité en nourriture. Des fluctuations importantes de l'abondance de Sardinella aurita ont été observé de 1963 à 1992 dues aux changements annuels de l'extension de l'upwelling (Binet et al., 2001; Koranteng and McGlade, 2001) dans le Golfe de Guinée. Dans la région Nord du Golfe de Guinée, en hiver et en été, lorsque les conditions océanographiques sont favorables c'est à dire une forte production primaire, une faible turbulence et une circulation favorable, on a une zone de reproduction de Sardinella aurita (Curv and Roy, 1989; Demarcq and Faure, 2000). Cette zone de reproduction subit des variation et influence le comportement de la Sardinella aurita. La compréhension des changements opérés dans les premiers stades de vie de Sardinella aurita permettrait de comprendre les variations d'abondance et également d'initier des modèles de gestions adéquates des pêcheries.

1.3.3 Autres espèces de petits poissons pélagiques de la zone ivoiro-ghanéenne

La sardinelle plate (*sardinella maderensis*) se rencontre le long de la côte ouest-africaine avec à peu près la même aire de répartition que la sardinelle ronde mais elle est plus côtière et plus euryhaline. La ponte est continue toute l'année mais avec le maximum de reproduction en saison chaude en Côte-d'Ivoire (Marchall, 1993) et occupe le plus souvent la surface jusqu'au moins 50 m de fond. Dans le golfe de Guinée, les chinchards (*Trachurus trachurus* ou noir et *Trachurus trecae* ou jaune) ne donnent pas lieu à des captures importantes (Boely and Fréon, 1979). Elles sont généralement présentes de l'isobathe 50 m aux accores. Le stock est commun au large de la Côte d'Ivoire, du Ghana et du Congo. Ses déplacements éventuels dans la région Nord du Golfe de Guinée et son abondance absolue ne sont pas bien connus (Boely and Fréon, 1979). Le maquereau (*Scomberjaponicus*) se retrouve le long des côtes ouest-africaine et est abondant dans les zones d'upwelling. Sa repartition et sa période de ponde restent mal connues dans la région Nord du Golfe de Guinée (Boely and Fréon, 1979). En Côte-d'Ivoire, les prises augmentent légèrement depuis 1982 (Pezennec et al., 1993).

Chapitre 2

MATERIELS ET METHODES

Introduction

La description des organismes et des systèmes se fait à travers une série d'observations et d'expérimentations. Certaines limites peuvent être notées dans ces méthodes, notamment lorsque l'on approche les systèmes marins naturels et l'écosystème planctonique océanique en particulier, car les échelles d'espace et de temps associées aux processus sont diverses dans ces systèmes. En outre, ces systèmes sont difficiles à observer en trois dimensions spatiales et dans le temps. L'utilisation de modèle permet donc de palier ces limites en apportant un complément aux expérimentations et observations. Des contraintes internes et externes agissent sur les écosystèmes planctoniques marins, en particulier sur les processus écophysiologiques, biogéochimiques et comportementaux des organismes. Les systèmes d'équations différentielles permettent d'intégrer ces processus et permettent de représenter la dynamique et le comportement global de l'écosystème considéré. Ainsi les modèles couplés physique/biologie permettent d'intégrer les contraintes liées à la physique et à la biologie et permettent de faire une description quantitative des contributions respectives des différents processus modélisés. Il est donc question dans cette partie de présenter les différents modèles et les données utilisés dans le cadre de cette thèse.

2.1 Modèle hydrodynamique

Le modèle hydrodynamique utilisé dans le cadre de cette étude est le modèle CROCO (Coastal and Regional Ocean Community) qui est un développement du modèle ROMS (Regional Ocean Modelling System) implémenté à l'Univeristé de Californie Los Angeles (UCLA, USA). Les détails sur le modèle ROMS sont donnés dans les travaux de Shchepetkin et McWillams (2003; 2005). Le modèle CROCO, tout comme le modèle ROMS, utilise la méthode AGRIF "2-Ways" (Adaptative Grid Refinement In Fortran) qui consiste en l'emboitement d'une grille enfant (de résolution spatiale plus fine) dans une grille parent (de résolution plus grossière) avec une inter-connexion (échange d'informations) entre les deux (2) grilles (Debreu et al., 2012). La configuration régionale du modèle CROCO développée dans cette étude est semblable à celle de Djakouré et al. (2014) avec le modèle ROMS. CROCO est un modèle tridimensionnel qui permet de résoudre les équations primitives et également la surface libre en se basant sur les hypothèses hydrostatiques, d'incompressibilité et de Boussinesq décrites ci-après :

- l'approximation de Boussinesq suppose que les variations de la densité de l'eau de mer et de la pression sont négligées dans le bilan des équations de mouvement horizontal et sont uniquement prises en compte sur la verticale;
- l'approximation hydrostatique suppose que sur la verticale, l'accélération de mouvement est négligeable pour l'océan. En effet, l'océan est considéré comme une couche peu profonde, ce qui aboutit donc à l'équilibre entre la force de pression et la force de gravité;
- enfin l'hypothèse d'incompressibilité implique que la masse volumique d'une particule de fluide ne varie pas avec la pression et à pour conséquence la non divergence de l'équation de continuité.

2.1.1 Equations primitives du modèle et conditions aux limites

Les équations primitives dans un repère cartésien résultant des hypothèses listées ci-dessus sont décrites par :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + w\frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z}(K_v\frac{\partial u}{\partial z}) + D_u$$
(2.1)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + w\frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}(K_v\frac{\partial v}{\partial z}) + D_v$$
(2.2)

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$
(2.3)

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \tag{2.4}$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \tag{2.5}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = F_T + D_T$$
(2.6)

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = F_S + D_S \tag{2.7}$$

Les conditions aux frontières verticales associées à ce système sont définies comme suit :

— à la surface $z = \zeta(x, y, t)$ représentant la variation de la surface libre de l'océan (m),

$$A_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_s^x \tag{2.8}$$

$$A_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_s^y \tag{2.9}$$

$$K_T \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_T}{\rho_0 C_p} \tag{2.10}$$

$$K_S \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{(E-P)S}{\rho_0} \tag{2.11}$$

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}$$
(2.12)

— en profondeur z=-h(x,y,t) représente la profondeur de l'océan

$$A_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_b^x \tag{2.13}$$

$$A_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_b^y \tag{2.14}$$

$$\tau_b^x = (\gamma_1 + \gamma_2 \sqrt{u^2 + v^2})u \tag{2.15}$$

$$\tau_b^y = (\gamma_1 + \gamma_2 \sqrt{u^2 + v^2})v \tag{2.16}$$

$$K_v \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \tag{2.17}$$

$$K_v \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \tag{2.18}$$

$$w + u\frac{\partial H}{\partial x} + v\frac{\partial H}{\partial y} = 0 \tag{2.19}$$

avec :

- -x, y, z: respectivement la direction zonale, méridienne et verticale du repère cartésien [m];
- u, v, w: respectivement la composante zonale, méridienne et verticale de la vitesse $[m.s^{-1}]$ dans les directions x, y, z;
- -t: la variable temps [s];
- ρ_0 : la densité de référence de l'eau de mer 1025 [kg. m^{-3}];
- $-\rho$: la densité [kg. m^{-3}];
- P: la pression [N. m^{-2}];
- f: le paramètre de Coriolis $[s^{-1}]$;
- D_u , D_v , D_T , D_S : les termes de dissipation latérale associés au schéma d'advection de 3e ordre upstream;
- $-F_T, F_S$: les termes de forçage;
- K_v : le coefficient vertical de diffusivité turbulente $[m^2 \cdot s^{-1}];$
- -g: l'accélération [m. s^{-2}];
- -T: la température potentielle [°C];
- S : la salinité.
- A_v le coefficient de viscosité verticale $[m^2.s^{-1}];$
- τ_s^x et τ_s^y les composantes de la tension de vent de surface respectivement dans les directions x et y [N. m^{-2}];
- K_T et K_S les coefficients verticaux de diffusivité turbulent $[m^2.s^{-1}]$;
- $-Q_T$ le flux de chaleur [W. m^{-2}];
- C_p le coefficient de capacité calorifique de l'eau $\left[\frac{J}{kq.\circ C} \right];$
- E l'évaporation $[m.d^{-1}]$;
- P la précipitation [m. d^{-1}];
- ζ l'élévation de surface [m];
- $-\tau_b^x$ et τ_b^y les tensions quadratiques de courant de fond respectivement dans les directions x et y [N. m^{-2}];
- γ_1 le coefficient linéaire de la tension de fond ;
- $-\gamma_2$ le coefficient quadratique de la tension de fond;
- H la profondeur de la colonne d'eau [m].

L'approche K-Profil PBL (KPP) (Large et al., 1994) permet de résoudre la paramétrisation sous-maille et la fermeture de la turbulence et fournit les co-

efficients de mélange vertical (K_v, A_v, K_T, K_S) . Les conditions aux limites (verticales et latérales) permettent d'imposer le forçage de l'océan aux interfaces océan-atmosphère. A l'interface océan-atmosphère, le forçage provient de la tension de vent, des flux de chaleur échangés avec l'atmosphère et les flux d'eau douce par évaporation/précipitation (E-P).

2.1.2 Discrétisation spatio-temporelle

Discrétisation spatiale horizontale et verticale

Les méthodes numériques sont utilisées pour intégrer les équations aux dérivées partielles ci-dessus car ces équations n'admettent pas de solutions analytiques. Des schémas numériques sont utilisées dans ces méthodes numériques et nécessite une discrétisation spatiale et temporelle. Les équations sont discrétisées spatialement par différence finie en utilisant une grille de calcul de type Arakawa C (Arakawa and Lamb, 1977), (Fig. 2.1). Les vitesses horizontales (uet v) sont placées au centre des faces de la maille tandis que la vitesse verticale (w) est calculée au centre de la maille de fond. Les grandeurs scalaires telles que les traceurs (température T, salinité S, densité ρ), le paramètre de Coriolis f, Ω la vitesse verticale dans le système de coordonnées sigma généralisée et la surface libre ζ sont définies au centre de la maille. Sur la verticale, CROCO utilise le système de coordonnées sigma généralisé σ qui permet de mieux épouser la bathymétrie (Song et Haidvogel, 1994) et de mieux représenter les interactions écoulement-topographie. La Fig. 2.2 décrit le placement général des différentes variables sur la grille du modèle. 2.2.

Pour optimiser le temps de calcul, CROCO utilise un schéma dit "split explicit" ou "mode splitting" pour la discrétisation temporelle. Cette technique permet de séparer les modes baroclines (lents) des modes barotropes (rapides).

2.2 Implémentation du modèle CROCO dans le Golfe de Guinée

La configuration du modèle CROCO implémentée dans notre étude est la version V1.0 avec l'option d'emboitement "two-way nesting" (Debreu et al., 2012). Cette configuration a été mise en place en utilisant le package CRO-COTOOLS dérivant du package ROMSTOOLS (Penven et al., 2008). Le domaine du modèle s'étend de 65,2 °W - 15 °E et de 10 °S - 14 °N pour la grille parent, avec une résolution horizontale de $\frac{1}{5}$ °, et la grille enfant de plus haute résolution ($\frac{1}{15}$ °), imbriquée dans la grille parent, s'étend de 12,33 °W -



FIG. 2.1 – A gauche : schéma de représentation de la grille de discrétisation horizontale Arakawa C. Les traceurs T, S, ρ , ζ , H, f, Ω sont placés au centre de la maille et les vitesses zonale u et méridienne v au centre des faces de la maille. A droite : schéma de représentation de la grille de discrétisation verticale du modèle avec w la vitesse verticale (Penven, 2000).



FIG. 2.2 – Coupe verticale montrant le placement des traceurs dans la grille du modèle (Penven, 2000).

11,73 °E et de 3,98 °S - 8,05 °N (Fig. 2.3). La configuration Golfe de Guinée du modèle CROCO comprend 45 niveaux verticaux, discrétisés selon le

système de coordonnées sigma permettant d'augmenter la résolution verticale à proximité de la surface et/ou du fond. En surface, le modèle est forcé avec les vents climatoligiques mensuels dérivant de SCOW (Scatterrometer Climatology of Ocean Winds) disponibles de Septembre 1997 à Août 2007 (Risien and Chelton, 2008) pour la simulation climatologique. En ce qui concerne la simulation interannuelle, le modèle est forcé avec les vents interannuels (1980-2015) de ERA-Interim produits par "European Centre for Medium-Range Weather Forecasts" (ECMWF) (Dee et al., 2011). La topographie du modèle a été construite à l'aide des données GEBCO 2014 (General Bathymetric Chart of the Oceans (http://www.gebco.net). Les conditions initiales et aux limites (chaleur, flux et courants d'eau douce) du modèle hydrodynamique proviennent de COADS (Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set, Da Silva et al., (1994)) pour la simulation climatologique, et du modèle SODA version 3.3.1 ("Simple Ocean Data Assimilation") pour la simulation interannuelle. Le modèle a trois frontières ouvertes (Nord, Sud et Ouest) et une frontière fermée (Est). L'équilibre statistique des différents traceurs ("spin-up") est obtenu à partir de la cinquième année.



FIG. 2.3 – La grille horizontale du modèle courvant l'Atlantique tropical (grille parent) et le Golfe de Guinée (grille enfant). Chaque cellule représente ici 5 points de grille pour la grille parent et 15 points de grille pour la grille enfant (Djakouré et al., 2014).

2.3 Modèle biogéochimique

Le modèle hydrodynamique CROCO est couplé au modèle de biogéochimie marine PISCES ("Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies", Aumont et al., 2015). PISCES est basé sur le modèle biogéochimique HA-MOCC5 (Six et Maier-Reimer, 1996) et a été utilisé dans de nombreuses études (Gehlen et al., 2006; Rodgers et al., 2008; Koné et al., 2009; Steinacher et al., 2010). Le modèle PISCES permet de simuler les niveaux trophiques inférieurs des écosystèmes (phytoplancton, microzooplancton et mésozooplancton) et les cycles biogéochimiques du carbone et des principaux nutriments (P, N, Fe et Si) (Aumont et al., 2015). Ce modèle comprend 24 variables inter-dépendantes avec des interactions entre elles (Fig. 2.4). Nous présenterons les équations générales concernant les phytoplancton et les zooplancton dans cette section car la biomasse planctonique représente les proies des larves de sardinelle dans notre étude.



FIG. 2.4 – Représentation schématique des 4 principaux compartiments de PISCES. À l'exception du carbone inorganique, de l'alcalinité et de l'oxygène, toutes les variables du modèle sont indiquées. Pour conserver une représentation simple, seules les interactions avec le compartiment PHY sont représentées. Quelques-uns des paramètres clés sont également indiqués.

2.3.1 Equations du modèle

Nous pouvons distinguer 4 grands compartiments dans PISCES :

 Le compartiment PHY qui regroupe les organismes planctoniques végétaux photosynthétiques (phytoplancton) est définit par l'équation :

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \overbrace{(1-\delta^D)\mu^D D}^{croissance} - \overbrace{m^D \frac{D}{K_m + D} D}^{mortalit} - \overbrace{sh \times \omega^D D^2}^{agrgation} - \overbrace{g^Z(D)Z - g^M(D)M}^{broutage}$$
(2.20)

avec :

- D : la biomasse de diatomées,
- μ :le taux de croissance,
- δ : l'exsudation,
- sh : le taux de cisaillement,
- ω : la mortalité quadratique,
- $-K_m$: le paramètre de demi saturation de limitation,
- g : un paramètre de broutage,
- m : le taux de mortalité.

Ces organismes marins ont pour habitat la couche euphotique et sont autotrophes. En effet, dans cette couche, ils utilisent l'énergie lumineuse et des éléments nutritifs puisés dans le milieu (compartiment NUT) pour synthésiser leur matière organique (carbone). Le phytoplancton se différencie par la taille. La classification dans PISCES se fait en 2 groupes (Fig. 2.5 (a) et (b)) :

 le nanophytoplancton (N) qui sont des organismes de petite taille (jusqu'à une vingtaine de microns).

 les diatomées (D) qui sont des organismes dont la taille peut aller jusqu'au millimètre et possèdent un squelette externe silicieux (frustule).

Ces deux groupes ou classes se caractérisent dans PISCES par leur concentration interne en carbone $(C^N \text{ et } C^D)$, fer $(Fe^N \text{ et } Fe^D)$ et chlorophylle $(CHL^N \text{ et } CHL^D)$, auxquelles s'ajoute, uniquement pour les diatomées, la concentration en silice (Si^D) . Tout ces rapports (Fe/C, CHL/C et Si/C) sont prédits par le modèle. Les valeurs de Takashi et al. (1985) permettent d'avoir les rapports C/N/P supposés constants.

— Les organismes planctoniques animaux (zooplancton) se retrouvent dans le compartiment ZOO. ce compartiment est défini par les équations suivantes où les zooplanctons se différencient principalement par leur capacité de broutage :

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \overbrace{e^{Z}(g^{Z}(P) + g^{Z}(D) + g^{Z}(POC))Z}^{croissance} - \overbrace{g^{M}(Z)M}^{broutage} - \overbrace{g^{M}(Z)M}^{mortalit} - \overbrace{m^{Z}f_{Z}(T)Z^{2} - r^{Z}f_{Z}(T)(\frac{Z}{K_{m} + Z} + 3\Delta(O_{2}))Z}^{mortalit}$$
(2.21)

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \overbrace{e^{M}(g^{M}(P) + g^{M}(D) + g^{M}(POC) + g^{M}_{FF}(GOC) + g^{M}_{FF}(POC) + g^{M}(Z))M}^{croissance} - \overbrace{m^{M}f_{M}(T)M^{2} - r^{M}f_{M}(T)(\frac{M}{K_{m} + M} + 3\Delta(O_{2}))M}^{mortalit}$$
(2.22)

- Z et M : la biomasse de microzooplancton et de mesozooplancton,
- $-g_{FF}, f_Z$: des paramètres de broutage,
- e : la mortalité quadratique,
- r : le paramètre de demi saturation de limitation.

Le zooplancton est hétérotrophe contrairement au plancton végétal qui est autotrophe et synthétise sa matière organique en consommant (broutage) le phytoplancton, les détritus organiques et le zooplancton de plus petite taille. Le zooplancton se différencie également par la taille. PISCES distingue 2 classes différentes illustrées en image par les Figs. 2.5 (c) et (d) :

. le microzooplancton (Zm) qui représente des organismes de petites tailles (jusqu'à environ 200 μm). Cet organisme se nourrit de phytoplancton et de petites particules organiques.

 le mesozooplancton (ZM) qui représente des organismes dont la taille peut aller jusqu'à plusieurs millimètres. Cet organisme se nourrrit du phytoplancton, du microzooplancton et de toutes les tailles de matériel particulaire

— 5 nutriments à savoir les nitrates (NO3), l'ammonium (NH4), le phosphate (PO4), le fer (Fe) et le silicate (Si). Les constituants azotés (nitrates et ammonium) composent le compartiment NUT et constituent les éléments limitant la croissance du phytoplancton. Les rapports stoechiométriques de Redfield permettent de reliés les constituants azotés (nitrates et ammonium) et le phosphate. Les processus de conversion de l'ammonium en nitrate (nitrification) et de reminéralisation de la matière



FIG. 2.5 – Photographies de (a) diatomées, (b) synecochoccus (espèce de nanophytoplancton) source John B Waterbury http: //genome.jgi.doe.gov, (c) microzooplancton nauplii (d) mesozooplancton calanius finimarchius source http: //arthropoda.southernfriedscience.com.

organique (dénitrification) sont paramétrés dans PISCES et constituent l'activité microbienne.

— Le compartiment DETRITUS est constitué de la matière organique dissoute (DOM) et de la matière organique particulaire (POM). Les petites particules (taille inférieure à 100 μm , sPOM) et les grosses particules (taille comprise entre 100 et 500 μm , bPOM) constituent les 2 groupes de la matière organique particulaire. Le carbone représente uniquement le matériel dissous dans PISCES. La caractérisation du matériel particulaire détritique est donnée par une fraction organique constituée de carbone (C) et une fraction inorganique représentée par les concentrations en silicate (BSi), fer (Fe) et calcite (CaCO3). Les rapports de Redfield permettent d'avoir les autres rapports (C/N/P).

Le modèle PISCES inclut 3 variables supplémentaires en interaction avec l'atmosphère en plus des 21 variables représentant l'écosystème marin, qui sont :

- Le carbone inorganique dissous (DIC) et l'alcalinité (Alk) qui définissent le système des carbonates permettent de quantifier le degré d'acidification de l'océan.
- L'oxygène (O_2) intervient dans le couplage avec les niveaux trophiques océaniques supérieurs.

Les constantes et paramètres définies dans les équations 2.20, 2.21 et 2.22 sont détaillés dans l'étude de Aumont et al. (2015).

2.3.2 Modèle couplé CROCO-PISCES dans le Golfe de Guinée

Le modèle biogéochimique PISCES (Aumont et al., 2015) simule le fonctionnement des premiers niveaux trophiques des écosystèmes marins (phytoplancton, microzooplancton et mésozooplancton) et les cycles biogéochimiques du carbone et des principaux nutriments (PO4, NH4, NO3, Fe et Si). PISCES contient 24 variables pronostiques (traceurs) dont deux compartiments phytoplanctoniques (diatomées et nanophytoplancton), deux classes de taille de zooplancton (microzooplancton et mésozooplancton) et une description de la chimie des carbonates. Notre configuration PISCES comprend l'apport atmosphérique de fer (Fe). Les dépôts de fer de l'atmosphère ont été estimés à partir des cartes climatologiques mensuelles des dépôts de poussières fournies par le Laboratoire de Météorologie Dynamique zoom Transport-Interactions avec la Chimie et les Aérosols (LMDzT-INCA) (Balkanski et al., 2004). Les conditions initiales et aux frontières de la distribution des principaux nutriments dans le modèle proviennent des sorties du modèle global couplé NEMO-PISCES (Aumont et al., 2006) fourni avec le package CROCOTOOLS. Les principaux processus (croissance et mortalité du plancton, excrétion de zooplancton, nitrification, reminéralisation et enfouissement des détritus) et les paramètres utilisés dans le modèle sont décrits en détail par Aumont et al. (2015). Les modèles hydrodynamiques et biogéochimiques sont couplés en temps réel ("online") avec un pas de temps de 30 min. L'équilibre statistique ("spin-up") est obtenu à partir de la cinquième année. Les sorties du modèle couplé hydrodynamique-biogéochimique (composantes zonales, méridionales et verticales de la vitesse du courant, la température, les champs tridimensionnels des diatomées, des microzooplancton et des mésozooplancton) sont sauvegardés chaque 3 jours. Ces sorties sont utilisées comme facteurs de forçage dans le modèle de dispersion larvaire ICHTHYOP.

2.4 Modèle individu-centré : ICHTHYOP

Les sorties du modèle CROCO-PISCES présenté dans les sections précédentes ont été utilisées comme forçages dans le modèle individu-centré de transport et de croissance de larves de sardinelles dans la région Nord du Golfe de Guinée. Nous avons utilisé le modèle individu-centré Ichthyop (Lett et al. 2008, http://www.ichthyop.org), développé en Java, qui permet de simuler le transport Lagrangien de particules à l'aide de champs de courants produits par des modèles hydrodynamiques tels que ROMS, CROCO, NEMO, pour des applications en océanographie physique et (surtout) en écologie marine.

2.4.1 Simulations et validations de la configuration régionale du modèle hydrodynamique CROCO dans le nord du Golfe de Guinée

Pour la validation de la configuration du modèle hydrodynamique CROCO utilisée dans cette thèse, nous avons comparé les trajectoires de bouées océanographiques dérivantes (SVP drifters) obtenues dans le cadre du "Global Drifter Program" (GDP, http://www.aoml.noaa.gov/envids/gld/dir/spatial-temporal.php) piloté par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) à celles simulées par le modèle Lagrangien Ichthyop dans l'Océan Atlantique tropical et dans le Golfe de Guinée. Le modèle Ichthyop a été forcé soit par les sorties du modèle CROCO, soit par les sorties des produits globaux de courantologie OS-CAR ("Ocean Surface Current Analysis Real-time") et GlobCurrent (Bonjean and Lagerloef, 2002; Rio et al., 2014). Ensuite, le jeu de données de validation a été étendu aux trajectoires de Dispositifs à Concentration de Poissons dérivants (DCP) recensées dans une base de données de l'Observatoire Thonier de l'IRD (Maufroy et al., 2015). Dans le modèle Lagrangien utilisé pour cette étude, le drifter ou DCP est modélisé par une particule discrète sans masse. La particule est lâchée à la position initiale du drifter ou DCP observé. Le déplacement de la particule est donné par la somme d'une composante advective et d'une composante dispersive. Pour les simulations avec les courants dérivant du modèle CROCO, la particule est lâchée à 15 m de profondeur correspondant à la profondeur de lâchée des drifters (les courants CROCO sont en 3D tandis que les courants OSCAR et GlobCurrent sont en 2D). Les positions de la particule sont calculées à chaque pas de temps à partir du schéma numérique Runge-Kutta 4 et sauvegardé toutes les six heures, correspondant aux fréquences d'enregistrement des positions des drifters. Nous avons effectué des analyses de sensibilité par rapport à certains choix de modélisation que nous avons faits. Pour les

drifters, nous avons réalisé des simulations dans lesquelles la particule est réinitialisée tous les 10 jours à la position observée du drifter correspondant. Pour le produit GlobCurrent, nous avons aussi testé à la fois ses sorties de courants de 1 jour et de 3 heures, puisque ces deux jeux de données sont disponibles au téléchargement. Pour les drifters et DCP, nous avons simulé un nuage (1000) de particules au lieu d'une seule particule, lâchés autour des localisations observées (dans un rayon de 50 km et 200 km, ceci pour les drifters).

Erreur quadratique moyenne des vitesses ou RMSE

Comme dans des travaux précédents comparant les trajectoires de drifters observés et de particules simulés (par exemple Hart-Davis et al., 2018), nous avons calculé l'erreur quadratique moyenne des vitesses ou RMSE ("Root Mean Square Error") donnée par :

$$RMSE = \sqrt{\sum \frac{(V_{real} - V_{virtual})^2}{N}}$$
(2.23)

où $V_{virtual}$ est le vitesse simulée, V_{real} la vitesse du drifter (ou DCP) observée et N le nombre de drifters (ou DCP). Nous avons également comparé la distribution globale des vitesses des drifters (ou DCP) à celles des particules simulées.

Distance de séparation

La distance de séparation ou distance d'erreur mesure la séparation de deux particules ou, de manière équivalente, la propagation d'un nuage de traceurs passifs. Cet indice permet ici d'obtenir l'évolution de la distance entre l'observation (drifter ou DCP) et la simulation (particule) en fonction du temps. La distance de séparation est donnée par :

$$D(t) = \sqrt{(x_p(t) - x_o(t))^2 + (y_p(t) - y_o(t))^2}$$
(2.24)

où (x, y) sont les coordonnées en 2D au temps t et les indices p et o indiquent respectivement la particule simulée et le drifter ou DCP observé, respectivement.

Dispersion absolue

La dispersion absolue (Taylor, 1921) est définie comme la distance à la position initiale à chaque pas de temps :

$$D_0(t) = \sqrt{(x_d(t) - x_d(t_0))^2 + (y_d(t) - y_d(t_0))^2}$$
(2.25)

où $(x_d(t), y_d(t))$ sont les positions du drifter ou du DCP observé, ou de la particule simulée, à chaque pas de temps, et $(x_d(t_0), y_d(t_0))$ leur position initiale.

Performance ("skill") du modèle

La performance ("skill") du modèle quant à une trajectoire modélisée est donnée par :

$$ss(t) = \begin{cases} 1 - \frac{s(t)}{n}, (s(t) \le n) \\ 0, (s(t) > n) \end{cases}$$
(2.26)

avec $s(t) = \frac{D(t)}{D_0(t)}$ où D(t) est la distance de séparation et $D_0(t)$ la dispersion absolue et n un seuil de tolérance (prenant la valeur 1 dans notre étude comme dans les travaux de Liu et Weisberg ,2011). Si ss = 1, il y a une correspondance parfaite entre la trajectoire du drifter (ou FAD) et celle simulée. Dans ce cas, la distance de séparation est D(t) = 0. Pour ss = 0, le modèle n'est pas efficace, l'erreur D(t) étant du même ordre que la distance parcourue $D_0(t)$. Cet indice de performance est équivalent à celui proposer par Liu et Weisberg (2011). En général, cet indice est particulièrement utile lorsque le nombre de trajectoires de drifters est limité. Nous avons calculé la moyenne et l'écart type des valeurs des performances obtenues (c.-à-d. des ss(t)) depuis leur position initiale pour tout t, et ce pour les drifters et pour les DCP. Le nombre de drifters et de DCP diminue bien entendu avec le temps t et cette information est également indiquée sur les figures. Les tests de validation du modèle CROCO sont détaillés dans le chapitre 3.

Energie cinétique turbulente (ou EKE)

L'énergie cinétique turbulente (ou EKE) des differents champs de courants (en deux dimensions) est donnée par :

$$EKE = \frac{1}{2}(u^{'2} + v^{'2}) \tag{2.27}$$

où $u^{'}$ et v^2 désignent les fluctuations des composantes du vecteur vitesse. Les vitesses fluctuantes sont données par

$$u' = u - \overline{U} \qquad v' = v - \overline{V} \tag{2.28}$$

avec u et v les vitesses instantanées, \overline{U} et \overline{V} les vitesses moyennes.

2.4.2 Dispersion et croissance des larves de S. aurita

Le modèle biophysique comprend les trois premiers stades du cycle de vie de S.aurita: œufs, larves avec sac vitellin, larves sans sac vitellin. Les processus de mortalité et de croissance des différents stades du cycle de développement considéré dans ce modèle sont décrits dans les sections suivantes.

Les trois premiers stades du cycle de vie de S. aurita

Le modèle biophysique comprend initialement 5 000 particules (représentant les œufs) relâchées aléatoirement dans les différentes zones de ponte (Fig. 2.7). La région Nord du Golfe de Guinée a été subdivisée en six zones de ponte en suivant Boely et Fréon (1979), Binet (1982, 1988) et Roy et al. (1989) :

- (1) La zone côtière du Cap Palmas ("Cape Palmas inshore" CaPin) entre les isobathes 0 et 1200 m;
- (2) La zone au large du Cap Palmas ("Cape Palmas offshore" CaPoff) entre les isobathes 1200 et 2000 m;
- (3) La zone côtière du Cap des Trois Pointes ("Cape Three Points inshore" - CaTPin) entre les isobathes 0 et 1200 m;
- (4) La zone au large du Cap des Trois Pointes ("Cape Three Points offshore" CaTPoff) entre les isobathes 1200 et 2000 m;
- (5) La zone côtière au milieu-Est du Golfe de Guinée ("Mid-East Gulf of Guinea inshore" - MEGGin)) entre les isobathes 0 et 1200 m;
- (6) La zone côtière au Nord-Est du Golfe de Guinée ("North-East Gulf of Guinea inshore" - NEGGin) entre les isobathes 0 et 1200 m.

Les œufs ont été relâchés à différentes profondeurs (0-25 m, 25-50 m, 50-75 m) au début de chaque mois et transportés passivement pendant une durée de 28 jours correspondant à la durée moyenne des larves planctoniques ou au début de la phase juvénile (Ditty et al., 1994; Mbaye et al., 2015; Koné et al., 2017). Au delà de 28 jours, les larves de sardinelles ne sont plus considérées comme des entités passives puisqu'elles possèdent des nageoires qui leur permettent de se déplacer. Dans cette étude, les zones côtières (CaPin, CaTPin, MEGGin et NEGGin) sont considérées comme zones de recrutement potentielles. Nous avons testé deux valeurs de température léthale à savoir 25° C et 28°C et deux valeurs de la constante de demi-saturation K_s (0.25 et 0.5; voir ci-dessous). La croissance du stade œuf et du stade larvaire avec sac vitellin se fait selon la formulation suivante :

$$L(t) = gt + b \tag{2.29}$$

où g est le le taux de croissance (j^{-1}) , t le temps (j), et la constante b la taille



FIG. 2.6 – Zones de ponte (haut) et zone de recrutement (bas) de *S. aurita* utilisées dans le modèle larvaire Ichthyop; adapté de Koné et al. (2017).

à l'éclosion des œufs. Le taux de croissance g comprend le terme de limitation de la croissance par la température et est donnée par l'expression suivante :

$$g = a_1 + a_2 T (2.30)$$

où $a_1 = 0.02 \ (j^{-1})$ et $a_2 = 0.03 \ (j^{-1} \circ C^{-1})$. A chaque pas de temps t, la taille des larves augmente de $\Delta L = g\Delta t$.

Le critère contrôlant le passage du stade œuf au stade larvaire avec sac vitellin est obtenu lorsque la taille des œufs est supérieure ou égale 2.8 mm. Cette valeur a été utilisé dans les travaux de Koné et al. (2017) dans la région Nord du Golfe de Guinée et dans des études d'autres espèces de petits poissons pélagiques notamment l'anchois (Koné et al., 2006). La mortalité des œufs et des larves pourvues de sac vitellin est dépendante de la température et intervient quand l'eau dépasse le seuil choisi (25° C et 28°C). La formulation de la croissance au stade sans sac de vitellin est similaire à celle des larves pourvues de sac vitellin et des œufs, à la différence qu'en plus de la limitation par la température, il y a une limitation par la nourriture. A chaque pas de temps t, la taille des individus augmente de $\Delta L = gf\Delta t$, où f est le terme de limitation de la croissance par la nourriture. Cette limitation est une fonction de type de Michaelis Menten $f = \frac{Food}{(K_s + Food)}$ où Food est la concentration $(mmolN \ m^{-3})$ des proies potentielles, K_s est la constante de demi-saturation (prenant les valeurs 0.25 ou 0.5). L'expression de Food est donnée par Food = $\Sigma e_j C_j$ où e_j est la préférence pour la proie j et C_j la concentration de la proie j. La valeur de e_j est de 1 dans toutes les simulations réalisées avec la nutrition comme facteur limitant. Le passage du stade larvaire avec sac vitellin au stade sans sac vitellin se produit lorsque la taille des individus du stade larvaire avec sac vitellin est supérieure ou égale 4.5 mm.

Critère de recrutement

Dans les travaux de Koné et al. (2017) dans la région Nord du Golfe de Guinée, le critère de recrutement était défini par rapport à l'âge : les individus dont l'âge était supérieur à 7 jours et qui étaient dans la zone de rétention côtière étaient considérés comme recrutés. Dans notre étude, nous avons dans un premier temps utilisé ce même critère de recrutement. Puis avec l'effet de la limitation de la croissance par la température et par la nourriture, nous avons changé ce critère d'âge en critère de taille. Nous avons fait l'hypothèse que les individus dont la taille était supérieure ou égale à 6 mm et qui étaient dans la zone de rétention au cours de la période de 28 jours de simulation étaient considérés comme recrutés. La taille seuil de 6 mm correspond approximativement à la taille à 7 j donnée par le modèle de croissance utilisé dans Koné et al. (2017).

2.5 Les données et produits utilisés

Les données d'observation et produits utilisés présentés dans cette section serviront à évaluer les capacités des différentes configurations utilisées (CROCO, CROCO-PISCES) à reproduire les principales caractéristiques physiques et biologiques dans l'Atlantique tropical (CROCO) et dans le Golfe de Guinée (CROCO-PISCES).

2.5.1 Trajectoires de drifters

Les trajectoires de dérive des bouées océanographiques (ou "drifters") déployés dans l'Océan Atlantique constituent l'une de nos données d'observation en vue de valider les courants (CROCO) dans notre région d'étude. Les trajectoires des drifters de surface sont gérées par le "National Oceanic and Atmospheric Administration" (NOAA) à travers le programme du "Global Drifter Program" (GDP) (Lumpkin et al., 2013). Ces drifters sont constitués d'une bouée de surface et sont lestés à 15 m de profondeur (Fig. 2.7, à gauche). Ces drifters sont équipés de capteurs qui mesurent des propriétés comme *in situ* les courants dans les couches mixtes, la température de la mer, la pression atmosphérique, les vents, la salinité, et les transmettent au système de satellites ARGOS (récemment Iridium)(Lumpkin and Pazos, 2007). Leurs positions sont données toutes les six heures (Hansen et Poulain, 1996) et récemment toutes les heures (Elipot et al., 2016).

2.5.2 Trajectoires de dispositifs à concentration de poissons

Dans le cadre d'une collaboration entre l'Institut de Recherche pour le Développement(IRD) et l'organisation française de producteurs de thon congelé (ORTHONGEL), les localisations GPS des bouées attachées aux dispositifs à concentration de poissons (DCP) utilisés par les flottilles de pêche française opérant dans l'Océan Atlantique et l'Océan Indien sont disponibles depuis 2008. Elles constituent notre second jeu de données en vue de la validation des courants dans notre région d'étude. La méthodologie complète utilisée pour filtrer et traiter les données GPS brutes afin d'avoir les trajectoires des DCP est détaillée dans Maufroy et al (2015). Les DCP sont des radeaux de bambou rectangulaires (Fig. 2.7, au milieu et à droite) avec des morceaux de filets à senne tournante en dessous (Franco et al., 2009). Il existe de nombreux types de DCP (Imzilen et al., 2019). La périodicité de l'émission de la position du DCP varie de 15 minutes à 2 jours.

2.5.3 Produit de courant OSCAR

Le produit de courant OSCAR ("Ocean Surface Current Analyses Realtime") utilisé pour cette étude contient les vitesses de la couche de mélange de l'océan obtenues à partir de différents satellites (TOPEX/Poseidon (1992-2002) et Jason (2002-présent) (Bonjean et Lagerloef(2002)). OSCAR est un programme du centre de données d'océanographie physique de la NASA (http: //podaac.jpl.nasa.gov). L'objectif principal du programme est d'améliorer la génération des courants de surface à partir des champs de vents océaniques, et ce faisant, la compréhension des mécanismes qui sous-tendent les transferts d'énergie entre l'atmosphère et l'océan à travers la couche limite planétaire. Les vi-



FIG. 2.7 – Description de la structure (dans la colonne d'eau) d'un drifter (à gauche) et de deux types de dispositifs à concentration de poissons (DCP) utilisés dans les pêcheries thonières tropicales (au milieu et à droite); Issu de Imzilen et al. (2019).

tesses sont calculées à partir des équations du mouvement quasi-linéaires en combinant la géostrophie, les formulations d'Ekmann et Stommel et un terme complémentaire du gradient de flottaison de surface (Bonjean et Lagerloef (2002)). Les vitesses horizontales sont directement estimées à partir de la hauteur de la surface de la mer, la vitesse du vent en surface et la température de la surface de la mer. Les données se situent sur une grille de $\frac{1}{3}^{\circ}$ avec une résolution temporelle de 5 jours.

2.5.4 Produit de courant GlobCurrent

GlobCurrent est un produit d'altimétrie comme OSCAR. Le produit Glob-Current est financé par l'Agence Spatiale Européenne (ASE ou ESA en anglais). L'objectif est de fournir des champs de courant et de température de surface de l'océan (Johannessen et al., 2016) à partir de plusieurs données de satellite. GlobCurrent est fourni à $\frac{1}{4}^{\circ}$ de résolution spatiale et avec une résolution temporelle de 3 heures ou d'un jour (http://www:globcurrent.org/). Ce produit d'altimétrie est obtenu en combinant les courants géostrophiques et les courants d'Ekman (en surface et à 15 m de profondeur). Les courants géostrophiques de GlobCurrent sont basés sur l'anomalie du niveau de la mer (SLA "Sea Level Anomaly") obtenu à partir des satellites et de la Topographie Dynamique Moyenne globale (MDT en anglais) (Rio et al., 2014). La partie du courant d'Ekman est donné par le modèle d'Ekman (Rio et al, 2014) en utilisant les données de drifters de surface, de flotteurs Argo et les vents de surface.

2.5.5 Produits de température de surface de la mer

La distribution saisonnière de SST ("Sea Surface Temerature") simulée par CROCO-PISCES a été évaluée avec différents produits satellitaires (OI-SST, ERAI et Reynolds). Les données mensuelles de SST ERA-Interim (ERAI) fournies par le "European Centre for Medium-Range Weather Forecasts" (ECMWF) sont définies de 1979 jusqu'à présent (Dee et al., 2011). Le produit OI-SST est obtenu par interpolation optimale (OI) et produit chaque semaine sur une grille de résolution 1°. OI-SST utilise des SST in situ et par satellite ainsi que des SST simulés par la couverture de glace de mer. Une description de l'analyse de OI-SST peut être trouvée dans Reynolds et Smith (1994). La climatologie Reynolds (Reynolds et al., 2007) est également utilisée pour la validation de la SST simulé par CROCO-PISCES. L'évolution temporelle de la SST de CROCO-PISCES est évaluée également avec différents produits satellitaires. La climatologie "World Ocean Atlas" 2013 (WOA 2013, (Locarnini et al., 2010)) est basée sur des mesures in situ provenant d'une grande variété de sources. La SST moyenne de ce produit de résolution $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ est disponible sur le site de la "National Oceanographic Data Center" (NODC) de la NOAA (http://www.nodc.noaa.gov/) et utilisé pour l'évaluation des sorties du modèle CROCO-PISCES. Le produit du radiomètre "MODerate resolution Imaging Spectroradiometer" (MODIS) embarqué sur le satellite AQUA de la "National Aeronautics and Space Administration" (NASA) disponible sur le site http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov nous a permis d'évaluer la SST dans le Golfe de Guinée. MODIS a 4 km de résolution spatiale et permet d'obtenir des images plus proches des côtes.

2.5.6 Données de couche de mélange

Les variations de la profondeur de la couche de mélange ("Mixed Layer Depth" MLD) de CROCO-PISCES dans la région Nord du Golfe de Guinée ont été comparées aux données (climatologies mensuelles) de la MLD du programme PREFACE (PREFCLIM, Rath et al., 2016).

2.5.7 Produits de chlorophylle de surface

Nous avons également comparé les concentrations en surface de chlorophylle simulée par le modèle CROCO-PISCES avec les données de MODIS et de l'ESA. La climatologie mensuelle de la chlorophylle de surface de MODIS est obtenue à partir du satellite AQUA de la NASA avec une résolution spatiale de 4 km. Le produit ESA (http://www.esa-oceancolour-cci.org.) utilise l'algorithme de chlorophylle recommandé par OC-CCI et permet d'avoir les concentrations en surface de chlorophylle. La description générale du produit est présentée dans les travaux de OReilly et al. (1998) et Morel et al. (2007).

Chapitre 3

VALIDATION DES CHAMPS PHYSIQUES ET BIOGEOCHIMIQUES

3.1 Introduction

Le principal objectif de cette thèse est d'étudier la dispersion et la croissance des larves de sardinelles dans la région Nord du Golfe de Guinée à l'aide du modèle biophysique Ichthyop forcé par les champs issus du couplage CROCO-PISCES. Il est donc important de vérifier que les sorties du modèle CROCO-PISCES reproduisent de manière satisfaisante les processus physiques et biologiques de la zone d'étude. Ce chapitre est donc consacré à la validation des champs physiques et biogéochimiques. Nous avons vérifier d'abord que les champs du modèle CROCO reproduisent de manière satisfaisante les propriétés de la circulation océanique de la zone d'étude avant de réaliser le couplage avec PISCES. Pour cela, nous avons utilisé les trajectoires de drifters et celles des dispositifs à concentration de poissons dérivants (DCP) dans l'Atlantique tropical pour évaluer les trajectoires simulées avec un outil Lagrangien forcé par plusieurs produits de courantologie et aussi notre modèle hydrodynamique. Ainsi l'outil Lagrangien Ichthyop a été forcé par les sorties interannuelles du modèle CROCO et par les courants des produits globaux GlobCurrent et OSCAR sur la période 1997-2014 pour les donnnées de drifters et 2008-2014 pour les DCP. L'objectif est de faire une analyse comparative des solutions CROCO-Ichthyop, GlobCurrent-Ichthyop et OSCAR-Ichthyop en utilisant les trajectoires de drifters et DCP comme référence. Nous avons également étudié la possibilité d'utiliser les données de DCP comme celles des drifters pour les études Lagrangiennes. A la suite

de cela, nous avons évalué les champs de notre modèle couplé hydrodynamiquebiogéochimique en comparant ses sorties avec des données *in situ* et satellitaires dans la région Nord du Golfe de Guinée.

3.2 Evaluation des champs de courants simulés

3.2.1 Comparaison des courants de surface

La Fig. 3.1 montre les vitesses zonales annuelles moyennes pour le bassin Atlantique tropical obtenues à partir des données des drifters (Fig. 3.1a), du modèle CROCO (Fig. 3.1b) et des produits OSCAR (Fig. 3.1c) et GlobCurrent (Fig. 3.1d). Les repartitions générales des vitesses zonales annuelles moyennes sont similaires à celles décrites par Bourlès et al. (1999) et Lumpkin et Garzoli (2005). Deux branches du "South Equatorial Current" (SEC), la branche nord (nSEC) autour de 2 ° N et la branche centrale (cSEC) autour de 2 ° S (Lumpkin et Garzoli, 2005) sont visibles pour les drifters NOAA, le modèle CROCO et le produit GlobCurrent. Dans OSCAR, la signature des deux branches de courants (nSEC et cSEC) est moins visible. Dans le bassin Ouest, le courant Nord brésilien à l'Ouest (NBC) est situé le long de la côte entre 10 ° N et 4 ° S pour les drifters et CROCO. Il est dégradé pour OSCAR et GlobCurrent. Le courant vers l'Est, le "Nord Equatorial Counter Current" (NECC) situé entre 11 ° N et 4 ° N est également visible pour les drifters, le modèle CROCO et GlobCurrent. Dans le cas du produit OSCAR, le NECC semble dégradé comme pour les branches du SEC. Les drifters, CROCO et GlobCurrent montrent la connection entre le NECC et le courant de Guinée (GC) dans le Golfe de Guinée. Cette connection n'est pas visible dans le cas d'OSCAR. CROCO semble être meilleur que les produits globaux GlobCurrent et OSCAR en se basant sur ces cartes de repartition des vitesses zonales annuelles moyennes. Des résultats similaires ont été obtenus pour les DCP (annexe A, Fig. A.1). Pour les moyennes des vitesses méridionales (Fig. 3.2), à l'Ouest du bassin, Le NBC est plus visible avec les drifters, CROCO et GlobCurrent que dans OSCAR.

3.2.2 Comparaison des trajectoires

La Fig. 3.3 montre des exemples de trajectoires simulées et observées. Ces trajectoires sont analysées en terme de dispersion (erreurs relative et absolue) et de vitesse. La Fig. 3.3a montre la trajectoire du drifters NOAA 116384 (en cyan) et celles obtenues par Ichthyop forcé par CROCO (en noir), OSCAR (en rouge) et GlobCurrent (en bleu), appelés par la suite CROCO-Ichthyop (CI),



FIG. 3.1 – Vitesse zonale annuelle moyenne (m s^{-1}) sur la période 1997-2014 pour (a) les drifters NOAA, (b) le modèle CROCO, (c) les produits de courant OSCAR et (d) GlobCurrent dans l'Atlantique tropical. Le "North Brazil Current" (NBC), les branches Sud et Nord du "South Equatorial Current" (SEC and nSEC), le "North Equatorial Counter Current" (NECC) et le "Guinea Current" (GC) sont indiqués dans (a). Les lignes pleines en (b) indiquent les limites du Golfe de Guinée. La taille des cellules dans (a) est $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ et le nombre de drifters dans chaque cellule est indiqué sur la Fig. 3.3a.

OSCAR-Ichthyop (OI) et GlobCurrent-Ichthyop (GI), respectivement. Le carré vert représente la position initiale. La simulation CI reproduit assez bien la trajectoire suivie par le drifter 116384 alors qu'avec les simulations OI et GI les particules sont emportées à l'ouest ou au sud du domaine. La Fig. 3.3b montre la trajectoire suivie par le drifter 3136609 le long de la branche centrale du SEC. Dans ce cas, la simulation GI reproduit mieux la trajectoire du drifter



FIG. 3.2 – Identique à la Fig. 3.1 mais pour la vitesse annuelle moyenne méridienne.

que celles des simulations CI et OI. Dans les simulations CI et OI, les particules sont piégées dans la branche Nord du SEC. Dans la même région, la trajectoire du drifter 34300 (Fig. 3.3c) est bien représentée par la simulation OI, avec une trajectoire allant vers l'Est, contrairement à la simulation CI où la particule se dirige vers l'Ouest de l'autre côté du bassin. La trajectoire de la particule obtenue avec la simulation GI reste piégée par des tourbillons dans la région de lâché. Sur la Fig. 3.3d, toutes les trajectoires simulées suivent le chemin général du drifter 52860, alors que sur la Fig. 3.3e aucune des trajectoires simulées ne suivent celle du drifter 33181. Des résultats similaires ont été obtenus dans le cas des DCP (Annexe A, Fig. A.3).



FIG. 3.3 – Trajectoires des drifters NOAA (cyan), (a) 116384, (b) 3136609, (c) 34300, (d) 52860 et (e) 33181 et des particules lâchées au même endroit (carré vert) et au même moment, puis transportées en utilisant le modèle CROCO (noir) et les produits globaux OSCAR (rouge) et GlobCurrent (bleu).

3.2.3 Comparaison des densités spatiales

Afin d'obtenir une vision spatiale à grande échelle des différences entre simulations et observations, nous avons comparé les cartes de densité de drifters observés et des particules simulées sur une grille de cellules $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ couvrant l'ensemble du domaine étudié (Fig. 3.4). Les distributions sont globalement en bon accord avec la plupart des drifters et des particules situées au centre du bassin autour de 5 ° N (Fig. 3.4). Cependant, la densité des particules est sousestimée dans le Nord du Golfe de Guinée dans les simulations CI, OI et GI par rapport à celle des drifters. Le long de la côte Sud brésilienne, autour de 0°, la simulation GI est plus proche des observations que celles des simulations CI et OI où on a très peu de particules dans cette région.



FIG. 3.4 – Densité des (a) drifters observés et particules simulées (avec (b) CROCO, (c) OSCAR et (d) GlobCurrent) obtenues en calculant la moyenne du nombre de drifters observés ou de particules simulées par cellule de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Les cellules avec aucun drifter ou particule sont représentées en blanc.

Pour les DCP, les cartes de densité obtenues avec les simulations (CI, OI et GI) montrent des distributions similaires aux observations (Fig. 3.5) avec la plupart des particules et DCP concentrés dans la partie Est du domaine, alors que la partie Ouest montre des densités plus faibles (les DCP proviennent principalement du coté Est du domaine, comme le montre la Fig. A.2b en annexe). Cependant, très peu de particules atteignent le côté Ouest du bassin au-dessus de 5 ° N où des DCP sont pourtant observés.

3.2.4 Comparaison des distributions de vitesses

Pour mieux comprendre les différences entre les vitesse des drifters (ou des DCP) et celles des particules simulées, le RMSE a été calculé. Dans l'Océan Atlantique tropical, pour les drifters, nous avons trouvé une valeur de RMSE



FIG. 3.5 – Identique à la Fig. 3.4 mais pour les DCP.

plus faible pour CI (0,39 m s^{-1}) que pour OI (0,41 m s^{-1}) et GI (0,45 m s^{-1}). Dans le Golfe de Guinée, nous avons également trouvé des valeurs de RMSE plus faible pour CI (0,34 m s^{-1}) que pour OI (0,41 m s^{-1}) et GI (0,43 m s^{-1}). La vitesse moyenne des drifters dans l'Atlantique tropical est de 0,33 m s^{-1} , une valeur nettement supérieure à celle obtenue avec les simulations (0,26, 0,24 et 0,21 m s^{-1} pour GI, OI et CI, respectivement; Tab. 3.1). Nous avons obtenu la même tendance dans le Golfe de Guinée (Tab. 3.1). Les valeurs des dispersions absolues des particules simulées sont aussi plus faibles que celles des drifters (Fig. 3.6). La vitesse moyenne des DCP (0,26 m s^{-1}) est inférieure à celle des drifters. Là encore, dans les simulations, des valeurs plus faibles ont été obtenues (0,21 m s^{-1} pour CI et OI et 0,20 m s^{-1} pour GI; Tab. 3.2), comme pour la dispersion absolue (Fig. 3.7). Les résultats sont similaires dans le Golfe de Guinée (Tab. 3.2).

Les distributions de vitesse des drifters (Fig. 3.8) et des DCP (Fig. 3.9) sont comparées aux distributions des vitesses des particules simulées avec CI, OI et GI. Les profils de distributions des vitesses simulées sont assez proches de celles



FIG. 3.6 – Dispersion absolue moyenne (ou distance par rapport à la position de lâchée) en fonction du temps obtenue pour (cyan) les drifters NOAA et les particules simulées avec (black) CROCO, (red) OSCAR et (blue) GlobCurrent pour (a) l'Atlantique tropical et (b) le Golfe de Guinée.

TAB. 3.1 – Vitesse moyenne (ms^{-1}) et écart-type des vitesses des drifters observés et des particules simulées dans l'Atlantique Tropical (AT) et dans le Golfe de Guinée (GG) en utilisant CROCO (CI), OSCAR (OI) et GlobCurrent (GI) pour les simulations.

Régions	Drifters				
	Observés	Simulés OI	Simulés GI	Simulés CI	
AT	0.33 ± 0.08	0.24 ± 0.07	0.26 ± 0.07	0.21 ± 0.07	
GG	0.36 ± 0.05	0.27 ± 0.06	0.24 ± 0.04	0.23 ± 0.04	

TAB. 3.2 – Identique au Tab. 3.1 mais pour les DCP.

Régions	DCP				
	Observés	Simulés OI	Simulés GI	Simulés CI	
AT	0.26 ± 0.09	0.21 ± 0.05	0.21 ± 0.05	0.20 ± 0.04	
GG	0.28 ± 0.08	0.24 ± 0.05	0.22 ± 0.06	0.22 ± 0.04	



FIG. 3.7 – Identique à la Fig. 3.6 mais pour les DCP.

des drifters et des DCP mais diminuent plus rapidement. Ce décalage est moins prononcé dans le cas de GI. Des résultats similaires ont été obtenus pour les distributions des fluctuations de vitesses des drifters et des DCP (Figs. A.6 et A.7 de l'annexe A).

3.2.5 Comparaison des performances ("skills") des modèles

La distance de séparation (ou erreur relative) calculée entre les particules simulées et les drifters en 1 jour est de 20 km, 21 km et 22 km pour CI, OI et GI respectivement (Fig. 3.10). Les distances de séparation moyennes obtenues en 1 jour avec les DCP et les particules simulées sont respectivement de 23 km, 25 km et 27 km pour CI, OI et GI (Fig. 3.11). En complément de la distance de séparation, la performance (ou "skill") évalue la distance de séparation entre les drifters ou les DCP et les particules simulées normalisées par la distance à l'origine. Dans l'Atlantique tropical, la performance obtenue avec les drifters varie beaucoup avec le temps, augmentant fortement les premiers jours jusqu'à



FIG. 3.8 – Distributions des vitesses (ms^{-1}) des drifters observés (cyan) et des particules simulées obtenues avec CROCO (noir), OSCAR (rouge) et GlobCurrent (bleu) dans l'Atlantique tropical.



FIG. 3.9 – Identique à la Fig. 3.8 mais pour les DCP.

0,4 puis diminuant lentement (Fig. 3.12). Les performances obtenues avec CI, OI et GI sont similaires dans l'Atlantique tropical (Fig. 3.12a). Dans la région du Golfe de Guinée, la "performance" obtenue avec CI est meilleure que celles
des deux autres (Fig. 3.12b). La même tendance est obtenue pour les DCP (Fig. 3.13) mais avec des valeurs de performance inférieures à celles obtenues pour les drifters puisque la valeur maximale dans ce cas est de 0,1 seulement.



FIG. 3.10 – Distance de séparation moyenne (ou distance d'erreur) entre les particules simulées et les drifters NOAA obtenues avec (black) CROCO, (red) OSCAR et (blue) GlobCurrent pour (a) l'Atlantique tropicale et (b) le Golfe de Guinée.

Lorsque les particules sont réinitialisées aux positions des drifters tous les 10 jours, les vitesses moyennes simulées (Tab. A.1, annexe A) sont bien sûr plus proches de celles observées. Les moyennes des performances du modèle sur un intervalle de dix jours restent similaires avec les différents forçages dans l'Atlantique tropical (Fig. 14a) et la performance obtenue avec CI reste meilleure que les deux autres dans le Golfe de Guinée (Fig. 14b). Les autres analyses de sensibilité c'est à dire les simulations réalisées avec un nuage (1000) de particules au lieu d'une seule particule, l'utilisation des champs de courants de 3 heures du produit GlobCurrent et les simulations autour des localisations observées (dans un rayon de 50 km et 200 km, ceci pour les drifters) (Figs. A.4, A.5, A.11 à A.18 Anenexe A) ont donné essentiellement les mêmes résultats, montrant la



FIG. 3.11 – Identique à la Fig. 3.10 mais pour les DCP.

robustesse de ceux que nous présentons ici.

3.3 Evaluation des champs du modèle couplé hydrodynamique-biogéochimie

3.3.1 Courants zonaux de surface

La Fig. 3.15 montre les vitesses zonales moyennes de surface pour l'hiver et l'été dans le Nord du Golfe de Guinée. Pour les deux saisons, les répartitions générales observées dans le modèle (a, b) et les données (c, d) sont similaires. Le courant de Guinée (GC) s'écoule vers l'Est le long de la côte alors que le flux dominant est principalement au Sud-Ouest de 2° N. Dans les données et le modèle, le GC est plus faible en hiver qu'en été (Arnault, 1987). Cependant, le GC s'étend plus à l'Est dans le modèle que dans les données, et son coeur est légèrement plus faible.



FIG. 3.12 – Performance (ou "skill") moyenne du modèle obtenue avec CROCO (noir), OSCAR (rouge) et GlobCurrent (bleu) (a) pour l'Atlantique tropical et (b) le Golfe de Guinée. Notez que le nombre de drifters utilisé pour le calcul des performances moyennes (échelle inférieure) diminue avec le temps et que les périodes de temps représentées dans les deux panneaux sont différentes. Les barres verticales représentent l'écart type.

3.3.2 Température de surface

En hiver (Janvier à Mars, Fig. 3.16a, 3.16c), nous avons des températures de surface de la mer (SST) chaudes (28° - 30° C) entre 6° N et l'équateur dans le modèle (Fig. 3.16a) sauf dans les zones côtières, au voisinage des deux caps (Cap Palmas et Cap des Trois Pointes) et en dessous de l'équateur où le modèle simule des SST plus froides (26° - 27° C). Bien que nous ayons un biais chaud (\sim 0.5° C) dans le modèle, les résultats obtenus sont similaires à ceux des données (Fig. 3.16c). Pendant l'été (Juillet à Septembre, Fig. 3.16b, 3.16d), le modèle simule des SST plus froides ($\sim 24^{\circ}$ C) dans la zone côtière à l'Est du Cap Palmas et du Cap des Trois Pointes et au Sud de 2° N. Cette répartion de SST est cependant proche de celles des données (Fig. 3.16b et 3.16d). Entre 2° N et 4° N, des eaux plus chaudes (26° - 27° C) sont simulées par le modèle en accord



FIG. 3.13 – Identique à la Fig. 3.12 mais pour les DCP.

avec les données, bien qu'il y ait un biais chaud de $\sim 0.5^\circ$ - $\sim 1^\circ$ C dans le modèle de $\sim 4^\circ$ N à $\sim 8^\circ$ N.

La Fig. 3.17 montre l'évolution mensuelle moyenne des SST du modèle et des données (WOA13, MODIS, Reynolds, OI-SST et ERAI-SST) dans la région Nord du Golfe de Guinée. La variabilité saisonnière de la SST du modèle est en bon accord avec les données et reproduit bien le cycle saisonnier de la SST (Bakun, 1978; Verstraete, 1992; Hardman-Mountford and McGlade, 2003; Dja-kouré et al., 2014; Koné et al., 2017). En effet, le modèle et les données montrent une augmentation de la SST de Janvier à Avril puis une diminution d'Avril à Août. Pendant la grande saison d'upwelling (Juillet à Septembre), la SST atteint son minimum. Pendant la petite saison d'upwelling, la valeur de la SST dans le modèle est plus grande que celle des données, notamment pour les données OI-SST.



FIG. 3.14 – Moyenne des performances du modèle sur un intervalle de dix jours lorsque les particules sont réinitialisées tous les 10 jours aux positions des drifters.

3.3.3 Profondeur de la couche de mélange

Les caractéristiques spatiales et saisonnières de la profondeur de la couche de mélange (MLD) sur la côte Nord du Golfe de Guinée sont présentées Fig 3.18. En hiver (Fig. 3.18a), le modèle simule une MLD peu profonde dans la région côtière avec des valeurs inférieures à 15 m. Il simule également une MLD relativement profonde de chaque côté de l'équateur (entre 2° S et 2° N) de la frontière Ouest à 0° E avec une valeur maximale autour de 30 m. Ces résultats sont en bon accord avec les données *insitu* (Fig. 3.18c) et ceux de De Boyer Montégut et al. (2004). Cependant, le modèle sous-estime la MLD tout le long de la côte. Pendant l'été (Fig. 3.18, panneaux de droite), le modèle simule toujours une MLD peu profonde le long de la côte avec des valeurs inférieures à 15 m et le gradient (inshore/offshore) est bien prononcé. Le modèle montre un approfondissement de la MLD dans la région comprise entre 1 ° N et 5 ° N de la frontière Ouest jusqu'à 5 ° E avec une valeur d'environ 40 à 50 m. Cet approfondissement est surestimé dans le modèle par rapport aux données. Cependant,



FIG. 3.15 – Moyennes des vitesses zonales saisonnières (m s^{-1}) en hiver (Janvier à Mars, panneaux de gauche) et en été (Juillet à Septembre, panneaux de droite) construites à partir (a, b) du modèle (CROCO-PISCES) et (c, d) des drifters NOAA.

les caractéristiques simulées sont en accord avec les données et similaires aux travaux précédents de De Boyer Montégut et al. (2004), Berger et al. (2014) et Koné et al. (2017).



FIG. 3.16 – Distribution saisonnière de la température de surface de la mer (SST) au Nord du Golfe de Guinée : (a, b) modèle CROCO et (c, d) OI-SST. Les SST ont été moyennées sur la période Janvier à Mars pour la saison chaude (hiver boréal, panneaux de gauche)) et Juillet à Septembre pour la saison froide (été boréal, panneaux de droite).



FIG. 3.17 – Évolution mensuelle de la SST moyennée dans la région Nord du Golfe de Guinée.

3.3.4 Chlorophylle de surface

La Fig. 3.19 montre la distribution saisonnière de la chlorophylle-a de surface (Chla) simulée par le modèle et les données satellitaires. En hiver (Fig.



FIG. 3.18 – Moyenne de la distribution saisonnière de la profondeur de la couche de mélange (m) en hiver boréal (Janvier à Mars, panneaux de gauche) et en été (Juillet à Septembre, panneaux de droite) obtenue avec (a, b) notre modèle et (c, d) des données.

3.19, panneaux de gauche), les répartitions spatiales observées à la fois dans les données MODIS et ESA OC-CCI sont assez bien reproduites par le modèle. En effet, le modèle simule une concentration modérée de Chla (~ 1 mg chla/ m^{-3}) au voisinage des deux caps en accord avec les données ESA OC-CCI. Ces concentrations modérées ne sont pas visibles dans les données MODIS où la concentration en surface de Chla reste faible (< 0,5 mg chla / m^{-3}) dans tout le domaine. Cependant, en été (Fig. 3.19, panneaux de droite), le modèle surestime les concentrations de Chla le long de la côte Nord et dans la bande équatoriale entre 2° N- 2° S, et à la limite Ouest à 5 ° W, par rapport aux deux jeux de données. Le gradient de Chla simulé dans les zones côtières entre 4 ° N-6° N et en dessous de l'équateur (2° S- 1° N est plus marqué que celui observé dans les données, et les zones à fortes concentrations ne restent plus confinées sur le plateau continental.



FIG. 3.19 – Distribution saisonnière de la chlorophylle a (Chla) au Nord du Golfe de Guinée pour (a, b) le modèle, (c, d) MODIS et (e, f) le produit ESA. La Chla a été moyennée sur la période Janvier à Mars pour la saison chaude (hiver, panneaux de gauche) et de Juillet à Septembre pour la saison froide (été, panneaux de droite).

La Fig. 3.20 montre l'évolution mensuelle des concentrations moyennes de Chla. Le modèle et les données montrent une augmentation de Chla d'Avril à Août, puis une diminution d'Août à Janvier. Pendant la grande saison d'upwelling (Juillet à Septembre), la Chla atteint son maximum. Cependant, le modèle surestime les concentrations de Chla pendant cette période. Le pic de Chla dans la petite saison d'upwelling n'est pas visible dans le modèle ni dans les données.



FIG. 3.20 – Évolution mensuelle de Chla moyennée (noir pour le modèle, rouge pour MODIS et bleu pour ESA) dans la région Nord du Golfe de Guinée.

3.3.5 Distribution spatiale des champs de proies

La distribution annuelle des champs de proies potentielles pour les larves de S. aurita simulées par le modèle est représentée dans la région Nord du Golfe de Guinée (Fig. 3.21). Les concentrations annuelles de diatomées simulées par le modèle (Fig. 3.21a) le long de la côte et en-dessous de l'équateur (2° S- 1° N) sont plus grandes que celles des copépodes (Fig. 3.21b) et des ciliés (Fig. 3.21c).

La Fig. 3.22 montre l'évolution mensuelle des concentrations de proies. Les diatomées, le mesozooplancton et le microzooplancton montrent une augmentation d'Avril à Août puis une diminution d'Août à Janvier. L'évolution mensuelle des proies suit la même évolution que la Chla. Elles atteignent leur maximum pendant la principale saison d'upwelling. Les concentrations en diatomées sont plus élevées que les autres.



FIG. 3.21 – Moyenne des répartitions annuelles des proies dans le Nord du Golfe de Guinée pour (a) les diatomées, (b) le mesozooplancton, (c) le microzooplancton et (d) l'ensemble des proies potentielles des larves de sardinelle.



FIG. 3.22 – Évolution mensuelle des proies (bleu pour pour les diatomées, rouge pour le mesozooplancton et noir pour le microzooplancton) des larves de sardinelle moyennées dans la région Nord du Golfe de Guinée.

La Fig. 3.23 montre une section verticale des champs de proies simulées à 4° W entre 3° S et 5° N. En hiver, les concentrations de diatomées (Fig. 3.23a), de mesozooplancton (Fig. 3.23c) et de microzooplancton (Fig. 3.23e) sont plus élevées entre 30 et 50 m. En été, les concentrations de diatomées (Fig. 3.23b) et de mesozooplancton (Fig. 3.23d) sont plus élevées près de la surface et près de la côte, alors que dans le cas des microzooplancton (Fig. 3.23f), la couche



maximale s'étend jusqu'à 50 m de profondeur de la côte au large.

FIG. 3.23 – Sections verticales de concentrations de diatomées, de mesozooplancton et de microzooplancton à 4° W dans le Nord du Golfe de Guinée en hiver (panneaux de gauche) et en été (panneaux de droite).

3.4 Discussion et conclusion

Dans l'océan Atlantique tropical, les deux produits globaux (OSCAR et GlobCurrent) et le modèle hydrodynamique CROCO utilisés sont globalement satisfaisants dans la mesure où les principaux courants de la région sont généralement représentés (Figs. 3.1, 3.2, Annexe A Fig. A.1). Lorsque ces champs de courants ont été utilisés pour forcer notre modèle Lagrangien afin de simuler les trajectoires des drifters et des DCP, les résultats ont montré que dans l'ensemble, les patterns généraux de la circulation étaient bien simulés, en bon accord avec les observations. Cependant, les simulations montrent quelques insuffisances où les trajectoires simulées ne sont pas proches de celles des observations (Fig. 3.3, Annexe A Fig. A.3). Les différences dues aux tourbillons, aux zones de divergence et à la variabilité du courant entre les produits de forçage, peuvent avoir

des conséquences importantes en termes de trajectoires simulées. Par exemple, nous avons constaté que lorsque les positions initiales des drifters ou des DCP étaient proches de la zone de divergence entre les trois branches du Sud Courant Equatorial, une petite différence dans la position dans cette zone de divergence entre GlobCurrent, OSCAR et CROCO pouvaient conduire à des trajectoires simulées très différentes. L'estimation du courant d'Ekman et la paramétrisation dans les champs de courants utilisés peuvent être basées sur de simples hypothèses et contribuer ainsi aux différences obtenues entre trajectoires observées (drifters ou DCP) et simulées (Hart-Davis et al., 2018; Dagestad et Röhrs, 2019). Les différences entre les particules simulées et les trajectoires des drifters ou des DCP peuvent également être liées au cisaillement du courant, un effet de vitesse du courant variant sur la durée de vie des drifters ou DCP et leur "slip", un effet du vent agissant sur l'objet en surface (Edwards et al., 2006; Grodsky et al., 2011). Une autre raison peut être attribuée à l'interpolation linéaire dans l'espace et le temps utilisée dans le modèle Lagrangien, bien que cet effet soit probablement très petit (Qin et al., 2014). Il est également possible que la composante de la dispersion incluse dans le modèle Lagrangian ne prenne pas suffisamment en compte la dispersion des sous-échelles et contribue ainsi à l'écart entre les observations et les simulations. Les différences entre les trajectoires simulées et observées sont très probablement liées à la résolution spatiale relativement grossière des courants (CROCO, OSCAR et GlobCurrent) utilisés pour les simulations (Hart-Davis et al., 2018). Ces résolutions ne permettent pas de résoudre les énergies tourbillonnaires qui existent dans le Nord du Golfe de Guinée (Djakouré et al., 2014) et dans l'océan Atlantique tropical en général (Aguedjou et al., 2019). En effet, il a été montré que la précision ainsi que la résolution spatiale et temporelle sous-jacentes aux champs de courants ont un impact important sur les trajectoires Lagrangiennes (Haza et al., 2012; Choi et al., 2017; D'Asaro et al., 2018).

Les cartes de densité des DCP et des particules simulées (Fig. 3.5) sont assez proches dû au nombre élevé de DCP relâchés dans la partie Est du bassin alors que dans le cas des drifters, les positions sont distribuées plus uniformément sur l'ensemble du bassin de l'Atlantique tropical (Annexe A Fig. A.2). Phillips et al. (2019) ont également trouvé des distributions de DCP simulés et observés similaires dans l'Ouest et le Centre de l'Océan Pacifique. Dans le cas des drifters, nous avons trouvé des différences dans certains sous-domaines de l'Atlantique tropical (Fig. 3.4), en particulier dans le Golfe de Guinée et le long de la côte Sud-américaine. Ces différences peuvent être aussi attribuées à la résolution spatiale insuffisante des différents courants utilisés pour advecter les particules. Ceci est soutenu par Djakouré et al. (2014) et Aguedjou et al. (2019) qui ont trouvé un nombre considérable de tourbillons dans le Golfe de Guinée et le long de la côte Sud-américaine.

Les vitesses des particules simulées sont légèrement inférieures aux vitesses des drifters et des DCP (Figs. 3.8 et 3.9). L'Atlantique tropical est une zone océanique avec un fort gradient thermique et une grande variabilité (Caltabiano et al., 2005; Fratantoni et Richardson, 2006). Les faibles vitesses simulées pourraient être liées aux structures de méso-échelle qui ne sont pas résolues par les produits satellites ou par le modèle CROCO compte-tenu de leur résolution spatio-temporelle utilisée (Putman et He, 2013; Hart-Davis et al., 2018). Les processus de méso-échelles, c'est-à-dire les structures avec des échelles de longueur de 0,1 à 10 km (Thomas et al., 2008), sont importantes dans les couches supérieures des océans (McWilliams, 2008; Klein et Lapeyre, 2009). Ces structures contribuent à la réduction des vitesses simulées. Les différences entre le produit OSCAR et les courants observés in situ sont liées aux processus dynamiques difficiles à résoudre (par exemple, les ondes d'instabilité tropicale et les tourbillons de haute latitude) (Johnson et al., 2007). Meyer et al. (2017) ont suggéré que les champs de vitesse basés sur GlobCurrent sous-estiment considérablement les courants observés à cause du moyennage temporel des données lors de leur génération, comme pour OSCAR (Imzilen et al., 2019). Les données satellitaires (GlobCurrent ou OSCAR) sont produites à l'aide de techniques d'interpolation et d'optimisation pour combler les erreurs dues aux satellites. Ces processus d'obtention des courants satellitaires se traduisent par le lissage des données à la fois dans l'espace et le temps (Ducet et al., 2000; Meyer et al., 2017) et aussi à la sous-estimation des courants océaniques. La sous-estimation obtenue avec CROCO est probablement associée essentiellement à la résolution insuffisante. McClean et al. (2002) ont montré que les vitesses des modèles correspondaient mieux à celles des drifters lorsque la résolution des modèles était plus élevées. Les vitesses simulées obtenues avec CROCO sont légèrement plus faibles que celles des produits globaux (OSCAR et GlobCurrent). Une explication possible est que la vitesse a été estimée en utilisant la distance en ligne droite d'un point à un autre. Les processus de méso-échelle mieux résolus dans CROCO notamment dans la région Nord du Golfe de Guinée pourraient tendre à réduire la distance parcourue par les particules, et donc leur vitesse apparente par rapport aux courants de Globcurrent et OSCAR (Fossette et al., 2012).

Les gammes de valeurs d'erreurs que nous avons obtenues pour les drifters

(Fig. 3.10) se situent dans la plage des valeurs obtenues précédemment par Barron et al. (2007), Huntley et al. (2010), et Hart-Davis et al. (2018), soit 10-25 km après 1 jour. L'augmentation de la performances des modèles (Figs. 3.12 et 3.13) au cours des premiers jours reflète probablement les effets de l'échelle de séparation. Une fois que l'échelle de séparation est comparable à la résolution des champs de courants, la séparation diminue dans la mesure où les caractéristiques dominantes responsables de l'advection des particules sont résolues, au moins dans l'espace. L'augmentation de la performances des modèles au début de la série temporelle est aussi présente dans des travaux précédents (Ivichev et al., 2012; De Dominicis et al., 2016; Sorgente et al., 2016). Nous avons trouvé des performances comparables dans l'Atlantique tropical pour les différents forçages utilisés. Cela est probablement dû aux résolutions spatiales similaires $(\frac{1}{5}^{\circ}$ pour CROCO, $\frac{1}{4}^{\circ}$ pour GlobCurrent et $\frac{1}{3}^{\circ}$ pour OSCAR). Ces résultats sont en accord avec ceux de Scott et al. (2012) et Liu et al. (2014) qui ont trouvé que les produits d'altimétrie ont des performances similaires à celles des modèles océaniques dans l'Atlantique équatorial et dans le Golfe du Mexique, respectivement. Le niveau de performance similaire des courants GlobCurrent, OSCAR et CROCO peut également être lié au fait qu'ils ont utilisé des données de vent similaires (Dagestad et Röhrs, 2019). Cependant, la performance de CROCO-Ichthyop est meilleure que celles des deux produits globaux dans le Golfe de Guinée. Cela est probablement dû à la solution parent de CROCO qui a bénéficié de la résolution plus élevée $\left(\frac{1}{15}^{\circ}\right)$ de la solution enfant dans cette région, en raison de la méthode du "two-way nesting" que nous avons utilisé. L'augmentation de la résolution améliore les résultats comme indiqué précédemment (Liu et al., 2014; De Dominicis et al., 2016; Sorgente et al., 2016). En outre, les produits globaux ne capturent pas assez bien les processus près des côtes (Vignudelli et al., 2011). Aussi, l'échantillonnage temporel (cartes hebdomadaires) dans les produits d'altimétrie n'est pas assez élevé pour résoudre la variabilité synoptique de la circulation côtière (He et al., 2004). Les climatologies mensuelles de l'énergie cinétique turbulente (EKE, "Eddy Kinetic Energy") obtenues avec CROCO et GlobCurrent (Fig. A.19a, c) sont proches et similaires à celles obtenues par Nieto et Mélin (2017). Nous trouvons des valeurs élevées le long de la côte où le Courant de Guinée s'écoule et également au large le long de la branche Nord du SEC pour certains mois (en particulier Juin, Juillet et Décembre). Les valeurs les plus élevées d'EKE sont obtenues à l'Est des deux Caps (Djakouré et al., 2014). Ces tendances ne sont pas bien reproduites dans OSCAR (Fig. A.19b).

Les valeurs moyennes des performances obtenues dans les simulations avec les DCP sont inférieures à celles obtenues avec les drifters, et juste au-dessus de 0. Alors que les drifters lestés sont centrés à 15 m sous la surface, les structures de subsurface des DCP peuvent descendre jusqu'à 80 m dans l'Atlantique tropical. Ces différences de profondeur d'ancrage entre les drifters et les DCP les situent dans différentes couches de courants. Puisque les champs de courants utilisés dans notre étude pour forcer Ichthyop représentent la couche de mélange (0-30 m), leur structures de subsurface pourrait expliquer la faible valeur des performances obtenues pour les DCP. Imzilen et al. (2019) ont déjà souligné que les drifters se déplacent plus rapidement que les DCP dans l'Atlantique, contrairement à l'Océan Indien tropical, sans doute à cause de l'effet de ces structures. Nos résultats renforcent cette idée et suggèrent donc que dans l'Atlantique tropical, les données de DCP ne sont pas appropriées pour les études Lagrangiennes à cause de leur structure de subsurface qui les empêchent de dériver comme les drifters. Phillips et al. (2019) ont en outre suggéré que les changements dans la fréquence de transmission des positions des DCP peuvent également contribuer aux différences entre les DCP simulés et observés, et donc à la performance des modèles.

Nous avons montré que dans l'Atlantique tropical, que ce soit pour les données de drifters ou celles des DCP, notre modèle hydrodynamique et les produits globaux (GlobCurrent et OSCAR) ont des performances similaires. Par contre dans le Golfe de Guinée, le modèle CROCO est meilleur que les deux autres du fait que la solution parent bénéficie de la solution de la grille enfant qui est plus raffinée. CROCO à donc des courants "plus valides" dans cette région. Nous avons également montré que les données de DCP ne sont pas bien adaptées pour les études Lagrangiennes à cause de leur structure de subsurface, en tout cas dans l'Océan Atlantique. Les sorties des modèles de circulation sont souvent utilisées comme champs d'entrée dans les modèles biophysiques afin de simuler la dispersion et la connectivité de la phase planctonique d'espèces marines. Dans une récente étude, Swearer et al. (2019) ont estimé que plus de 20 % de ces modèles de dispersion utilisaient les résultats de CROCO (anciennement ROMS).

Nous avons développé un modèle couplé hydrodynamique-biogéochimique pour la région Nord du Golfe de Guinée (GG). Ce modèle reproduit les principaux processus physiques de la région et leur variabilité saisonnière, y compris la présence du courant de Guinée. Les patterns spatio-temporels de la température de surface de la mer (SST) (Figs. 3.16, 3.17) sont en bon accord avec les

données et similaires aux résultats de Djakouré et al. (2014). Pour la profondeur de la couche de mélange (MLD) (Fig. 3.18) nous avons trouvé des différences entre le modèle et les données, notamment dans la région côtière durant l'été où l'upwelling est plus fort. Cependant, les caractéristiques simulées sont proches des données et similaires à des travaux précédents (de Boyer Montégut et al., 2004; Berger et al., 2014; Koné et al., 2017). L'approfondissement de la MLD (40-50 m) simulé entre 1° N- 5° N en été est soutenu par les travaux antérieurs de Hisard (1975) où la MLD est supérieur à 65 m. Le modèle montre des concentrations modérées de chlorophylle (Chla) en hiver et des concentrations maximales en été dans les zones côtières (Figs. 3.19, 3.20). Bien qu'il y ait une surestimation des concentrations de Chla simulées en été, les évolutions saisonnières et temporelles sont raisonnablement bien reproduites et similaires aux résultats de Pérez et al. (2005), Niéto and Mélin (2017) et Kassi et al. (2018). Nous avons trouvé des biomasses maximales de diatomées, de mesozooplancton et de microzooplancton près de la surface et près de la côte, avec une diminution progressive vers le large, excepté pour les diatomées où nous obtenons un deuxième maximum dans la bande équatoriale (Figs 3.21, 3.22). Les biomasses des diatomées, des mesozooplancton et des microzooplancton sont plus élevées pendant les saisons d'upwelling et sont cohérentes avec les résultats précédents (Reyssac, 1971; Herbland and Voituriez, 1977; Binet, 1983; Wiafe et al., 2008). Les sections verticales à 4 ° W entre les deux caps ont montré que pendant l'hiver, le modèle représente un maximum de concentration en subsurface compris entre 30 et 50 m pour les champs de proies des larves (diatomées, mesozooplancton et microzooplancton) au large ("offshore"), et une élévation de ce maximum vers les couches superficielles à l'approche de la côte (Fig. 3.23). Ces résultats sont cohérents avec l'étude de Morlière et al. (1994) qui a observé systématiquement un maximum de Chla profond (40-60 m de profondeur) juste au sommet de la nitracline. Pendant l'été, le maximum de surface (0-20 m) montré par le modèle est dû aux remontées d'eaux, induisant l'apport de nutriments dans les couches de surface. Ces caractéristiques sont cohérentes avec celles décrites par Koné (2006) et Sabatés et al. (2008) dans d'autres systèmes d'upwelling. Nos résultats sont également étayés par l'étude de Champalbert et al. (2005) qui a constaté que la biomasse de zooplancton est principalement concentrée dans les couches superficielles (0-25 m) lors du projet PICOLO 3. Selon Le Borgne et al. (1983), les copépodes sont majoritairement concentrés dans la zone euphotique, la profondeur du maximum de biomasse correspondant à celle de la chlorophylle-a, en accord avec nos résultats.

Chapitre 4

DISPERSION ET CROISSANCE DES LARVES DE *S. AURITA*

La connaissance de la dynamique des petits poissons pélagiques est d'une importance capitale compte-tenu de leur rôle dans le fonctionnement des écosystèmes marins et aussi pour des raisons économiques. Dans la région Nord du Golfe de Guinée, l'upwelling saisonnier qui a lieu entre les deux caps (le Cap Palmas et le Cap des Trois Pointes) module la dynamique des ressources marines, en particulier, la sardinelle Sardinella aurita qui est l'espèce pélagique dominante. La variabilité du recrutement de S. aurita peut être due à de nombreux processus fonctionnant à différentes échelles de temps et d'espace. En particulier, le recrutement de la plupart des clupéoïdes comme S. aurita dépend de la croissance et de la survie au cours des premiers stades de la vie. Dans la région Nord du Golfe de Guinée, il existe très peu d'informations sur le lieu et la période de ponte des petits poissons pélagiques, et encore moins sur la dispersion et la croissance des œufs et des larves. Comprendre les facteurs qui déterminent la date et le lieu de ponte de S. aurita et leur impact sur les œufs et les larves ainsi que la variabilité du recrutement sont des questions clés pour la gestion des pêcheries locales. Cependant, la dynamique des petits poissons pélagiques ne peut être étudiée qu'en utilisant les différentes approches conventionnelles de gestion des stocks basées sur des hypothèses simples (zone spatialement homogène, pas de variabilité interindividuelle, etc.). De nouvelles approches permettent de prendre en compte le cycle de vie très court de ces poissons et les fortes fluctuations de leur abondance dues aux facteurs de forçage environnementaux (abiotiques et biotiques) et anthropiques. Les modèles couplés hydrodynamique-biogéochimique permettent de représenter dynamiquement l'environnement physique et biologique dans lequel évoluent les individus. Ces modèles sont de plus en plus associés à des modèles individu-centrés pour étudier la dynamique des premiers stades de vie des espèces marines en général, et des petits poissons pélagiques en particulier.

Cette approche a été utilisée ici afin de mieux caractériser la dynamique de *S. aurita* dans la région Nord du Golfe de Guinée. Les œufs et les larves sont soumis au cours de leur transport aux fluctuations des champs physiques (courant, température, salinité) et biologiques (abondance des proies). Nous mettons l'accent sur l'interaction entre la zone, la période et la profondeur de ponte pour le recrutement. L'originalité de cette étude par rapport à celle menée par Koné et al. (2017) dans la région Nord du Golfe de Guinée est la prise en compte de la limitation de la croissance des larves de *S. aurita* par la nourriture.

4.1 Simulation de référence (sans limitation de la croissance par l'alimentation)

Dans toutes les simulations, le critère pour le recrutement (appelé rétention ci-dessous) est basé sur la présence dans la zone côtière à une taille seuil (≥ 6 mm). La simulation de référence est la simulation qui ne prend pas en compte la limitation de la croissance des larves par la nourriture. Cette simulation nous sert d'étalon pour mieux apprécier l'influence des conditions d'alimentation sur le recrutement des larves de S. aurita. La simulation avec la température T = 25° sera appelée ST25 et celle avec la température T = 28° sera ST28. Pour ST25 et ST28, la zone de ponte apparait déterminante dans la rétention simulée. La variabilité spatiale est très prononcée selon la zone de ponte (Figs. 4.1a et 4.2a). Le maximum de rétention est obtenu dans la zone CaTPin avec plus de 45 % pour les particules relâchées dans cette zone avec ST25 et plus de 70 %avec ST28. A mesure que l'on s'éloigne de la zone CaTPin, la rétention diminue progressivement, depuis les zones MEGGin et CaPin suivie des zones CaTPoff et NEGGin et enfin, de la zone CaPoff où le pourcentage de rétention est faible. La variabilité spatiale dans la simulation de référence est similaire à celle où le critère de recrutement est basé sur l'âge (Annexe Figs. B.1a et B.2a). L'évolution temporelle de la rétention montre une variabilité assez marquée (Figs. 4.1b et 4.2b). Pour ST25, le pourcentage de rétention est maximum en été (Août), puis il diminue progressivement jusqu'à atteindre des valeurs faibles en automne (minimum en Novembre). La rétention larvaire simulée montre ensuite une reprise jusqu'à atteindre un nouveau pic en hiver (Février) et ensuite diminue (minimum en Avril). Ces deux pics (Février et Août) correspondent à la petite et grande saison d'upwelling. Dans le cas de ST28, seul le plus grand pic (en Août) est visible. La variabilité temporelle de la rétention en fonction des différentes zones de ponte reproduit ces mêmes tendances (Figs. 4.1c et 4.2c). Pour ST25, le cycle de la rétention dans la région Nord du Golfe de Guinée est essentiellement imposé par l'évolution temporelle dans les zones CaTPin, MEGGin et CaPin. Dans la zone CaTPin, la variabilité temporelle est très marquée avec les maxima en Février (hiver) et Août (été), comme pour la moyenne sur l'ensemble des zones de ponte, et des valeurs faibles au printemps-automne. Pour ST28, également, dans la zone CaTPin et MEGGin, la variabilité temporelle est relativement marquée avec les maxima en Janvier (hiver) et Août (été), comme pour ST25. La variabilité temporelle dans la simulation de référence est similaire à celle où le critère de recrutement est basé sur l'âge (Annexe Figs. B.1b,1c et B.2b,2c). La rétention augmente avec la profondeur de ponte pour l'ensemble des zones de ponte (Figs. 4.1d,e), comme pour les simulations où le critère de recrutement est basé sur l'âge (Annexe Fig. B.1d,e) pour ST25. Cette augmentation persiste quelle que soit la zone de ponte dans ce cas. Cette tendance est aussi visible dans le cas de ST28 (Fig. 4.2d,e) excepté pour les zones CaPin, CaTPin et MEGGin et même pour les simulations où le critère de recrutement est basé sur l'âge (Annexe Fig. B.2d,e).

La distribution des classes de taille des particules recrutées dans la simulation de référence est montrée sur les Fig. 4.3. Pour les deux températures, les classes des particules de petite taille dominent les recrutées et ne dépassent pas 14 mm quelle que soit la zone de ponte (Fig. 4.3).



SIMULATION DE REFERENCE (T = 25°C)

FIG. 4.1 – Pourcentage moyen de rétention des larves (%) en fonction de différents facteurs : (a) zone de ponte, (b) mois de ponte, (c) zone et mois de ponte, (d) profondeur de ponte, (e) zone et profondeur de ponte. Cas où la température léthale pour les larves est $T = 25^{\circ}$ C.



SIMULATION DE REFERENCE (T = 28°C)

FIG. 4.2 – Identique à la Fig. 4.1 dans le cas $T = 28^{\circ}C$.

La distribution des classes de taille des particules recrutées est différente de celle de la simulation où l'âge est le critère de recrutement (Annexe Figs. B.3 et B.4, dans ce cas, elles dépassent 14 mm).



SIMULATION DE REFERENCE (T = 25°C)

FIG. 4.3 – Distribution de la taille des larves recrutées pour la simulation de référence.

4.2 Simulations avec limitation de la croissance par l'alimentation

4.2.1 Alimentation sur les diatomées

Les simulations avec les diatomées comme proies potentielles des larves montrent une variabilité spatiale de la rétention similaire à celle de la simulation de référence, avec la zone CaTPin nettement optimale pour la rétention. Pour les deux valeurs de K_s avec ST25, la zone de plus forte rétention simulée est CaTPin (plus de 25 % pour $K_s = 0.25$ et plus de 15 % pour $K_s = 0.5$), suivie par MEGGin et CaTPoff. Les zones CaTin et NEGGin ont des rétention assez proches. La zone CaPoff demeure la zone de plus faible rétention (Fig. 4.4a). Les zones "inshore" demeurent les zones de forte rétention (MEGGin, CaTin et NEGGin) tandis que les zones "offshore" représentent les zones de faible rétention dans le cas de ST28 quelle que soit la valeur de K_s (Fig. 4.5a). L'évolution temporelle de la rétention est également similaire à celle de la simulation de référence (Figs. 4.1b, 4.2b) dans les deux simulations (Figs. 4.4b, 4.5b). Le maximum a lieu en été (Août) pendant la grande saison d'upwelling et l'on a un pic en hiver (Février) correspondant à la petite saison d'upwelling dans les deux simulations pour ST25. Ces valeurs sont déterminées par le cycle de l'évolution temporelle de la rétention dans les zones CaTPin et MEGGin où les valeurs en Août et Février sont fortes (Fig. 4.4c, 4.4d) comme dans la simulation de référence. Egalement pour ST28, les deux pics ont lieu en Novembre et en Janvier (Fig. 4.5b) et sont déterminés principalement par les zones "inshore" (Figs. 4.5c, 4.5d) comme dans la simulation de référence. Le pourcentage de rétention augmente avec la profondeur de ponte dans les deux simulations comme celle de la simulation de référence pour ST25 (Fig. 4.4e). Le maximum est simulé dans la couche de subsurface (50-75 m), et le minimum dans la couche de surface (0-25 m) pour les deux valeurs de K_s . Cette augmentation persiste dans certaines zones de ponte excepté pour CaPin et CaTPin où la couche de subsurface (25-50 m) représente la couche de plus forte rétention quelle que soit la valeur de K_s (Figs. 4.4f, 4.4g). Pour ST28, la rétention avec la profondeur de ponte montre quelques différences par rapport à la simulation de référence. La couche de subsurface 25-50 m devient la couche de plus forte rétention (Fig. 4.5e). Cette tendance est aussi visible dans chaque zone de ponte excepté dans la zone CaPin (Figs. 4.5f, 4.5g) quelle que soit la valeur de K_s . Les deux simulations avec les diatomées montrent des distribution de taille des individus recrutés très proches de la simulation de référence (Fig. 4.6, 4.7).



SIMULATION (TYPE DE PROIE) : DIATOMEES, T = 25°C

FIG. 4.4 – Identique à la Fig. 4.1 mais pour les diatomées à T = 25°C.



SIMULATION (TYPE DE PROIE) : DIATOMEES, T = 28°C

FIG. 4.5 – Identique à la Fig. 4.1 mais pour les diatomées à T = 28°C



SIMULATION (TYPE DE PROIE) : DIATOMEES, T = 25°C

FIG. 4.6 – Identique à la Fig. 4.3 mais pour les diatomées à T = 25° C.

Le recrutement se limite aux individus dont la taille est comprise entre 6 (la valeur seuil) et 14 mm.



SIMULATION (TYPE DE PROIE) : CILIES, T = 28°C

FIG. 4.7 – Identique à la Fig. 4.4 mais pour les diatomées à T = 28°C.

4.2.2 Alimentation sur le mesozooplancton

Les résultats des deux simulations avec le mesozooplancton (Figs. 4.8a, 4.9a) comme proies potentielles des larves montrent une variabilité spatiale de la rétention similaire à celle de la simulation de référence (Figs. 4.1a, 4.2a) et à celle avec alimentation sur les diatomées (Figs. 4.4a, 4.5a). La zone CaTPin a le pourcentage moyen de rétention le plus élévé suivie de la zone MEGGin et de la zone CaPin quelle que soit la valeur de K_s . Les zones NEGGin, CaTPoff ont des rétentions relativement faibles. La zone CaPoff a la rétention la plus faible. L'évolution temporelle de la rétention est également similaire à celle de la simulation de référence (Fig. 4.1b, 4.2b). Par contre les patterns obtenus selon la profondeur diffèrent des résultats précédents. La rétention est cette fois plus forte dans la couche de ponte de profondeur 50-75 m pour ST25 (Fig. 4.8e) et 25-50 m pour ST28 (Fig. 4.9e). La couche de surface (0-25 m) est la couche de rétention la plus faible pour les deux températures quelle que soit la valeur de K_s . Ces caractéristiques sont obtenues pour toutes les zones de ponte (Figs. 4.8f, 4.8g; 4.9f, 4.9g) pour les deux températures excepté pour CaPin avec ST28. Comme pour la simulation avec les diatomées, la distribution de taille des individus recrutés est également proche de la simulation de référence (Figs. 4.3, 4.4) avec des tailles comprises entre 6 et 14 mm (Figs. 4.10, 4.11).



SIMULATION (TYPE DE PROIE) : MESOZOOPLANCTON, T = 25°C

FIG. 4.8 – Identique à la Fig. 4.1 mais pour le mesozooplancton à T = 25° C.



FIG. 4.9 – Identique à la Fig. 4.2 mais pour le mesozooplancton à T = 28°C.



SIMULATION (TYPE DE PROIE) : COPEPODES, T = 25°C

FIG. 4.10 – Identique à la Fig. 4.3 mais pour le mesozooplancton à T = 25°C.



SIMULATION (TYPE DE PROIE) : COPEPODES, T = 28°C

FIG. 4.11 – Identique à la Fig. 4.4 mais pour le mesozooplancton à T = 28°C.

4.2.3 Alimentation sur le microzooplancton

Les deux simulations avec le microzooplancton comme proies potentielles des larves engendrent des valeurs de rétention plus faibles que les simulations précédentes pour les deux valeurs de K_s . Les tendances spatiales obtenues sont aussi similaires à celles des simulations précédentes pour ST28 et $K_s = 0.25$ (Fig. 4.13a). Mais pour cette même valeur de température, l'on note une lègère différence avec $K_s = 0.5$ où CaPin demeure la zone de plus forte rétention. Dans le cas de ST25, des six zones de ponte, la région CaTPin représente la région avec la valeur la plus élevé du pourcentage de rétention (Fig. 4.12a). L'évolution temporelle de la rétention pour ST25 est similaire à celle des simulations précédentes mais avec des valeurs faibles (Fig. 4.12b). Dans le plan vertical, pour ST25, la rétention n'est plus aussi forte dans la couche de ponte profonde 50-75 m par rapport à la couche de sub-surface 25-50 m et même de surface (0-25 m) comme c'était le cas dans la simulation de référence. Le minimum est simulé pour la couche de ponte profonde (50-75 m) pour les deux valeurs K_s . Pour $K_s = 0.25$, le maximum se situe dans la zone de sub-surface (25-50 m) tandis qu'avec $K_s = 0.5$, le maximum se trouve dans la couche de surface (0-25 m). Pour ST28, le maximum se situe dans la couche de surface (0-25 m) et le minimum dans la couche profonde (50-75 m) pour les deux valeus de K_s (Fig. 4.13e). Ces caractéristiques générales sont simulées quelle que soit la zone de ponte (Fig. 4.12f, 4.12g et Figs. 4.13f, 4.13g). Le recrutement se limite toujours aux individus de petite taille (6-14 mm, Figs. 4.14, 4.15).



SIMULATION (TYPE DE PROIE) : CILIES, T = 25°C

FIG. 4.12 – Identique à la Fig. 4.1 mais pour le microzooplancton à T = 25°C.



FIG. 4.13 – Identique à la Fig. 4.1 mais pour le microzooplancton à T = 28°C.


SIMULATION (TYPE DE PROIE) : CILIES, T = 25°C

FIG. 4.14 – Identique à la Fig. 4.1 mais pour le microzooplancton à T = 25°C.



SIMULATION (TYPE DE PROIE) : CILIES, T = 28°C

FIG. 4.15 – Identique à la Fig. 4.1 mais pour le microzooplancton à T = 28°C.

4.2.4 Alimentation sur l'ensemble des proies

Les résultats des simulations avec l'ensemble des proies, montrent une variabilité spatiale similaire à celle de la simulation de référence (Figs. 4.16a, 4.17a), avec les maximum de rétention dans les zones CaTPin, MEGGin et CaPin et à mesure que l'on s'éloigne des côtes la rétention diminue. L'évolution temporelle de la rétention montre également une similarité avec celle de la simulation de référence (Figs. 4.16b, 4.16d et Figs. 4.17b, 4.17d). La rétention moyenne de recrutement des larves varie également avec la profondeur de ponte comme celle de la simulation de référence pour les deux valeurs de K_s quand ST25 (Fig. 4.16e) quelle que soit la zone de ponte (Fig. 4.16f, 4.16g) : la rétention augmente avec la profondeur. Par contre pour ST28 (Fig. 4.17e) les couches 25-50 m et 50-75 m sont les couches de forte rétention et la couche de surface (0-25 m) est celle qui a le faible pourcentage de rétention, pour toutes les zones de ponte (Figs. 4.17f, 4.17g). Ici aussi, la distribution des classes de taille des individus recrutés est dominée par les individus de petite taille (6-14 mm) (Figs. 4.18, 4.19).



SIMULATION AVEC LES TYPES DE PROIES, T = 25°C

FIG. 4.16 – Identique à la Fig. 4.1 mais pour l'ensemble des proies à $T=25^\circ C.$



SIMULATION AVEC LES TYPES DE PROIES, T = 28°C

FIG. 4.17 – Identique à la Fig. 4.2 mais pour l'ensemble des proies à T = 28°C.



SIMULATION AVEC LES TYPES DE PROIES, T = 25°C

FIG. 4.18 – Identique à la Fig. 4.3 mais pour l'ensemble des proies à $T=25^\circ C.$



SIMULATION AVEC LES TYPES DE PROIES, T = 28°C

FIG. 4.19 – Identique à la Fig. 4.4 mais pour l'ensemble des proies à T = 28°C.

De façon générale, pour toutes les simulations, la rétention montre une variabilité spatiale et temporelle bien marquée. Les zones de ponte où la rétention est optimale sont les zones CaTPin, MEGGin et CaPin pour les deux valeurs de température. Les deux pics de rétention (février et août) sont obtenus dans le cas de ST25 et non dans le cas de ST28. La profondeur de ponte qui induit le maximum de rétention à ST25 est la couche profonde 50-75 m pour la simulation de référence et dans une moindre mesure, pour les simulations avec les diatomées, le mesozooplancton et l'ensemble des proies. Pour ST28, la profondeur de ponte qui induit le maximum de rétention est 25-50 m pour les diatomées, le mesozooplancton et l'ensemble des proies et dans une moindre mesure pour la simulation de référence. Pour les deux températures, les simulations avec le microzooplancton comme proies potentielles pour les larves montre que c'est la couche 25-50 m pour $K_s = 0.25$ qui est la couche de forte rétention et 0-25 m pour $K_s = 0.5$.

4.3 Discussion

Nous avons développé un modèle biophysique de dispersion et de croissance des larves de *S. aurita* dans la région Nord du Golfe de Guinée. Les résultats ont montré que les zones les plus favorables au recrutement larvaire demeurent généralement les zones côtières ($CaTP_{in}$, CaP_{in} , $MEGG_{in}$) comme dans les travaux de modélisation de Koné et al. (2017). Selon Binet (1988), le stock de population reproductrice s'étend du Cap Palmas au Cap des Trois Pointes, ce qui suggère que la reproduction de *S. aurita* a lieu dans cette zone. Ces régions côtières sont particulièrement propices au recrutement et à la survie des œufs et des larves en raison de la présence de tourbillons qui empêchent leur advection et leur perte au large (Boely and Fréon, 1979; Roy et al., 1989; Koné et al., 2017). Les niveaux de rétention simulé pour les individus relâchés dans les zones $CaTP_{off}$, CaP_{off} et $NEGG_{in}$ sont généralement plus faibles, soit en raison de l'advection des œufs et des larves au large par le courant de Guinée ou, soit en raison des températures rencontrées qui sont léthales pour les œufs et les larves de *S. aurita*.

Nos résultats ont montré une variabilité temporelle marquée de la rétention simulée. Celle-ci est maximale lorsque la ponte a lieu en hiver ou en été. Cette tendance est plus visible avec ST25 que ST28. Ces résultats sont également proches de ceux obtenus par Koné et al. (2017) et conformes aux études suggérant que la ponte de *S. aurita* a deux pics : un premier pic se produisant pendant l'upwelling mineure (hiver) et un second pic plus important qui a lieu pendant

l'upwelling majeure (été) dans le système d'upwelling ivoiro-ghanéen (Pezennec and Bard,1992; Marchal, 1993; Wiafe et al., 2008; Koné et al., 2017). Pendant les saisons d'upwelling, la population reproductrice de *S. aurita* se rapproche de la côte, devenant plus accessible à la pêche, alors que le reste de l'année elle part plus loin de la côte dans les eaux plus profondes, moins accessibles aux pêcheries. Les données historiques (1969–1992) de collecte de larves effectuées le long d'un transect au large des côtes du Ghana par la Division de la Recherche sur les Pêches Maritimes (MFRD) montrent que la concentration mensuelle des larves de *S. aurita* présente deux pics, un modéré lors de la remontée mineure et un plus important lors de la remontée majeure (Wiafe et al., 2008). Ces pics hivernaux et estivaux issus des données d'enquête sont également présents dans nos simulations, notamment avec ST25, ce qui suggère que la rétention larvaire proche des côtes est un critère pouvant avoir influencé la stratégie reproductrice saisonnière de l'espèce.

Dans la plupart des simulations où la limitation par la nourriture est incluse, la rétention simulée est la plus élevée dans les couches de surface (0-25 m) ou de subsurface (25-50 m). Ces résultats sont différents de ceux obtenus par Koné et al. (2017) où ils obtenaient les niveaux les plus élevées de rétention pour la couche profonde (50-75 m). Nos résultats sont plus en accord avec les données montrant que *S. aurita* se reproduit principalement dans les 50 premiers mètres de profondeur dans la région Nord du Golfe de Guinée (Boely and Fréon, 1979), comme dans le système d'upwelling sénégalo-mauritanien (Mbaye et al., 2015) et dans l'Ouest de la mer Méditerranée (Sabatés et al., 2008). De plus, nos résultats sont soutenus par Morote et al. (2008) qui ont souligné que la distribution verticale des larves de *S. aurita* est limitée aux 40 premiers mètres de la colonne d'eau dans le Nord-Ouest de la mer Méditerranée. Les niveaux de profondeur superficiels et intermédiaires sont nettement plus favorables que le niveau le plus profond lorsque nous avons utilisé $T = 28^{\circ} C$ (ST28) pour seuil de température léthale plutôt que $T = 25^{\circ} C$ (ST25).

Chapitre 5

CONCLUSION GENERALE ET PESPERCTIVES

5.1 Conclusion générale

Ce travail de thèse s'est intéressé à l'impact de la disponibilité en nourriture sur la croissance des larves de sardinelles (Sardinella aurita) au cours de leur phase de dispersion dans la région Nord du Golfe de Guinée. Il s'est agit de simuler le fonctionnement des premiers maillons de la chaîne trophique qui représentent les proies des sardinelles à travers une approche couplée physiquebiogéochimique. Nous avons développé un modèle régional du Golfe de Guinée basé sur le modèle CROCO pour l'hydrodynamique et un modèle de biogéochimie basé sur le modèle PISCES. Nous avons ensuite utilisé les champs de courant et de plancton simulés pas ce modèle CROCO-PISCES pour forcer un modèle biophysique Ichthyop. Cette approche a pour but de mieux intégrer la complexité inhérente à l'écosystème et aussi de tenir compte de la spécificité d'ingestion des larves qui n'ont pas nécessairement le même type de proies selon leur stade de développement. Nous avons par la suite identifier et quantifier les facteurs clefs déterminant la dispersion et la croissance des larves de S. aurita dans la région Nord du Golfe de Guinée. Cette approche est assez originale en ce sens que c'est la première fois qu'une telle étude de modélisation est menée dans la région Nord du Golfe de Guinée. Récemment, Koné et al. (2017) ont étudié la rétention côtière des œufs et larves de sardinelles dans la région Nord du Golfe de Guinée sans considération de la disponibilité en nourriture sur les mécanismes pouvant affecter la vie des larves.

5.1.1 Principaux résultats

Nous avons porté une attention particulière à la validation des solutions du modèle couplé hydrodynamique-biogeochimique (CROCO-PISCES). L'utilisation conjointe de données des drifters NOAA et des DCP, des produits satellitaires et des données *in situ* ont permis d'évaluer notre modèle couplé hydrodynamique-biogeochimique (CROCO-PISCES). L'évaluation des champs physique et biogeochimique ont montré que :

• La zone d'upwelling le long de la côte Nord du Golfe de Guinée est dynamique avec une saisonnabilité bien marquée.

• Les principaux courants de surface et de subsurface sont bien reproduits avec notamment la présence du Courant de Guinée au Nord du Golfe de Guinée.

• La distribution spatio-temporelle de la SST réflètent les caractéristiques générales de l'upwelling avec un minimum de SST en Août correspondant à la grande saison d'upwelling.

• les variations saisonnières de la profondeur de la couche de mélange (MLD) sont bien reproduites, avec une MLD peu profonde en hiver boréal, et profonde en été.

• La concentration de chlorophylle-a simulée est modérée en hiver. Le modèle surestime la concentration en été de chlorophylle-a. Cependant, la saisonnabilité de la chlorophylle-a est bien reproduite avec un maximum en Août.

• La distribution spatio-temporelle des diatomées, du mésozooplancton et du microzooplancton réflètent les caractéristiques générales de la distribution du phytoplancton et du zooplancton. Les diatomées sont plus dominants que le mésozooplancton et le microzooplancton tout le long de l'année.

• Les sections verticales montrent des maxima de concentration des diatomées, du mésozooplancton et du microzooplancton entre 30 et 50 m en hiver. En été, les maximum de concentration des diatomées et des copépodes sont en surface et proches des côtes alors que celle du microzooplancton s'étend de la côte jusqu'au large entre 0 et 50 m de profondeur.

L'objectif principal de cette thèse est d'étudier l'impact de la disponibilité en nourriture sur les premiers stades de vie de la sardinelle dans la région Nord du Golfe de Guinée en utilisant un modèle couplé hydrodynamique-biogéochimique qui fournit les champs de courant et les proies potentielles (plancton) des larves pour forcer un modèle IBM dans lequel évoluent les œufs et les larves des sardinelles. L'étude nous a permis d'identifier les facteurs environnementaux qui influencent la croissance des larves de sardinelles au cours de leur phase de dispersion :

• La variabilité spatiale de la rétention est déterminée par la localisation de la zone de ponte. Les zones côtières notamment les régions CaTPin, CaTin, MEGGin et NEGGin repésentent les zones de forte rétention en accord avec les études antérieures et les zones offshores (CaTPoff, CaPoff) sont les zones de faible rétention.

• La période de ponte joue un rôle primordiale dans la rétention. La rétention optimale a lieu en été pendant la grande saison d'upwelling. Un autre maximum de rétention a également lieu pendant l'hiver correspondant à la petite saison d'upwelling.

• La profondeur de ponte dépendant essentiellement de la distribution verticale des proies. La rétention maximale se situe dans la couche de 0-50 m lorsque les proies sont considérées. En effet, compte tenu de la spécificité d'ingestion des larves qui n'ont pas nécessairement le même type de proies selon leur stade de développement, la rétention optimale se situe soit dans la couche 0-25 m ou soit dans la couche 25-50 m.

• La rétention augmente avec la profondeur lorsque la croissance des larves est limitée par la nourriture à cause de la diminution du Courant de Guinée en profondeur. Cependant, on peut dire que les sardinelles ne pondent pas dans les couches profondes car les températures sont plus froides et ont pour conséquence une forte mortalité des œufs et des larves. Les couches de surface et de subsurface sont devenus nettement plus favorables à la rétention que la couche profonde lorsque nous avons utilisé $T = 28^{\circ}C$ que $T = 25^{\circ}C$. Ensuite, les distributions verticales des proies potentielles on montré que les maximum des proies ne se trouvent pas dans les couches profondes.

5.2 Perspectives d'études

Au terme de ce travail, plusieurs pistes d'études peuvent être exploitées. Le modèle de biomasse apparait sur-estimer les concentrations de chlorophylle-a le long des côtes Nord du Golfe de Guinée et dans la bande équatoriale. Le jeu de paramètres utilisé pour simuler le fonctionnement des premiers maillons de la

chaîne trophique n'est pas adaptée et il serait donc intéressant d'envisager une paramétrisation différente. Un autre point à considérer serait la prise en compte du comportement larvaire de la sardinelle comme la migration verticale diurne (DVM). Dans la version actuelle du modèle IBM, nous n'avons pas utilisé la DVM dans nos simulations car la migration verticale diurne (DVM) s'effectue d'une position fixe en surface la nuit à une profondeur fixe la nuit pour la larve et apparait être simplifié puisqu'elle ne prend pas en compte la taille et l'âge des larves. Dans la version actuelle d'Ichthyop, des études ont montré que la DVM implementée tend principalement à diminuer l'amplitude de la rétention et renseigne peu sur la migration verticale des larves (Mbaye et al., 2015, Santos et al., 2018). La formulation d'une DVM qui prend en compte la taille ou l'âge dans le modèle IBM permettrait d'étudier l'impact de ces processus sur la rétention et aussi la profondeur de migration verticale des larves. L'utilisation d'un modèle bioénergétique comme le DEB (Dynamic Energy Budget; Brochier et al., 2018) permettrait de modéliser explicitement la croissance de la larve et d'approfondir nos résultats obtenus. Enfin, l'obtention de données in situ permettrait de mieux connaitre le régime alimentaire des larves de sardinelle et contribueront à approfondir les études dans cette région.

Annexe A

TAB. A.1 – Identique à TAB. 3.1 mais pour les particules réinitialisées aux positions des drifters observés

Regions	Drifters			
	Drifters (ms^{-1})	OI (ms^{-1})	$GI(ms^{-1})$	$CI (ms^{-1})$
AT	0.33 ± 0.08	0.25 ± 0.08	0.26 ± 0.07	0.22 ± 0.08
GG	0.36 ± 0.05	0.28 ± 0.06	0.23 ± 0.05	0.25 ± 0.04

TAB. A.2 – Identique à TAB. 3.1 mais pour un nuage de particules lâchées aux positions initiales des drifters observés

Regions	Drifters			
	Drifters (ms^{-1})	OI (ms^{-1})	$GI(ms^{-1})$	$CI (ms^{-1})$
AT	0.33 ± 0.08	0.20 ± 0.07	0.21 ± 0.07	0.19 ± 0.05
GG	0.36 ± 0.05	0.24 ± 0.05	0.22 ± 0.04	0.23 ± 0.03

TAB. A.3 – Identique à TAB. 3.1 mais pour un nuage de particules lâchées aux positions initiales des DCP observés.

Regions	DCP				
	DCP (ms^{-1})	OI (ms^{-1})	GI (ms^{-1})	$CI (ms^{-1})$	
AT	0.26 ± 0.09	0.18 ± 0.04	0.20 ± 0.06	0.18 ± 0.08	
GG	0.28 ± 0.08	0.22 ± 0.06	0.24 ± 0.05	0.21 ± 0.07	



FIG. A.1 – Identique à la Fig. 3.1 mais pour la vites se annuelle moyenne zonale sur la période des DCP.



FIG. A.2 – Positions initiales des (a) drifters et (b) des DCP.



FIG. A.3 – Identique à la Fig. 3.3 pour (a) DCP 9740, (b) DCP 379, (c) DCP 14865, (d) DCP 731 et (e) DCP 14890.



FIG. A.4 – Vitesse moyenne des (a) drifters et des particules simulées (en utilisant(b) CROCO, (c) OSCAR et (d) GlobCurrent) qui passent à travers des grilles de cellules de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Les grilles de cellules avec zero drifters ou particules simuléees sont en blanc.



FIG. A.5 – Identique à la Fig. A.4 mais pour les DCP.



FIG. A.6 – Identique à la Fig. 3.8 mais pour les vitesses fluctuantes.



FIG. A.7 – Identique à la Fig. A.6 mais pour les DCP.



FIG. A.8 – Identique à la Fig. 3.5 mais pour les particules simulées reinitialiser à la position du drifter observé chaque 10 jours.



FIG. A.9 – Distance de séparation moyenne sur chaque 10 jours d'intervalle lorsque la particule simulée est reinitialisé à la position du drifter observé.



 $\label{eq:FIG.A.10-Dispersion} FIG. \ A.10-Dispersion absolue moyenne sur chaque 10 jours d'intervalle lorsque la particule simulée est reinitialisé à la position du drifter observé.$



FIG. A.11 – Identique à la Fig. 3.5 mais pour les champs de courants de Globcurrent avec fréquence de sorties d'une heure (vert).



FIG. A.12 – Identique à la Fig. 3.12 mais pour les champs de courants de Globcurrent avec fréquence de sorties d'une heure (vert).



 $\label{eq:FIG.A.13-Identique à la Fig. 3.5 mais pour le barycentre des 1000 particles simulées lachées aux posiions initiales des drifters observés.$



FIG. A.14 – Identique à la Fig. 3.12 mais pour le barycentre des 1000 particles simulées lachées aux positions initiales des drifters observés.



FIG. A.15 – Identique à la Fig. A.14 mais pour le barycentre des 1000 particles simulées lachées dans un rayon de 50 km autour des posiions initiales des drifters observés.



FIG. A.16 – Identique à la Fig. A.15 mais pour $\mathrm{R}=200$ km.



FIG. A.17 – Identique à la Fig. 3.5 mais pour le barycentre des 1000 particles simulées lachées aux posiions initiales des DCPs observés.



FIG. A.18 – Identique à la Fig. 3.6 mais pour le barycentre des 1000 particles simulées lachées aux posiions initiales des DCP observés.



20°W 15° 10° 5° 0° 5° 10°E 20°W 15° 10° 5° 0° 5° 10°E 20°W 15° 10° 5° 0° 5° 10°E

FIG. A.19 – Climatologie mensuelle de l'Energie Cinétique tourbillonnaire (Eddy Kinetic Energy : EKE, m^2/s^2) dans le Golfe de Guinée : (a) pour CROCO, (b) pour OSCAR et (c) pour GlobCurrent.

Annexe B



FIG. B.1 – Meme chose que Fig. 4.10 mais pour $T=25^\circ C.$



SIMULATION AVEC L'AGE COMME CRITERE (T = 28°C)

FIG. B.2 – Meme chose que Fig. 4.10 mais pour $T=28^\circ C.$



SIMULATION AVEC L'AGE COMME CRITERE (T = 25°C)

FIG. B.3 – Distribution de la taille des larves recrutées pour la simulation de référence.

Bibliographie

- Aguedjou, H. M. A., Dadou, I., Chaigneau, A., Morel, Y., and Alory, G. (2019). Eddies in the Tropical Atlantic Ocean and their seasonal variability. Geophysical Research Letters.
- [2] Arhan, M., Mercier, H. and Park, Y.H. (2003). On the deep water circulation of the eastern South Atlantic Ocean. Deep-Sea Research I, 50, 889-916.
- [3] Arnault, S. (1987). Tropical Atlantic geostrophic currents and ship drifts. Journal of Geophysical Research : Oceans, 92(C5), 5076-5088
- [4] Aumont, O. and Bopp, L. (2006). Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. Global Biogeochemical Cycles, 20:15.
- [5] Bakun, A. (1978), Guinea current upwelling, Nature, 271, 147–150.
- [6] Bakun, A. (1996). Patterns in the Ocean Processes and Marine Population Dynamics, University of California Sea Grant, San Diego, Calif., USA., 323 pp.
- [7] Bakun, A. and Cury, P. (1999). The "school trap" : a mechanism promoting largeamplitude out-ofphase population oscillations of small pelagic fish species. Ecology Letters, 2 :349–351.
- [8] Barron, C.N., Smedstad, L.F., Dastugue, J.M., Smedstad, O.M., 2007. Evaluation of ocean models using observed and simulated drifter trajectories : impact of sea surface height on synthetic profiles for data assimilation. J. Geophys. Res. 112, 1–12.
- [9] Bedi K., Gómez-Ullate D., Izquierdo A., Montblanc T.F. (2019) Validating Ocean General Circulation Models via Lagrangian Particle Simulation and Data from Drifting Buoys. In : Rodrigues J. et al. (eds) Computational Science – ICCS 2019. ICCS 2019. Lecture Notes in Computer Science, vol 11539. Springer, Cham
- [10] M Berta, L Bellomo, M G. Magaldi , A Griffa, A Molcard, J Marmain, M Borghini and V Taillandier. Estimating Lagrangian transport blending

drifters with HF radar data and models (2014) Results from the TOSCA experiment in the Ligurian Current (North Western Mediterranean Sea). Progress in Oceanography 128 : 15–29.

- [11] Beverton, R. and Holt, S. (1957). On the dynamics of exploited fish populations. Fish. Invest. Ser. II, XIX HMSO, London, pages 1–533.
- [12] Binet, D., and J. Servain (1993), Have the recent hydrological changes in the northern Gulf of Guinea induced the sardinella aurita outburst?, Oceanol. Acta, 16, 247–260.
- [13] Binet D., 1982. Influence des variations climatiques sur la pêcherie des S ardinella aurita ivoiro-ghanéennes : relation sécheresse-surpêche, Oceanol. Acta, S, 4, 443-452.
- Binet, D. (1997). Climate and pelagic fisheries in the Canary and Guinea currents 1964-1993 : The role of trade winds and the southern oscillation. Oceanologica Acta, 20(1), 177-190.
- [15] Binet D. Phytoplancton et production primaire des régions côtières à upwellings saisonniers dans le Golfe de Guinée. Océanographie tropicale 1983;18(2):331-355.
- [16] Blanke, B., Bonhommeau, S., Grima, N., Drillet, Y., 2012. Sensitivity of advective transfer times across the North Atlantic Ocean to the temporal and spatial resolution of model velocity data : Implication for European eel larval transport. Dyn. Atmos. Ocean. 55-56, 22–44. http://dx.doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2012.04.003.
- [17] Blanke, B. and Delecluse, P. (1993). Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixedlayer physics. Journal of Physical Oceanography, 23(7), 1363-1388
- [18] Blanke, B., Speich, S., Madec, G., Döös, K., 2001. A Global Diagnostic of Interocean Mass Transfers. J. Phys. Oceanogr. 31 (6), 1623–1642.
- [19] Boely, T. and Fréon, P. 1979. Coastal pelagic resources. In J.P. Troadec and S. Garcia. (Eds). The fish resources of the eastern Central Atlantic : Part 1 - The resources of the Gulf of Guinea from Angola to Mauritania. FAO Tech. Pap., 186 (1) : 12-78.
- [20] Bonjean, F., and G. S. E. Lagerloef (2002), Diagnostic model and analysis of the surface currents in the Tropical Pacific Ocean, J. Phys. Oceanogr., 32, 2938–2954.
- [21] Bourlès, B., Molinari, R. L., Johns, E., Wilson, W. D. and Leaman, K. D. (1999). Upper layer currents in the western tropical North Atlantic

(1989–1991). Journal of Geophysical Research : Oceans, 104(C1), 1361-1375.

- [22] Bourlès B., C. Andrié, Y. Gouriou, G. Eldin, Y. du Penhoat, S. Freudenthal, B. Dewitte, F. Gallois, R. Chuchla, F. Baurand, A. Aman and G. Kouadio (2003). The deep currents in the Eastern Equatorial Atlantic Ocean, Geophys. Res. Lett, 30, 5, 8002.
- [23] Boyd, P., A. Watson, C. Law, E. Abraham, T. Trull, R. Murdoch, D. Bakker, A. Bowie, K. Buesseler, H. Chang, M. Charette, P. Croot, K. Downing, and J. Zeldis (2000). A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulates by iron fertilization. Nature 6805, 695-702.
- [24] Brandt, P., G. Caniaux, B. Bourlès, A. Lazar, M. Dengler, A. Funk, V. Hormann, H. Giordani, and F. Marin (2011), Equatorial upper-ocean dynamics and their interaction with the west African monsoon, Atmos. Sci. Let., 12, 24–30, doi :10.1002/asl.287.
- [25] Brochier, T., Lett, C., Tam, J., fréon, P., and Colas, F. (2008). Modelling the biophysical dynamics of sardine and anchovy ichthyoplankton in the canary upwelling system. Journal of Plankton Research, 30(10) :1133–1146.
- [26] Broecker, W. S., Peng, T. H. and Stuiver, M. (1978). An estimate of the upwelling rate in the equatorial Atlantic based on the distribution of bomb radiocarbon. Journal of Geophysical Research : Oceans, 83(C12), 6179-6186.
- [27] Caltabiano, A. C. V., Robinson, I. S. and Pezzi, L. P. (2005). Multi-year satellite observations of instability waves in the Tropical Atlantic Ocean.
- [28] Caniaux, G., H. Giordani, J.-L. Redelsperger, F. Guichard, E. Key, and M. Wade (2011), Coupling between the Atlantic cold tongue and west African monsoon in boreal spring and summer, J. Geophy. Res., 116, 21,151 21,170, doi :10.1029/2010JC006570.
- [29] Chavez, F. P., Ryan, J., Lluch-Cota, S., and Niquen, M. (2003). From anchovies to sardines and back : multidecadal change in the pacific ocean. Science, 299(5604) :217–221.
- [30] Checkley Jr, D., Ayón, P., Baumgartner, T., Bernal, B., Coetzee, J., Emmett, R., Guevara- Carrasco, R., Hutching, L., Ibaibarriaga, L., and Nakata, H. (2009). Habitats. in : D.m. checkley jr., j. alheit, y. oozeki and c. roy, editors, climate change and small pelagic fish. Cambridge University Press, Cambridge, 3 :12–44.

- [31] Chen IJ, Wang YH (2009) Influnce of surface currents on post nesting migration of green sea turtles nesting on wan-an Island, Penghu Archipelago, Taiwan. J Mar Sci Technol 17 : 306-311.
- [32] Clarke, A. (1979), On the generation of the seasonal coastal upwelling in the Gulf of Guinea, J. Geophy. Res., 84, 3743–3751.
- [33] Colin, C., J. Gonella, and J. Merle (1987), Equatorial upwelling at 4W during the FOCAL program, Oceanol. Acta. Proceedings International Symposium on Equatorial Vertical Motion, Paris 6-10 May 1985, pp. 39–50.
- [34] Colin, C. (1988), Coastal upwelling events in front of the Ivory Coast during the FOCAL program, Oceanol. Acta, 11, 2, 125–138.
- [35] Colin, C. (1991), Sur les upwellings équatorial et côtier (5N) dans le Golfe de Guinée, Oceanol. Acta, 14, 223 240.
- [36] Colin, C., Y. Gallardo, R. Chuchla, and S. Cissoko (1993), Environnements climatique et océanographique sur le plateau continental de Côte d'Ivoire, 75-110, in; P. Le Loeuff, E. Marchal et J. B. Amon-Kothias (eds), environnement et ressources aquatiques de Côte d'Ivoire, I : le Milieu Marin, Ed. ORSTOM.
- [37] Cury, P., Bakun, A., Crawford, R. J., Jarre, A., Quinones, R. A., Shannon, L. J. et Verheye, H. M. (2000). Small pelagics in upwelling systems : patterns of interaction and structural changes in "wasp-waist" ecosystems. ICES Journal of Marine Science, 57(3) :603–618.
- [38] 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 :223–243.
- [39] Cury, P., Shin, Y.-J., Planque, B., Durant, J., Fromentin, J.-M., Kramer-Schadt, S., Stenseth, N., Travers, M., and Grimm, V. (2008). Ecosystem oceanography for global change in fisheries. Trends in Ecology and Evolution, 23:338–346.
- [40] Cushing, D. H. (1975). Marine ecology and fisheries. Cambridge University Press.
- [41] Dagestad KF and Röhrs J. (2019). Prediction of ocean surface trajectories using satellite derived vs. modeled ocean currents. Remote Sensing of Environment Volume 223, 15 March 2019, Pages 130-142.
- [42] De Boyer Montégut, C., G. Madec, A. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone (2004), A global mixed layer depth climatology based on individual profiles, J. Geophy. Res., vol.109, C12,003, doi :10.1029/2004JC002378.

- [43] De Dominicis, M.; Bruciaferri, D.; Gerin, R.; Pinardi, N.; Poulain, P.M.; Garreau, P.; Zodiatis, G.; Perivoliotis, L.; Fazioli, L.; Sorgente, R.; Manganiello, C. (2016). A multi-model assessment of the impact of currents, waves and wind in modelling surface drifters and oil spill. Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography, 133 : 21-38.
- [44] Debreu, L., Marchesiello, P., Penven, P., and Cambon, G. (2012). Two-way nesting in split-explicit ocean models : Algorithms, implementation and validation. Ocean Modelling, 49, 1- 21.
- [45] 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, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 137 (656), 553–597.
- [46] Djakouré, S. (2010), Analyse des données côtières de la température de surface de la mer à Sassandra, Côte d'Ivoire, rapport de Stage de Master 2 (Océanographie Physique et Applications) de l'Université d'Abomey Calavi (Bénin).
- [47] Djakouré, S., P. Penven, B. Bourlès s, J. Veitch, and V. Koné (2014), Coastally trapped eddies in the north of the Gulf of Guinea, J. Geophys. Res. Oceans, 119, 6805–6819, doi :10.1002/2014JC010243.
- [48] Döös, K., Rupolo, V., Brodeau, L., 2011. Dispersion of surface drifters and model-simulated trajectories. Ocean Modelling 39 : 301–310.
- [49] Drévillon M, Greiner E, Paradis D, Payan C, Lellouche JM, Reffray G, Durand E, Law-Chune S, Cailleau S (2013). A strategy for producing re nfined currents in the equatorial atlantic in the context of the search of the af447 wreckage. Ocean Dynamics;63(1):63-82.
- [50] Duce, R. and Tindale, N. (1991). Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. Limnol. Oceanogr., 36(8) :1715–1726.
- [51] 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. Journal Geophysical Research, 105,19477–19498.

- [52] Edwards, K. P., Werner, F. E. and Blanton, B. O. (2006). Comparison of observed and modeled drifter trajectories in coastal regions : an improvement through adjustments for observed drifter slip and errors in wind fields. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 23(11), 1614-1620.
- [53] Ekman, V. (1905), On the influence of the earth's rotation on ocean currents, Arkiv för. Matematik, Astronomy och Fysik, 2, 1–53.
- [54] Elipot, S., Lumpkin, R. and Perez, R. C. (2016, February). A new global surface drifter dataset at hourly resolution. In American Geophysical Union, Ocean Sciences Meeting 2016, abstract, PO44D-3180. doi:10.1002/2016JC011716.
- [55] Fossette S, Putman NF, Lohmann KJ, Marsh R, Hays GC (2012) A biologist's guide to assessing ocean currents : a review. Mar Ecol Prog Ser 457 :285-301. https://doi.org/10.3354/meps09581.
- [56] Fuiman, L. and Werner, R. (2002). Fishery science, the unique contribution of early life stages. Blackwell Publishing, page 325.
- [57] Franco, J., Dagorn, L., Sancristobal, I., Moreno, G., 2009. Design of ecological FADs, volume IOTC-2009-WPEB-16, Mombasa, Kenya, 12–14 October 2009. IOTC, pp. 22.
- [58] Fratantoni, D. M. and Richardson, P. L. (2006). The evolution and demise of North Brazil Current rings. Journal of Physical Oceanography, 36(7), 1241-1264.
- [59] Frederiksen, M., Edwards, M., Mavor, R., and Wanless, S. (2007). Regional and annual variation in black-legged kittiwake breeding productivity is related to sea surface temperature. Marine Ecology Progress Series, 350 :299–312.
- [60] Fréon, P., Cury, P., Shannon, L., and Roy, C. (2005). Sustainable exploitation of small pelagic fish stocks challenged by environmental and ecosystem changes : a review. bulletin of marine science. Review of Financial Studies, 76(2) :385–462.
- [61] Garzoli, S. L., and E. J. Katz (1983), The forced annual reversal of the Atlantic North Equatorial Countercurrent, J. Phys. Oceanogr., 13, 2082–2090.
- [62] Griffa, A., Kirwan Jr, A. D., Mariano, A. J., Özgökmen, T., and Rossby, H. T. (Eds.). (2007). Lagrangian analysis and prediction of coastal and ocean dynamics. Cambridge University Press.

- [63] Grodsky SA, Lumpkin R, Carton JA. 2011 Spurious trends in global surface drifter currents. Geophys.Res. Lett. 38, L10606, pp. 6. (doi :10.1029/ 2011GL047393)
- [64] Gruber, N., Z. Lachkar, H. Frenzel, P. Marchesiello, M. Munnich, J. C. McWilliams, T. Nagai, and G.-K. Plattner (2011), Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems, Nature Geosci., 4, 787–792, doi:10.1038/ngeo1273.
- [65] Hamann M, Grech A, Wolanski E, Lambrechts J (2011). Modelling the fate of marine turtle hatchlings. Ecol Model 222 : 1515-1521.
- [66] Hansen, D. V. and Poulain, P. M. (1996). Quality control and interpolations of WOCE-TOGA drifter data. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 13(4), 900-909.
- [67] Hardman-Mountford, N. J., and J. M. McGlade (2003), Seasonal and interannual variability of oceanographic processes in the Gulf of Guinea : an investigation using AVHRR sea surface temperature data, Int. J. Remote Sensing, Vol. 24 n16, 3247–3268.
- [68] Hart-Davis, M. G., Backeberg, B. C., Halo, I., van Sebille, E. and Johannessen, J. A. (2018). Assessing the accuracy of satellite derived ocean currents by comparing observed and virtual buoys in the Greater Agulhas Region. Remote Sensing of Environment, 216, 735-746.
- [69] Hastenrath, S., and P. J. Lamb (1978), Heat budget atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans, The University of Wisconsin Press.
- [70] He, R., Liu, Y. and Weisberg, R. H. (2004). Coastal ocean wind fields gauged against the performance of an ocean circulation model. Geophysical research letters, 31(14). doi :10.1029/2003GL019261.
- [71] Ingham, M. (1970), Coastal upwelling in the northwestern Gulf of Guinea, Bull. Mar. Sc., Vol. 20, n°1, 1–34.
- [72] Hisard, P., and C. Henin (1987), Response of the equatorial Atlantic Ocean to the 1983- 1984 wind from the Programme Francais Océan et Climat dans l'Atlantique équatorial cruise data set, J. Geophy. Res., 92, 3759–3768.
- [73] Hisard, P., and A. Morlière (1973), La terminaison du contre-courant équatorial subsuperficiel Atlantique (courant de Lomonossov) dans le Golfe de Guinée, Cah. ORSTOM Sér. Océanogr., 11(4), 455–464.
- [74] Holt, J. T., Allen, J. I., Proctor, R. and Gilbert, F. (2005). Error quantification of a high-resolution coupled hydrodynamic–ecosystem coastal–ocean
model : Part 1 model overview and assessment of the hydrodynamics. Journal of Marine Systems, 57(1-2), 167-188.

- [75] Houghton, R. W., and C. Colin (1983), Seasonal variations of the subsurface thermal structure in the Gulf of Guinea, J. Geophy. Res., 13, 20702081.
- [76] Hufnagl, M., Payne, M., Lacroix, G., Bolle, L. J., Daewel, U., Dickey-Collas, M., ... and Pätsch, J. (2017). Variation that can be expected when using particle tracking models in connectivity studies. Journal of sea research, 127, 133-149.
- [77] Hunt, G. and McKinnell, S. (2006). Interplay between top-down, bottomup, and waspwaist control in marine ecosystems. Progress in Oceanography, 68 :115–124.
- [78] Huntley, H. S., Lipphardt, B. L., Kirwan, A. D. and Hogan, P. J. (2010, December). Surface drift predictions of the Deepwater Horizon spill : The Lagrangian perspective. In AGU Fall Meeting Abstracts.
- [79] Imzilen, T., Chassot, E., Barde, J., Demarcq, H., Maufroy, A., Roa-Pascuali, L. and Lett, C. (2019). Fish aggregating devices drift like oceanographic drifters in the near-surface currents of the Atlantic and Indian Oceans. Progress in Oceanography, 171, 108-127.
- [80] Ingham, M. (1970), Coastal upwelling in the northwestern Gulf of Guinea, Bull. Mar. Sc., Vol. 20, n1, 1–34.
- [81] Ivichev, I., Hole, L. R., Karlin, L., Wettre, C. and Röhrs, J. (2012). Comparison of operational oil spill trajectory forecasts with surface drifter trajectories in the Barents Sea. J. Geol. Geosci, 1, 105. doi :10.4172/jgg.1000105.
- [82] Johannessen, J. A., Chapron, B., Collard, F., Rio, M. H., Piollé, J. F., Gaultier, L., ... and Danielson, R. (2016, September). GlobCurrent : Multisensor synergy for surface current estimation. ESA.
- [83] Johnson, E. S., Bonjean, F., Lagerloef, G. S., Gunn, J. T. and Mitchum, G. T. (2007). Validation and error analysis of OSCAR sea surface currents. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 24(4), 688-701.
- [84] Jouanno, J., F. Marin, Y. D. Penhoat, J.-M. Molines, and J. Sheinbaum (2011), Seasonal modes of surface cooling in the Gulf of Guinea, J. Phys. Oceanogr., 41, 1408–1416.
- [85] Katz, E., and S. Garzoli (1982), Response of the western equatorial Atlantic Ocean to an annual wind cycle, J. mai : Res., suppl., 40, 307–327.
- [86] Katz, E. (1987), Seasonal response of the sea surface to the wind in the equatorial Atlantic, J. Geophy. Res., 92, 1885–1893.

- [87] Klein, P. and Lapeyre, G. (2009). The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. Annual review of marine science, 1, 351-375.
- [88] Kolodziejczyk, N. (2008), Analyse de la circulation de subsurface et de sa variabilité dans le Golfe de Guinée, Ph.D. thesis, Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne.
- [89] Koné V, Lett C, Fréon P. Modelling the effect of food availability on recruitment success of cape anchovy ichthyoplankton in the southern benguela upwelling system. African Journal of Marine Science 2013;35(2):151-61.
- [90] Koné V, Lett C, Penven P, Bourlès B, Djakouré S (2017). A biophysical model of S. aurita early life history in the northern Gulf of Guinea. Progress in Oceanography, 151 :83–96.
- [91] Koranteng, K., and J. M. McGlade (2001), Climatic trends in continental shelf waters off Ghana and in the Gulf of Guinea, 1963-1992, Oceanol. Acta, 24, 187–198.
- [92] Kristan, W. (2003). The role of habitat selection behaviour in population dynamics : source-sink systems and ecological traps. Oikos, 103 :457–468.
- [93] Lagerloef, G. S., Mitchum, G. T., Lukas, R. B., Niiler, P. P. (1999). Tropical Pacific near-surface currents estimated from altimeter, wind, and drifter data. Journal of Geophysical Research : Oceans, 104(C10), 23313-23326. ISSN 2156-2202. http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/1999JC900197/abstract>.
- [94] Larque, L., Maamaatuaiahutapu, K. and Garcon, V. (1997). On the intermediate and deep water flows in the South Atlantic Ocean. J-Geophys-Res-C-Oceans, 102, 12425-12440.
- [95] Lecchini, D., Planes, S., and Galzin, R. (2007). The influence of habitat characteristics and conspecifics on attraction and survival of coral reef fish juveniles. Marine Biology and Ecology, 341(22) :85–90.
- [96] Lemasson, L., and J.-P. Rébert (1968), Observations de courants sur le plateau continental ivoirien. - mise en évidence d'un sous-courant., Dot. Sci. Prou, no 022, 1–66– CRO Abidjan.
- [97] Lemasson, L., and J. Rébert (1973a), Circulation dans le Golfe de Guinée. Etude de la région d'origine du sous-courant ivoirien, Cahier ORSTOM, 11, 303–316.
- [98] Leroux, M. (1980), Le climat de l'Afrique Tropicale, Ph.D. thesis, Thèse présentée à l'Université de Dijon, France.

- [99] Lett C., Verley P., Mullon C., Parada C., Brochier T., Penven P., Blanke B., 2008. A Lagrangian tool for modelling ichthyoplankton dynamics. Environmental Modelling and Software, 23 :1210-1214.
- [100] Liu, Y. and Weisberg, R. H. (2011). Evaluation of trajectory modeling in different dynamic regions using normalized cumulative Lagrangian separation. Journal of Geophysical Research : Oceans, 116(C9), doi:10.1029/2010JC006837.
- [101] Liu, Y., Weisberg, R. H., Vignudelli, S. and Mitchum, G. T. (2014). Evaluation of altimetry-derived surface current products using Lagrangian drifter trajectories in the eastern Gulf of Mexico. Journal of Geophysical Research : Oceans, 119(5), 2827-2842, doi :10.1002/2013JC009710.
- [102] Liubartseva, S., Coppini, G., Lecci, R., Creti, S., 2016. Regional approach to modeling the transport of floating plastic debris in the Adriatic Sea. Mar. Pollut. Bull. 103, 115–127. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2015.12.031.
- [103] Lluch-Belda, D., Crawford, R., Kawasaki, T., MacCall, A., Parrish, R., Schwartzlose, R., and P.E., S. (1989). World-wide fluctuations of sardine and anchovy stocks : the regime problem. South African Journal of marine Science, 8 :195–205.
- [104] Longhurst, A. R. (1962), A review of the oceanography of the Gulf of Guinea, Bull. Inst. Fr. Afr. Noire, Sér. A, 24(3), 633–663.
- [105] Lumpkin, R. and Johnson, G. C. (2013). Global ocean surface velocities from drifters : Mean, variance, El Niño–Southern Oscillation response, and seasonal cycle. Journal of Geophysical Research : Oceans, 118(6), 2992-3006, ISSN 2169-9291., doi : 10.1002/jgrc.20210.
- [106] Lumpkin, R. and Pazos, M. (2007). Measuring surface currents with Surface Velocity Program drifters : the instrument, its data, and some recent results. Lagrangian analysis and prediction of coastal and ocean dynamics, 39-67.
- [107] Marchal, E., and J. Picaut (1977), Répartition et abondance évaluées par écho-integration des poissons du plateau ivoiro-ghanéen en relation avec les upwellings locaux, J. Rech. Océanogr., Vol 2, n4, 39–58.
- [108] Marchal, E. (1993). Biologie et écologie des poissons pélagiques côtiers du littoral ivoirien.
- [109] Machu, E. (2000). Etude des interactions physiques et biologiques dans le système du courant des Aiguilles au sud de l'Afrique du Sud : Apports

des observations spatiales. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier Toulouse III, Toulouse, France.

- [110] Marin, F., G. Caniaux, B. Bourlès, H. Giordani, Y. Gouriou, and E. Key (2009), Why were sea surface temperature so different in the eastern equatorial Atlantic in June 2005 and 2006, J. Phys. Ocean., 39, 1416–1431, doi:10.1175/2008JPO4030.1.
- [111] Maufroy, A., Chassot, E., Joo, R. and Kaplan, D. M. (2015). Large-scale examination of spatio-temporal patterns of drifting fish aggregating devices (dFADs) from tropical tuna fisheries of the Indian and Atlantic oceans. PloS one, 10(5), e0128023. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0128023.
- [112] Mbaye BC, Brochier T, Echevin V, Lazar A, Lévy M, Mason E, Gaye AT, Machu E. Do Sardinella aurita spawning seasons match local retention patterns in the Senegalese-Mauritanian upwelling region? Fisheries Oceanography, 2015;24(1):69-89.
- [113] McClean, J. L., Poulain, P. M., Pelton, J. W., and Maltrud, M. E. (2002). Eulerian and Lagrangian statistics from surface drifters and a highresolution POP simulation in the North Atlantic. Journal of Physical Oceanography, 32(9), 2472-2491.
- [114] McWilliams, J. C. (2008). Fluid dynamics at the margin of rotational control. Environmental fluid mechanics, 8(5-6), 441-449.
- [115] Meyer, I., Braby, L., Krug, M. and Backeberg, B. (2017). Mapping the ocean current strength and persistence in the Agulhas to inform marine energy development. In Marine renewable energy (pp. 179-215). Springer, Cham.
- [116] Miller, T. J., Crowder, L. B., Rice, J. A., and Marshall, E. (1998). Larval size and recruitment mechanisms in fishes : toward a conceptual framework. Canadian journal Fisheries and aquatic sciences, 45 :1657–1670.
- [117] Molinari, R. (1982), Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean : 1978-1980, J. Geophy. Res., 87, 9707–9714.
- [118] Montevecchi, W. and Myers, R. (1997). Centurial and decadal oceanographic influences on changes in northern gannet populations and diets in the north west atlantic : implications for climate change. ICES Journal of Marine Science, 54 :608–614.
- [119] Moore, W., P. Hisard, J. McCreary, J. Merle, J. O'Brien, J. Picaut, J. Verstraete, and C. Wunsch (1978), Equatorial adjustment in the eastern Atlantic ocean, Geophys. Res., Lett.5, 637–640.

- [120] Morel, A., Gentili, B., Claustre, H., Babin, M., Bricaud, A., Ras, J., et al. (2007). Optical properties of the "clearest" natural waters. Limnology and Oceanography, 52, 217-229.
- [121] Morlière, A. (1970), Les saisons marines devant Abidjan, Doc. Sci. Centre Rech. Océanogr. Abidjan, 1, 1-15.
- [122] Mullon, C., Fréon, P., Cury, P., Shannon, L., and Roy, C. (2008). A minimal model of the variability of marine ecosystems. Fish and Fisheries, 9 :1–17.
- [123] Myers, R. A., MacKenzie, B. R., and Bowen, K. G. (2001). What is the carrying capacity for fish in the ocean? a meta-analysis of population dynamics of north atlantic cod. Climate Dynamics, 58 :1464–1476.
- [124] Niquen, N. and Bouchon, M. (2004). Impact of el nino events on pelagic fisheries in peruvian waters. Deep-Sea Research II, 51(6) :563–574.
- [125] Ohlmann, J. C., and Mitarai, S. (2010). Lagrangian assessment of simulated surface current dispersion in the coastal ocean. Geophysical Research Letters, 37(17), doi :10.1029/2010GL044436.
- [126] Opoku-Ankomah, Y., and I. Cordery (1994), Atlantic sea surface temperatures and rainfall variability in Ghana, J. Clim., 7, 551–558.
- [127] O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Mitchell, B. G., Siegel, D. A., Carder, K. L., Garver, A., et al. (1998). Ocean color algorithms for SeaWiFS. Journal of Geophysical Research, 103, 24937-24953.
- [128] Oschlies, A. and V. Garçon (1999). An eddy-permitting coupled physicalbiological model of the North Atlantic 1. Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics. Global Biog. Cycles 13 (1), 135-160.
- [129] Parker, R. (1993). Dynamics Models for ammonium inhibition of nitrate uptake by phytoplankton. Ecol. Model. 66, 113-120.
- [130] Peliz, A., Marchesiello, P., Dubert, J., Marta-Almeida, M., Roy, C., Queiroga, H. (2007). A study of crab larvae dispersal on the western Iberian shelf : physical processes. Journal of Marine Systems, doi : 10.1016/j.jmarsys.2006.11.007.
- [131] Peter, A. (2007), Variabilité de la température de la couche de mélange en Atlantique équatorial aux échelles saisonnières à interannuelles, à l'aide de simulations numériques, Ph.D. thesis, Thèse de l'Université Paul Sabatier Toulouse III, 190pp.
- [132] Peterson, R., and L. Stramma (1990), On the formation and transport of the South Atlantic Current, XV General Assembly of the European

Geophysical Society, April 23-27, 1990, Copenhagen, Denmark. Ann. Met., Special issue, 122.

- [133] Peterson, and Stramma (1991), Upper- level circulation in the South Atlantic Ocean, Prog. Oceano., 26, 1–73.
- [134] Pezennec, O., Marchal, E., and Bard, F. X. (1993). Les espèces pélagiques côtières de Côte d'Ivoire : ressources et exploitation.
- [135] Philander, G. (1979), Upwelling in the Gulf of Guinea, J. Mar. Res., 37, 23–33.
- [136] Philander, S., and R. Pacanowski (1986a), The mass and heat budget in a model of the tropical Atlantic Ocean, J. Geophy. Res., 91, 14,212–14,220.
- [137] Phillips, J. S., Escalle, L., Pilling, G., Gupta, A. S. and van Sebille, E. (2019). Regional connectivity and spatial densities of drifting fish aggregating devices, simulated from fishing events in the Western and Central Pacific Ocean. Environmental Research Communications, 1(5), 055001.
- [138] Picaut, J. (1983), Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic, J. Phys. Oceanogr., Vol 13, n1, 18–37.
- [139] Piton, B. (1987), Caractéristiques hydroclimatiques des eaux côtières du Togo (Golfe de Guinée), Document scientifique ORSTOM, Brest, 42.
- [140] Polo, I., A. Lazar, B. Rodriguez-Fonseca, and S. Arnault (2008), Oceanic Kelvin waves and tropical Atlantic intraseasonal variability : 1.Kelvin wave characterization, J. Geophy. Res., 113, C07,009, doi:10.1029/2007JC004495.
- [141] Putman, N. F., and He, R. (2013). Tracking the long-distance dispersal of marine organisms : sensitivity to ocean model resolution. Journal of the Royal Society Interface, 10(81), 20120979.
- [142] John, A. W. G., Reid, P. C., Batten, S. D., and Anang, E. R. (2002). 11 Monitoring levels of 'phytoplankton colour in the gulf of guinea using ships of opportunity. In Large Marine Ecosystems (Vol. 11, pp. 141-xxxv). Elsevier.
- [143] Qin, X., van Sebille, E., and Gupta, A. S. (2014). Quantification of errors induced by temporal resolution on Lagrangian particles in an eddyresolving model. Ocean Modelling, 76, 20-30.
- [144] Radovich, J. (1982). The collapse of the california sardine fishery : what have we learned. CalCOFI Reports., 23 :3785–3801.

- [145] Richardson, L. F. (1926). Atmospheric diffusion shown on a distanceneighbour graph. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character, 110(756), 709-737.
- [146] Richardson, P. L., and Walsh, D. (1986). Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts. Journal of Geophysical Research : Oceans, 91(C9), 10537-10550.
- [147] Rio, M. H., Mulet, S., and Picot, N. (2014). Beyond GOCE for the ocean circulation estimate : Synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new insight into geostrophic and Ekman currents. Geophysical Research Letters, 41(24), 8918-8925.
- [148] Roy, C. (1995), The Côte d'Ivoire and Ghana coastal upwellings : dynamics and changes, In Dynamics and Use of Sardinella Resources from Upwelling off Ghana and Ivory Coast, edited by .X. Bard and K. A. Koranteng. ORSTOM Editions, pp. 346–361.
- [149] Schott, F., L. Stramma, and J. Fischer (1999), Interaction of the North Atlantic Current with the deep Charlie Gibbs Fracture Zone throughflow, Geophys. Res. Let., 26 (3), 369–372.
- [150] Schott, F., J. M. Jr, and G. Johnson (2004), Shallow overturning circulations of the Tropical-Subtropical Oceansearth Climate : The Ocean-Atmosphere Interaction, Geophys. Monograph series, 147.
- [151] Scott, R. B., Ferry, N., Drévillon, M., Barron, C. N., Jourdain, N. C., Lellouche, J. M., ... and Smedstad, O. M. (2012). Estimates of surface drifter trajectories in the equatorial Atlantic : a multi-model ensemble approach. Ocean Dynamics, 62(7), 1091-1109, doi :10.1007/s10236-012-0548-2.
- [152] Shchepetkin, A., and J. McWilliams (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS) : A split-explicit, free-surface, topographyfollowingcoordinate oceanic model, Ocean Modelling., 9, 347–404.
- [153] Smith, S. (1936). Environmental control of the photosynthesis. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A. 22, 504-511.
- [154] Sorgente, R., Tedesco, C., Pessini, F., De Dominicis, M., Gerin, R., Olita, A., ... and Ribotti, A. (2016). Forecast of drifter trajectories using a Rapid Environmental Assessment based on CTD observations. Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography, 133, 39-53.
- [155] Sundby, S. (1991). Factors affecting the vertical distribution of eggs. ICES Marine Science Symposia, 192 :33–38.

- [156] Swearer, S. E., Treml, E. A., and Shima, J. S. (2019). H7 A Review of Biophysical Models of Marine Larval Dispersal.
- [157] Tacon, A. G. J. (2004). Use of fish meal and fish oil in aquaculture : a global perspective. Aquatic Resources, Culture and Development, 1 :3–14.
- [158] Taylor, G. (1921). Diffusion by continuous movements, Proc. London Math. Soc., 20, 196–212.
- [159] Thomas, L. N., Tandon, A., and Mahadevan, A. (2008). Submesoscale processes and dynamics. Ocean modeling in an Eddying Regime, 177, 17-38.
- [160] Tian, R., A. Vézina, L. Legendre, R. Igram, B. Klein, T. Packard, S. Roy, C. Savenkoff, N. Silverberg, J. Therriault, and J. Tremblay (2000). Effects of pelagic food-web interactions and nutrient remineralization on the biogeochemical cycling of carbon : a modeling approach. Deep-Sea Res. II 47, 637-662.
- [161] Trathan, P., Murphy, E., Forcada, J., Croxall, J., K., R., and S.E., T. (2006). Physical forcing in the southwest atlantic : ecosystem control. in : Top predators in marine ecosystems (eds i.l. boyd, s. wanless, c.j. camphuysen) (symposium of the zoological society london). Cambridge University Press, Cambridge.
- [162] Servain, J., J. Picaut, and J. Merle (1982), Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic ocean, J. Phys Oceanogr., 12, 457–463.
- [163] Stramma, L., and F. Schott (1996), Western equatorial circulation and interhemispheric exchange in the warmwatersphere of the North Atlantic ocean, édité par W. Krauss, Berlin, 195–227.
- [164] Stramma, L., J. Fischer, P. Brandt, F. Schott, G. Goni, and P. Malanotte-Rizzoli (2003), Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean, chap. Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic, Elsevier.
- [165] Sundby, S. (1991). Factors affecting the vertical distribution of eggs. ICES Marine Science Symposia, 192 :33–38.
- [166] Van Sebille E, Griffes SM, Abernathey R, Adams TP, Berloff P, Biastoch A, Blanke B, Chassignet EP, Cheng Y, Cotter CJ, et al. (2018). Lagrangian ocean analysis : Fundamentals and practices. Ocean Modelling, 121 :49-75.
- [167] Varlet, F. (1958), Les traits essentiels du régime côtier de l'Atlantique près d'Abidjan (Côte d'Ivoire), Bulletin de l'IFAN. Série A : Sciences Naturelles, 20, 1089–1102.

- [168] Vauclair, F., and Y. du Penhoat (2011), Interannual variability of the upper layer of the tropical Atlantic Ocean from in situ data between 1979 and 1999, Clim. Dyn., 17, 527–546.
- [169] Verstraete, J.-M. (1992), The seasonal upwellings in the Gulf of Guinea, Prog. Oceanogr., 29, 160.
- [170] Vignudelli, S., Kostianoy, A. G., Cipollini, P., and Benveniste, J. (Eds.). (2011). Coastal altimetry. Springer Science and Business Media.
- [171] Villas Boas, A. B., Ardhuin, F., Ayet, A., Bourassa, M. A., Chapron, B., Brandt, P., ... and Gille, S. T. (2019). Integrated observations and modeling of global winds, currents, and waves : requirements and challenges for the next decade. Frontiers in Marine Science, 6, 425, doi :10.3389/fmars.2019.00425.
- [172] Voituriez, B. (1983), Les variations saisonnières des courants équatoriaux à 4W et l'upwelling équatorial du Golfe de Guinée, I. Le sous-courant équatorial, Océanogr. Trop., 18 (2), 163–183.
- [173] Wacongne, S., and B. Piton (1992), The near-surface circulation in the northeastern corner of the South Atlantic Ocean, Deep Sea Res., 39, 7/8, 1273–1298.
- [174] Ware, D. M., Rojas de Mendiola, B., and Newhouse, D. S. (1980). Behaviour of firstfeeding peruvian anchovy larvae, engraulis ringens j. in sherman, k. et hempel, g., éditeurs : Symposium on early life history of fish, volume 178, pages 80–87. Conseil International pour l'Exploitation de la Mer, Rapport et procés-verbaux des réunions.
- [175] Wauthy, B. (1983), Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée, Cah, O.R.S.T.O.M., Océano. Trop., 18,2, 103–108.
- [176] Weisberg, R., and C. Colin (1986), Equatorial Atlantic Ocean temperature and current variations during 1983-1984, Nature, 322, 240–243.
- [177] Zheng, X., E. A. B. Eltahir, and A. Kerr (1999), A mechanism relating tropical Atlantic spring sea surface temperature and west african rainfall, Q. J. R. Meteorol. Soc., 125, 1129 1129–116.

Annexe C

Article : Amemou et al., 2020, Progress in Oceanography

Progress in Oceanography 188 (2020) 102426

Contents lists available at ScienceDirect



Progress in Oceanography

journal homepage: www.elsevier.com/locate/pocean

Assessment of a Lagrangian model using trajectories of oceanographic drifters and fishing devices in the Tropical Atlantic Ocean



PROGRESS IN OCEANOGRAPHY

H. Amemou^{a,b,c,d,*}, V. Koné^a, A. Aman^b, C. Lett^c

^a Centre de Recherches Océanologiques (CRO), 29 Rue des Pêcheurs, BPV 18 Abidjan, Côte d'Ivoire

^b Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et Mécanique des Fluides, LAPA-MF, Université Félix Houphouet Boigny, Côte d'Ivoire

^c MARBEC, Univ Montpellier, CNRS, IFREMER, IRD, Sète, France

^d Sorbonne Université, IRD, Unité de Modélisation Mathématique et Informatique des Systèmes Complexes, UMMISCO, F-93143 Bondy, France

ARTICLE INFO

Keywords: Drifter Fish aggregating device Particle Trajectory Velocity Model performance

ABSTRACT

In the Tropical Atlantic Ocean, we assessed the accuracy of a Lagrangian model (Ichthyop) forced with velocity fields from a hydrodynamical model (CROCO) and two different remote sensing products (GlobCurrent and OSCAR) using trajectories of oceanographic drifters. Additionally, we evaluated the possibility to expand the drifters data using trajectories of GPS-buoy equipped drifting Fish Aggregating Devices (FADs). The observed and simulated trajectories were compared in terms of spatial distribution, velocity distribution and a non-dimensional skill score. For the drifters and FADs, the GlobCurrent and OSCAR products lead to similar performances as the CROCO model-ouputs in the broad studied domain. In the Gulf of Guinea, however, the CROCO model performed significantly better than the other two because the parent solution of CROCO benefited from its communication with a child grid of finer resolution in this region. On average, the simulations lead to an underestimation of the drifter and FAD velocities, likely because the spatial resolutions of the forcing products were insufficient and the time frequency at which they were produced were too low to resolve the relevant oceanic processes properly. We found a low skill for all models to simulate FAD trajectories, possibly because of the devices vertical structure that prevent FADs from drifting like water parcels. Our results therefore suggest that in the Tropical Atlantic the FAD dataset may not be appropriate to use for corroborating Lagrangian simulations.

1. Introduction

The Tropical Atlantic Ocean circulation is particularly challenging to study due to the presence of strong surface currents and undercurrents displaying a large spatial and temporal variability (Blanke and Delecluse, 1993). It is also a region of deepwater resurgences, leading to coastal upwelling (Broecker et al., 1978). Coastal upwelling occurs seasonally along the northern coast of the Gulf of Guinea located on the eastern part of the Tropical Atlantic (Binet, 1997; Djakouré et al., 2014). In that region, hydrodynamic models were used to simulate the ocean circulation (Djakouré et al., 2014) and fish larval dispersal (Koné et al., 2017) but these studies did not include a direct comparison of simulated vs. observed trajectories.

In recent years, rapid progress has been made in observation (Villas Boas et al., 2019) and numerical modeling (Haza et al., 2012; Liubartseva et al., 2016; Van Sebille et al., 2018) of the ocean in terms of the complexity of the physical processes considered and the spatial and temporal resolutions over which they are quantified (Döös et al., 2011; Blanke et al., 2012; Choi et al., 2017; D'Asaro et al., 2018). Also, the validation of the ocean velocity fields predicted by circulation models is often realized with temperature and salinity fields, and less often with observed trajectories. Trajectories of surface drifters have been extensively used in a number of Lagrangian transport studies of the ocean surface (Blanke et al., 2001; Döös et al., 2011; Berta et al., 2014; Lacorata et al., 2014; Carlson et al., 2016). When drifter data are lacking or limited, other observation data can be used to complement the drifter data. Hence, as a complement to drifters data, trajectories of a few GPS-buoy equipped Fish Aggregating Devices (FADs) were also used to locate the wreckage of an Air France plane (Drévillon et al., 2013).

FADs are man-made objects that generally consist of a bamboo raft of about 4–6 m² and hanging nets beneath the raft serving as a subsurface drogue (Bromhead et al., 2003). These nets can go down to 80 m in the Tropical Atlantic Ocean. FADs are used by fishing vessels to

https://doi.org/10.1016/j.pocean.2020.102426

Received 2 December 2019; Received in revised form 21 August 2020; Accepted 26 August 2020

Available online 09 September 2020 0079-6611/ © 2020 Elsevier Ltd. All rights reserved.

^{*} Corresponding author at: Centre de Recherches Océanologiques (CRO), 29 Rue des Pêcheurs, BPV 18 Abidjan, Côte d'Ivoire. *E-mail address:* yagoamemou@gmail.com (H. Amemou).

attract tuna and increase fishery productivity (Fonteneau et al., 2013; Maufroy et al., 2017). Several technological devices were added to the rafts including the use of GPS buoys to locate FADs and, more recently, echosounder buoys to monitor the amount of biomass aggregated under them. Baske et al. (2012) and Scott and Lopez (2014) estimated that there are more than 100,000 FADs drifting around the globe. Due to factors such as infrequent deployment of drifters and equatorial divergence (Lumpkin and Pazos, 2007), the drifters are under sampled in the equatorial regions whereas there are many more FADs, particularly in the tropical areas where the purse seine fleets operate. In these regions, it is therefore plausible that FADs could provide complementary data to drifters data. Lagrangian modeling predictability, and impacts of resolution have been topics of intense study using drifters data (Beron-Vera and LaCasce, 2016; Carlson et al., 2016; Dauhajre et al., 2019; Chang et al., 2019). However, the combination of drifters and FADs data have received little attention. Imzilen et al. (2019) showed that oceanographic drifters and FADs drift similarly in the near-surface tropical ocean currents. In tropical waters, there is therefore the possibility of using trajectories of FADs, not only drifters, to corroborate Lagrangian simulations. Bedi et al. (2019) recently investigated that possibility in the Tropical Indian Ocean, mostly.

We used an extensive dataset of trajectories of drifters and FADs of the Tropical Atlantic Ocean to assess their trajectories as simulated with a Lagrangian model forced by several current products and models. Precisely, the Ichthyop Lagrangian (Lett et al., 2008) was forced by interannual outputs of a CROCO hydrodynamic model configuration of the Tropical Atlantic Ocean, and also by global operational current products derived from the GlobCurrent and OSCAR programs, over the period 1997-2014 for drifters and 2008-2014 for FADs. The objective was to make a comparative analysis of the solutions CROCO-Ichthyop, GlobCurrent-Ichthyop and OSCAR-Ichthyop, using the trajectories of in situ drifters and FADs as references, and also to study the possibility of using FAD data like drifters in Lagrangian studies. The paper is organized as follows. In the next section, we describe the region under study, the observational data (drifters and FADs), the CROCO model, the GlobCurrent and OSCAR ocean current products, the Ichthyop tool, simulation runs and statistical analyses. We then present the results based on the comparison between the observations (both drifters and FADs) and simulated trajectories, and discuss our results in the last section.

2. Material and methods

2.1. Study region

The region under study is the Tropical Atlantic Ocean located between longitudes $65^{\circ}W$ and $15^{\circ}E$, and latitudes $10^{\circ}S$ and $14^{\circ}N$ with the Gulf of Guinea as a specific subregion study. Most of the surface currents in that region are zonal and some of them are oriented towards the west side of the basin due to winds blowing in that direction (Fig. 1). We have the South Equatorial Current (SEC) and its branches (Bourlès et al., 1999; Lumpkin and Garzoli, 2005) and the North Brazil Current (NBC) along the coast. The North Equatorial Counter Current (NECC) is oriented towards the east of the basin and extends into the Guinea Current (GC), which is the main surface current in the Gulf of Guinea (Richardson and Walsh, 1986; Arnault, 1987). There are also undercurrents in both regions (Bourlès et al., 1999).

In addition, in the study area seasonal upwelling occurs along the coasts of Côte d'Ivoire and Ghana driving the recruitment of one of the most abundant small pelagic fish, *Sardinella aurita*(Binet and Marchal, 1993; Djakouré et al., 2014; Koné et al., 2017). *Sardinella aurita*(*S. aurita*) plays a key role in the food security of adjacent populations, and into the energy transfer to higher trophic levels (Mbaye et al., 2015). Outputs of circulation models are often used as inputs of biophysical models in order to simulate marine larval dispersal and connectivity (Koné et al., 2017; Swearer et al., 2019). We

plan to use this approach in a follow up study to study the impact of environmental factors such as temperature, currents and food availability on *S. aurita*larval survival and recruitment in the northern Gulf of Guinea. The present study is therefore an attempt to compare potential current fields that could be used as forcing factors in a biophysical model.

2.2. Oceanographic surface drifters

The surface drifters trajectories (https://data.nodc.noaa.gov/) are gathered by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) through the Global Drifter Program (GDP, Dataset, https://doi. org/10.25921/7ntx-z961) (Laurindo et al., 2017). These drifters are made up of a surface buoy and are drogued at 15 m depth. The drifters measure properties such as sea surface temperature, currents, air pressure and wind direction and send this information to passing satellites using an ARGOS transmitter (Lumpkin and Pazos, 2007). All older drifters used ARGOS, but in 2015 more than half use Iridium; nearly all drifters are now Iridium with GPS. Their positions are given every six hours (Hansen and Poulain, 1996; recently each hour, Elipot et al., 2016). We keep trajectories of all drifters up to when they arrive close to the CROCO domain border (specifically 3° of latitude to the southern or northern -open- borders, the eastern and western borders of the domain being mostly closed, coastal, borders). The data obtained between 1997 and 2014 comprise 793 drogued drifters (summing to 339 drifter-years) in our study regions.

2.3. Fish Aggregating Devices (FADs)

Fish Aggregating Devices (FADs) are rectangular bamboo rafts with pieces of purse seine nets attached below them in order to attract fish and facilitate their catch (Franco et al., IOTC-2009-WPE). Positions of the GPS-buoys attached to drifting FADs are given through a collaborative agreement between the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and the French frozen tuna producers organization ORTHONGEL. The methodology to obtain and process FAD trajectories are detailed by Maufroy et al. (2015). We used the trajectories of 6,088 drifting FADs in our study region over the period 2008–2014 (summing to 818 FAD-years) based on the same criteria as drifters. It is worth noting that FADs originate mostly from the eastern part of the domain (Fig. A.3b), contrarily to drifters which have a more uniform spatial distribution of their release locations (Fig. A.3a). On average, the lifespan of FADs at sea (40 days; Maufroy et al. (2015)) has been reported to be much shorter than the lifetime of drifters (450 days; Lumpkin et al. (2012)). The sampling periodicity of FADs position varies from 15 min to 2 days but here we used 6 h for FADs periodicity, like for the drifters.

2.4. OSCAR product

OSCAR is a project of the NASA Physical Oceanography Data Center (http://podaac.jpl.nasa.gov). The main objective is to improve the generation of surface currents from oceanic wind fields, and in so doing, the understanding of the mechanisms underlying the energy transfers between the atmosphere and the ocean through the layer planetary limit. This satellite-based product is a computation of global ocean currents based on satellite SSH, scatterometer winds, and both Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) and *in situ* sea surface temperatures (Bonjean and Lagerloef, 2002). Velocities are calculated using quasilinear equations of motion by combining geostrophy, Ekman and Stommel shear dynamics formulations and a complementary term from surface buoyancy gradient (Bonjean and Lagerloef, 2002) directly estimated from sea-surface height, surface wind speed, and sea-surface temperature. The data is on a grid of $\frac{1}{4}$ °spatial resolution and with a time resolution of 5 days.



LONGITUDE (°)

Progress in Oceanography 188 (2020) 102426

Fig. 1. Schematic of oceanic circulation, the major surface (respectively, subsurface) currents are represented in arrows in solid lines (respectively, dashed lines): North Equatorial CounterCurrent (NECC), Guinea Current (GC), Equatorial UnderCurrent (EUC), Angola Current (AC), northern (nSEC), central (cSEC) and southern (sSEC) branches of the South Equatorial Current (SEC), South Equatorial UnderCurrent (SEUC), North Brazil Currents (NBC) and its retroflection (NBC retr), North Brazil UnderCurrent (NBUC), Brazil Current (BC) and Guyana Current (GC). Rectangle and ellipses represent respectively the Gulf of Guinea region, Guinea Dome (GD) and Angola Dome (AD) (adapted from Lumpkin and Garzoli (2005)).



Fig. 2. Mean annual zonal velocity (m s⁻¹) over the period 1997–2014 for (a) NOAA's drifters, (b) CROCO model, (c) OSCAR and (d) GlobCurrent in the Tropical Atlantic. The North Brazil Current (NBC), north and central branches of the South Equatorial Current (nSEC and cSEC), the North Equatorial Counter Current (NECC) and the Guinea Current (GC) are indicated in (a). Solid lines in (b) indicate the boundaries of the Gulf of Guinea. The cell size in (a) is $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ and the number of drifters in each cell is shown in Fig. 4a.

2.5. GlobCurrent product

The GlobCurrent product is funded by the European Space Agency.

The objective is to provide ocean surface current fields collocated with the sea surface temperature field (Johannessen et al., 2016) from multisatellite altimetry data. GlobCurrent is provided at a $\frac{1}{4}$ spatial H. Amemou, et al.

12⁰N

2) 8°N 4°N 0° 4°S

12°N

8°N

4ºN

0°

4°S

12⁰N 7 8⁰N 4⁰N 0⁰ 4⁰S 4⁰S

8°S 66°W

8°S 66°W

12°Nr

8°N

0⁰

4°S

8°S 66°W

5

LATITUDE 4°N

LATITUDE (°)

DRIFTERS 8°S 66°W 56°W 46°W

CROCO

OSCAR

56°W

GlobCurrent

56°W

56°W

46°W

46°W

46°W

36°W

36°W

36°W

36°W

26°W

26°W

26°W

26°W

LONGITUDE (°)

16°W

16°W

16°W

16⁰W

6°W

6°W

6°W

6°W

8°N



Fig. 3. Trajectories of NOAA drifters (cyan), (a) 116384, (b) 3136609, (c) 34300, (d) 52860, and (e) 33181 and of particles released at the same location (green square) and time and then transported using the CROCO (black), OSCAR (red) and GlobCurrent (blue) models. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



Fig. 5. Same as Fig. 4 but for FADs.

Fig. 4. Densities of (a) observed drifters and simulated particles (using (b) CROCO, (c) OSCAR and (d) GlobCurrent) computed as the average of the number of drifters or simulated particles passing through grid cells of $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Grid cells with zero drifters or simulated particles are shown in white.

resolution and with a time resolution of 3 h or 1 day (http://www. globcurrent.org/). This product is obtained by combining the geostrophic currents and Ekman currents (at surface and 15 m depth). The GlobCurrent geostrophic currents are based on Sea Level Anomalies (SLA) from satellite altimetry and a global Mean Dynamic Topography (MDT) field (Rio et al., 2014). The part of Ekman current in the Glob-Current product are provided by the Ekman model (Rio et al., 2014)

800

400

200

800

drifers 009 800

400 and 200 and 0

600 j drifters

400 Number of

200

0

0

0

0

600 j

mber o

(a)

14°E

14°E

14°E

14°E

(d)

(b)

4°E

4°E

4°E

4°E

Table 1

Mean speed and standard deviation of observed drifters and simulated particles in the whole (Tropical Atlantic, TA) and focus (Gulf of Guinea, GG) regions using CROCO (CI), OSCAR (OI) or GlobCurrent (GI).

Regions	Drifters			
	Drifters (ms ⁻¹)	OI (ms ⁻¹)	GI (ms ⁻¹)	CI (ms ⁻¹)
TA GG	$\begin{array}{rrrr} 0.33 \ \pm \ 0.08 \\ 0.36 \ \pm \ 0.05 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.24 \ \pm \ 0.07 \\ 0.27 \ \pm \ 0.06 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.26 \ \pm \ 0.07 \\ 0.24 \ \pm \ 0.04 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.21 \ \pm \ 0.07 \\ 0.23 \ \pm \ 0.04 \end{array}$

Table 2

Same as Table 1 but for FADs.

Regions	FADs			
	FADs (ms ⁻¹)	OI (ms ⁻¹)	GI (ms ⁻¹)	CI (ms ⁻¹)
TA GG	$\begin{array}{rrrr} 0.26 \ \pm \ 0.09 \\ 0.28 \ \pm \ 0.08 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.21 \ \pm \ 0.05 \\ 0.24 \ \pm \ 0.05 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.21 \ \pm \ 0.05 \\ 0.22 \ \pm \ 0.06 \end{array}$	0.20 ± 0.04 0.22 ± 0.04



Fig. 6. Velocity distributions of (cyan) observed drifters and simulated particles obtained with (black) CROCO, (red) OSCAR and (blue) GlobCurrent in the Tropical Atlantic. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



Fig. 7. Same as Fig. 6 but for FADs.



Fig. 8. Mean model performance or skill obtained with (black) CROCO, (red) OSCAR, and (blue) GlobCurrent, (a) for the Tropical Atlantic and (b) the Gulf of Guinea. Note that the number of drifters used for the mean skill calculation (lower scale) decreases with time and that the time periods represented in the two panels are different. The vertical bars represent the standard deviation. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



Fig. 9. Same as Fig. 8 but for FADs.



Fig. 10. Mean of the model performance over the ten-day interval when particles are reset every 10 days at the observed drifters locations.

using drogued surface drifter data, Argo floats and near surface winds.

2.6. CROCO hydrodynamic model configuration

The hydrodynamical simulation was performed using the new Coastal and Regional Ocean Community model (CROCO) built upon the ROMS-AGRIF model (Debreu et al., 2012). It is a three-dimensional model based on the hydrostatic, incompressibility and Boussinesq hypotheses for solving the primitive equations and also the free surface (Shchepetkin and McWilliams, 2005). The model domain spans 65.2°W-15°E and 10°S-14°N for the parent grid with a horizontal resolution of $\frac{1}{5}^{\circ}$, and the nested high resolution child grid $\frac{1}{15}^{\circ}$ spans $12.33^{\circ}W$ - $11.73^{\circ}E$ and $3.98^{\circ}S$ - $8.05^{\circ}N$. The vertical levels (45 levels) of the CROCO grid are discretized according to a sigma coordinate system allowing to increase the vertical resolution near the surface and/or the bottom. On the surface, the model is forced with interannual winds (1980-2015) derived from atmospheric reanalysis forcings of ERA-Interim produced by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (Dee et al., 2011). The model topography was built using GEBCO 2014 (General Bathymetric Chart of the Oceans (http:// www.gebco.net) data. The initial and boundary conditions (heat, fresh water fluxes and currents) for the hydrodynamical model are derived from the outputs of the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) version 3.3.1. The model has three open borders (North, South and West) and a closed border (East). We allowed a spin up time of 10 years until the model reaches an equilibrium state. The model was run from 1980-2015 and the outputs were saved every 2 days. Here, the mean annual zonal and meridional velocity (m s⁻¹) of the CROCO model are evaluated against the ocean current observations product from the



Fig. A.1. Same as Fig. 2 but the mean annual zonal velocity covers the period of FAD data.



Fig. A.2. Same as Fig. 2 but the mean annual meridional velocity is represented.



Fig. A.3. Initial positions of (a) drifters and (b) FADs.

Global Drifter Center of the NOAA (www.aoml.noaa.gov/phod/dac/ dacdata.html) and both altimetry current product (OSCAR and Glob-Current) over the periods corresponding to our drifter (1997–2014) and FAD (2008–2014) data.

2.7. Ichthyop Lagrangian model

The drifter and FAD trajectories were simulated by the Lagrangian model Ichthyop (Lett et al., 2008). Ichthyop is a tool developed in Java that allows to simulate the Lagrangian transport of particles using current fields produced by hydrodynamic models such as CROCO or

H. Amemou, et al.



Fig. A.4. Same as Fig. 3 for (a) FAD 9740, (b) FAD 379, (c) FAD 14865, (d) FAD 731 an.d (e) FAD 14890.



Fig. A.5. Mean velocity of (a) drifters and simulated particles (using (b) CROCO, (c) OSCAR and (d) GlobCurrent) passing through grid cells of $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Grid cells with zero drifters or simulated particles are shown in white.

surface current products such as OSCAR or GlobCurrent, for applications in physical oceanography and in marine ecology. Here drifters and FADs were assumed to drift like discrete particles without mass. Statistical analyses of Lagrangian data from the ocean can be grouped into studies involving single particles and those with pairs or groups of particles (LaCasce, 2008). In the present application, one particle was released at the observed drifters or FAD initial location. The displacement of each particle was given by the sum of an advective and of a dispersive components (Peliz et al., 2007). For simulations with CROCO currents, the particle is released at 15 m depth. Particle locations were updated at each time step using the Runge–Kutta 4 scheme and saved every six hours, in accordance to the recorded frequencies of the



Number of elements in the bin 6000 4000 2000 0 0.25 0.75 1.25 1.5 D 0.5 1 Velocity in m/s

Fig. A.7. Same as Fig. 6 but the distributions of velocity fluctuations are represented for drifters.

drifters and FADs positions.

2.8. Sensitivity analysis

We performed a sensitivity analysis to some of the model choices. For drifters data, we tested simulations where particles were reset every 10 days at the observed locations and also with the release of particles around (within a distance of 50 km or 200 km) the drifters initial locations. In addition, for the GlobCurrent product we tested both its 1day and 3-h outputs. For both drifters and FADs, we also simulated clouds of 1,000 released particles instead of only one particle.

8000

3. Statistical analysis

3.1. Velocities RMSE

Like in previous works comparing trajectories of observed drifters and simulated particles (e.g. Hart-Davis et al., 2018) we used the average velocity error or RMSE (Root Mean Square Error) given by:

$$RMSE = \sqrt{\sum \frac{(V_{real} - V_{virtual})^2}{N}}$$
(1)

where Vvirtual is the simulated particles velocities, Vreal the drifter (or FAD) velocities and N the number of drifters (or FADs). We also compared the overall distribution of velocities for drifters (or FADs) and particles.

3.2. Separation distance

The separation distance or error distance measures the separation of two particles or, equivalently, the propagation of a cloud of passive tracers. This index was used here to obtain the evolution of the distance between the observation (drifter or FAD) and the simulation (particle) as a function of time. The separation distance is given by:

$$D(t) = \sqrt{(x_p(t) - x_o(t))^2 + (y_p(t) - y_o(t))^2}$$
(2)

where (x, y) are the geographic coordinates in 2D at time t and the indices p and o refer to the simulated particle and the observed drifters or FADs, respectively.



Fig. A.9. Mean separation distance (or model error distance) over time between simulated particles and NOAA drifters obtained with (black) CROCO, (red) OSCAR and (blue) GlobCurrent for (a) the whole Tropical Atlantic and (b) the Gulf of Guinea. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

3.3. Absolute dispersion

The absolute dispersion (Taylor, 1921) is defined as the distance to the initial position at each time:

$$D_0(t) = \sqrt{(x_d(t) - x_d(t_0))^2 + (y_d(t) - y_d(t_0))^2}$$
(3)

where $(x_d(t), y_d(t))$ are the positions of a given observed drifter, FAD or simulated particle at time t and $(x_d(t_0), y_d(t_0))$ its initial position.

3.4. The "performance" of the model or skill

The "performance" of the modeled trajectory is given by:

$$ss(t) = \begin{cases} 1 - \frac{s(t)}{n}, \, (s(t) \le n) \\ 0, \, (s(t) > n) \end{cases}$$
(4)

with $s(t) = \frac{\langle D(t) \rangle}{\langle D_0(t) \rangle}$ where $\langle D(t) \rangle$ is the average of the separation distances, $\langle D_0(t) \rangle$ the average of the lengths of the observed trajectories and n the tolerance threshold. We set n = 1 like in the work of Liu and Weisberg (2011). If ss = 1, there is a perfect match between the trajectory of the drifter (or FAD) and the simulated one. In this case, the relative error is D(t) = 0. For ss = 0, the model is not efficient, the error D(t) being of the same order as the distance traveled $D_0(t)$. This performance index is equivalent to that proposed by Liu and Weisberg



Fig. A.11. Mean absolute dispersion (or distance to release location) over time obtained for (cyan) NOAA drifters and simulated particles with (black) CROCO, (red) OSCAR and (blue) GlobCurrent for (a) the whole Tropical Atlantic and (b) the Gulf of Guinea. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(2011). In general, the skill score is particularly useful when the number of drifter trajectories is limited and neither a conventional Eulerian-based velocity nor a Lagrangian based probability density function may be estimated (e.g. Griffa et al., 2007; Ohlmann and Mitarai, 2010). We calculated the mean and standard deviation of skill

values (i.e. ss(t)) along time since release (i.e. t) among all drifters and FADs. The number of drifters and FADs were of course decreasing along time and that information was therefore also indicated on the figures.



Fig. A.13. Same as Fig. 6 but when particles are reset every 10 days at the observed drifters locations.

4. Results

4.1. Comparison of surface currents

Fig. 2 shows the mean annual zonal velocities for the Tropical Atlantic basin obtained from the drifters data (Fig. 2a), the CROCO model (Fig. 2b), and the OSCAR (Fig. 2c) and GlobCurrent (Fig. 2d) products. The general patterns of the annual mean of the zonal velocities are consistent with those described by Bourlès et al. (1999) and Lumpkin and Garzoli (2005). Two branches of the westward South Equatorial Current (SEC), the northern branch (nSEC) around 2°N and the central branch (cSEC) around 2°S (Lumpkin and Garzoli, 2005) are visible for NOAA's drifters, CROCO model and GlobCurrent product to some extent. In OSCAR, there are patches of westward velocities that are presumably associated with the nSEC and cSEC, but these are not basin-wide westward jets. In the western basin, the westward North

Brazilian Current (NBC) is located along the coast between 10°N and 4°S for NOAA's drifters and CROCO. It is degraded for OSCAR and Glob-Current. The eastward flowing North Equatorial Counter Current (NECC) situated between 11°N and 4°N is also visible for NOAA's drifters, CROCO model and GlobCurrent. In the case of OSCAR, the NECC seems to be degraded like for the branches of the SEC. Drifters, CROCO and GlobCurrent show the connection between the NECC and the Guinea Current (GC) in the Gulf of Guinea, which is not visible in the case of OSCAR. Based on these mean annual zonal velocities maps, CROCO currents seem to be better than GlobCurrent and OSCAR currents. Similar results were obtained for FADs (Appendix Fig. A.1) and also for the annual mean of the meridional velocities (Appendix Fig. A.2) where CROCO is again better than GlobCurrent and OSCAR.



Fig. A.14. Mean of the separation distance over the ten-day interval when particles are reset every 10 days at the observed drifters locations.



Fig. A.15. Mean of the absolute dispersion over the ten-day interval when particles are reset every 10 days at the observed drifters locations.

4.2. Comparison of trajectories

Illustrative pairs of observed and simulated trajectories of drifters were plotted (Fig. 3) and analyzed in terms of dispersion (error and absolute) and speed. Fig. 3a shows the trajectories of the NOAA drifter 116384 (in cyan) and those obtained by Ichthyop forced by CROCO (in black), by OSCAR (in red) and by GlobCurrent (in blue) thereafter referred to as CROCO-Ichthyop (CI), OSCAR-Ichthyop (OI) and Glob-Current-Ichthyop (GI). The green square represents the initial position. The CI simulation reproduced the path followed by the drifter 116384 well, whereas with the OI and GI simulations the particles were swept away to the West or South of the domain. Fig. 3b shows the trajectory followed by drifter 3136609 along the central branch of the SEC. In this case, the GI simulation reproduced better the drifter's pathway than the CI and OI simulations where the particles were trapped in the northern branch of the SEC. In the same region, the trajectory of drifter 34300 (Fig. 3c) was this time best reproduced by the OI simulation, with particle flowing eastward, contrary to the CI simulation where the particle was flowing westward to the other side of the basin. The particle trajectory obtained with the GI simulation remained trapped by eddies in the release region. In Fig. 3d, all the simulated trajectories followed the same general pathway as the drifter 52860, whereas none was really good for drifter 33181 (Fig. 3e). Similar results were obtained for FADs where CI, OI or GI simulations provided the best result depending on the considered FAD (Appendix Fig. A.4).



Fig. A.16. Same as Fig. 6 but with 3-h output currents (green) as opposed to 1-day (blue) for GlobCurrent. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



Fig. A.17. Same as Fig. 8 but with 3-h output currents (green) as opposed to 1-day (blue) for GlobCurrent. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

4.3. Comparison of spatial densities

In order to get a large-scale spatial view of the differences between simulations and observations, we plotted the density of observed drifters and simulated particles onto a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ cell grid covering the studied domain (Fig. 4).

The distributions were in an overall good agreement, with most of the drifters and particles being located in the center of the basin around 5° N (Fig. 4). However, the particles density was underestimated in the northern Gulf of Guinea in CI, OI and GI simulations compared to drifters density. Along the Brazilian coast south of 0° the GI simulation was more consistent with the observations as there are few particles there with the CI and OI simulations.

The density maps derived from simulations (CI, OI and GI) showed similar patterns and were consistent with those derived from FADs (Fig. 5). Most of the particles were concentrated in the eastern part of the domain, whereas the western part displayed the lowest densities (FADs originate mostly in the eastern part of the domain, as shown in Fig. A.3b). However, very few particles reached the western side of the basin above 5°N, where there were observed FADs.

4.4. Comparison of velocity distributions

To better understand the differences between observed (drifters or FADs) and simulated velocities, the RMSE was calculated. For drifters in the whole Tropical Atlantic Ocean, we found lower RMSE value for CI (0.39 m s⁻¹) than for OI (0.41 m s⁻¹) and GI (0.45 m s⁻¹). In the Gulf of Guinea, we found again lower RMSE for CI (0.34 m s⁻¹) than for OI (0.41 m s⁻¹) and GI (0.43 m s⁻¹) than for OI (0.41 m s⁻¹) and GI (0.43 m s⁻¹) than for OI (0.41 m s⁻¹) and GI (0.43 m s⁻¹) and FI (0.43 m s⁻¹) than for OI (0.41 m s⁻¹) and GI (0.43 m s⁻¹) and GI (0.44 m s⁻¹) and GI (0.45 m s⁻¹) and GI (0



Fig. A.18. Same as Fig. 6 but using the barycenter of a cloud of 1,000 particles released at the observed drifters initial locations.



Fig. A.19. Same as Fig. 8 but using the barycenter of a cloud of 1,000 particles released at the observed drifters initial locations.

GI (0.67 m s⁻¹) in the same region. In the Gulf of Guinea, the RMSE of CI (0.36 m s⁻¹) is lower than for OI (0.39 m s⁻¹) and GI (0.41 m s⁻¹).

The mean speed of drifters in the Tropical Atlantic domain was 0.33 m s⁻¹, a value significantly higher than obtained with the simulations (0.26, 0.24, and 0.21 m s⁻¹ for GI, OI, and CI, respectively; Table 1). We found the same trend in the Gulf of Guinea (Table 1). Lower mean speeds of simulated particles are in agreement with lower absolute dispersion values obtained for particles than for drifters (Appendix Fig. A.11). The mean speed of FADs (0.26 m s⁻¹) was lower than the drifters. Again, in the simulations lower values were obtained (0.21 m s⁻¹ for CI and OI and 0.20 m s⁻¹ for GI; Table 2), in agreement with the results of absolute dispersion (Appendix Fig. A.12). Results were similar in the Gulf of Guinea (Table 2).

The drifters (Fig. 6) and FADs (Fig. 7) velocity distributions were comparable with the distributions of particle velocities simulated with CI, OI and GI. However, the simulated velocities distributions were

more narrow and shifted towards lower speeds. The lower speed shift was less pronounced with GI for drifters. Similar results were obtained for drifters and FADs velocity fluctuations distributions (Appendix Figs. A.7 and A.8).

4.5. Comparison of the models skills

As a complement to the error or separation distance calculated between simulated particles and drifters (separation distance; Appendix Fig. A.9; in 1 day the mean error distance is 20 km, 21 km and 22 km for CI, OI and GI, respectively) and FADs (Appendix Fig. A.10; the error is 23 km, 25 km and 27 km in 1 day with CI, OI and GI, respectively), the skill evaluates the separation distance between drifter or FADs and simulated particles normalized by the distance to the origin.

For drifters in the Tropical Atlantic, the mean skill varied much with time, rising sharply in the first days up to 0.4 and then dropping



Fig. A.20. Same as Fig. A.19 but using the barycenter of a cloud of 1,000 particles released around (radius R = 50 km) observed drifters initial locations.



Fig. A.21. Same as Fig. A.20 but with R = 200 km.

(Fig. 8). The skills obtained with CI, OI and GI were comparable when calculated for the entire Tropical Atlantic dataset (Fig. 8a) but CI performed better in the Gulf of Guinea (Fig. 8b). The same trend was found for FADs (Fig. 9) but the skills were lower than for drifters, reaching a maximum value of 0.1 only.

For the drifters dataset, when particles were reset at the observed drifter locations every 10 days, the simulated mean speeds (Appendix Table A.1) were closer to the observed ones and the mean of the model performance over the ten-day interval are similar in the Tropical Atlantic (Fig. 10a). The CI simulation still performed better than the others in the Gulf of Guinea (Fig. 10b). In addition, with the others sensitivity analysis (Appendix Figs. A.16–A.23), we essentially found the same results, showing the robustness of those presented previously.



Fig. A.22. Same as Fig. 7 but using the barycenter of a cloud of 1,000 particles released at the observed FAD initial locations.



Fig. A.23. Same as Fig. 9 but using the barycenter of a cloud of 1,000 particles released at the observed FAD initial locations.

5. Discussion

In the Tropical Atlantic Ocean, both satellite products (OSCAR and GlobCurrent) and the CROCO hydrodynamic model used were globally satisfactory to the extent that the main currents of the region were generally represented (Fig. 2, Appendix Fig. A.1). When these currents data were used to force our Lagrangian model in order to simulate trajectories of observed oceanographic drifters and FADs, we found several examples where there was a good agreement between simulations and observations, but also many examples where simulated trajectories were not consistent with observations (Fig. 3, Appendix Fig. A.4). Differences due to vortices, areas of divergence and current variability between the forcing products can have significant consequences in terms of simulated trajectories. For example, we found

that when the initial positions of drifters or FADs were close to the divergence zone between the three branches of the South Equatorial Current, a small difference in the position of this divergence zone between GlobCurrent, OSCAR and CROCO could lead to dramatically different simulated trajectories. The estimation of the Ekman current may be based on too simple assumptions and parameterization that disfavor the comparison of the simulated particles to the drifters or FADs trajectories (Hart-Davis et al., 2018; Dagestad and Röhrs, 2019). Differences between simulated particles and drifters or FADs trajectories can also be related to current shear, an effect of current velocity varying over the length of the drifters or FADs, and their slip, an effect of wind acting on the surface float (Edwards et al., 2006; Grodsky et al., 2011). Another reason can be attributed to the linear interpolation in space and time employed in the Lagrangian model, although this effect



20°W 15° 10° 5° 0° 5° 10°E 20°W 15° 10° 5° 0° 5° 10°E 20°W 15° 10° 5° 0° 5° 10°E

0 0.05 0.1 0.15 0.2

Fig. A.24. Monthly climatology of Eddy Kinetic Energy (EKE, m²/s²) over the Gulf of Guinea: (a) for CROCO, (b) for OSCAR and (c) for GlobCurrent.

Table A.1

Same as Table 1 when particles are reset every 10 days at the observed drifters location.

Regions	Drifters			
	Drifters (ms ⁻¹)	OI (ms ⁻¹)	GI (ms ⁻¹)	CI (ms ⁻¹)
TA GG	$\begin{array}{rrrr} 0.33 \ \pm \ 0.08 \\ 0.36 \ \pm \ 0.05 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.25 \ \pm \ 0.08 \\ 0.28 \ \pm \ 0.06 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.26 \ \pm \ 0.07 \\ 0.23 \ \pm \ 0.05 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.22 \ \pm \ 0.08 \\ 0.25 \ \pm \ 0.04 \end{array}$

Table A.2

Same as Table 1 but using a cloud of 1,000 particles released at the observed drifters initial locations.

Regions	Drifters			
	Drifters (ms ⁻¹)	OI (ms ⁻¹)	GI (ms ⁻¹)	CI (ms ⁻¹)
TA GG	$\begin{array}{rrrr} 0.33 \ \pm \ 0.08 \\ 0.36 \ \pm \ 0.05 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.20 & \pm & 0.07 \\ 0.24 & \pm & 0.05 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.21 & \pm & 0.07 \\ 0.22 & \pm & 0.04 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.19 \ \pm \ 0.05 \\ 0.23 \ \pm \ 0.03 \end{array}$

Table A.3

Same as Table 1 but using a cloud of 1,000 particles released at the observed FADs initial locations.

Regions

	FADs (ms ⁻¹)	OI (ms ⁻¹)	GI (ms ⁻¹)	CI (ms ⁻¹)	
TA GG	$\begin{array}{rrrr} 0.26 & \pm & 0.09 \\ 0.28 & \pm & 0.08 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.18 \ \pm \ 0.04 \\ 0.22 \ \pm \ 0.06 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.20 & \pm & 0.06 \\ 0.24 & \pm & 0.05 \end{array}$	$\begin{array}{rrrr} 0.18 \ \pm \ 0.08 \\ 0.21 \ \pm \ 0.07 \end{array}$	

FADs

is expected to be small (Qin et al., 2014). It is also possible that the dispersive component included in the model did not adequately account for subgridscale dispersion and contributed to the discrepancy between observations and simulations. Most likely, inconsistencies between simulated and observed patterns are related to the relatively coarse spatial resolution of the currents (CROCO, OSCAR and GlobCurrent) used to simulate the particles (Hart-Davis et al., 2018), leading to unresolved eddy energy known to exist in the northern Gulf of Guinea (Djakouré et al., 2014) and the Tropical Atlantic Ocean (Aguedjou et al., 2019). The accuracy as well as the spatial and temporal resolution of the underlying velocity fields have a big impact on Lagrangian trajectories (Haza et al., 2012; Choi et al., 2017; D'Asaro et al., 2018).

The distribution patterns of FADs and simulated particles (Fig. 5) showed a particularly good agreement. This result may be due to the high number of FADs released in the eastern part of the basin, which appears more favorable to the simulations, whereas the drifters are more evenly released over the whole Tropical Atlantic basin (Appendix Fig. A.3). Phillips et al. (2019) also found similar simulated and observed FAD distributions in the Western and Central Pacific Ocean. In the case of drifters and simulated particles, we found differences in some subdomains of the Tropical Atlantic (Fig. 4), in particular in the Gulf of Guinea and along the South American coast. These different current used to advect the particles. This is supported by Djakouré et al. (2014) and Aguedjou et al. (2019) who found a considerable number of eddies in the Gulf of Guinea and along the South American coast.

The velocity of simulated particles were overall slightly lower than the velocity of drifters and FADs (Figs. 6 and 7). The Tropical Atlantic is a highly energetic ocean zone with a strong thermal gradient and great variability (Caltabiano et al., 2005; Fratantoni and Richardson, 2006). It drives a lot of mesoscale structures that are not resolved by the satellite products or the hydrodynamic model CROCO at the resolution used, which can reduce the simulated velocity like already noticed by Putman and He (2013) and Hart-Davis et al. (2018). Submesoscale processes, that is, with length scales of 0.1-10 km (Thomas et al., 2008), are important in the upper ocean (McWilliams, 2008; Klein and Lapeyre, 2009) and can also contribute to the reduction of simulated speeds. The difference between the OSCAR five-day current and in situ observations currents are related to dynamic processes that are difficult to resolve (e.g., tropical instability waves and high latitude eddies) (Johnson et al., 2007). Meyer et al. (2017) suggested that GlobCurrentbased velocity fields significantly underestimate the directly observed currents due to the temporal averaging of the data in their generation, like for OSCAR (Imzilen et al., 2019). The regularly gridded satellite data (GlobCurrent or OSCAR) are produced using optimal interpolation and merging techniques to fill the gaps between spatially sparse satellite ground tracks. This merging process results in the smoothing of the data in both space and time (Ducet et al., 2000; Meyer et al., 2017) and also the underestimation of the ocean current velocities. The underestimation obtained with CROCO is likely associated with insufficient resolution. McClean et al. (2002) showed that model velocities agreed better with those of drifters when the model resolution became higher. CROCO velocities were generally slightly slower than velocities of both satellite derived estimated currents (OSCAR and GlobCurrent). A possible explanation is that velocity was estimated using the straight-line distance from one point to the next. Mesoscale processes better resolved in CROCO might tend to reduce the distance traveled by particles, and thereby their apparent velocity, compared to the Eulerian satellite derived current estimates (Fossette et al., 2012).

The error values obtained for drifters in our work are in the range of the values obtained previously by Barron et al. (2007), Huntley et al. (2010), Hart-Davis et al. (2018), i.e., 10–25 km after 1 day. The increase in the models skill (Figs. 8 and 9) over the first few days likely reflects the effects of separation scale. Once the separation scale is comparable to the resolution of the velocity field, the separation should decrease as the dominant features responsible for the advection of

particles are now resolved, at least in space. The models skill increased like in previous work (Ivichev et al., 2012; De Dominicis et al., 2016; Sorgente et al., 2016). All skills are comparable in the Tropical Atlantic. This is likely due to the similar spatial resolutions $(\frac{1}{5} \circ \text{for CROCO}, \frac{1}{4} \circ \text{for})$ GlobCurrent and $\frac{1}{2}^{\circ}$ for OSCAR) and in the open ocean, tidal flows and some processes which are not resolved in the currents are very weak and can generally be ignored. This is consistent with Scott et al. (2012) and Liu et al. (2014) who found that altimetry products had similar performances as ocean models in the equatorial Atlantic and in the Gulf of Mexico, respectively. The similar performance of GlobCurrent, OSCAR and CROCO currents may also be related to the fact that they used similar wind data from atmospheric reanalyses (Dagestad and Röhrs, 2019). However, on average, the skill of CROCO-Ichthyop was higher than those of both altimetry products in the Gulf of Guinea. This is likely due to the parent solution of CROCO which benefited from the increased resolution $(\frac{1}{15}^{\circ})$ of the child solution in that region, due to the two-way embedding procedure that we used. Increasing resolution will generaly improve results as shown previously (Liu et al., 2014; De Dominicis et al., 2016; Sorgente et al., 2016). Besides, altimetry products may not be very reliable near the coast (Vignudelli et al., 2011). Also, the altimetry products temporal sampling (weekly maps) are not high enough to resolve synoptic variability of the coastal circulation (He et al., 2004). Monthly climatology of Eddy Kinetic Energy (EKE) assessed from CROCO and GlobCurrent (Fig. A.24a, c) compare well with EKE estimated from satellite data (Supplementary Material Nieto and Mélin, 2017) than OSCAR (Fig. A.24b), with high values obtained along the coast where the Guinea Current flows and also offshore along the northern branch of the SEC for some months (particularly June, July and December). Highest values of EKE are obtained east of coastal capes (Djakouré et al., 2014).

The mean skills obtained with the FADs were smaller than those obtained with drifters, and just above 0. While drifters drogues are centered at 15 m below the surface, the FADs subsurface structures can go down to 80 m in the Tropical Atlantic. These differences in anchoring depth between drifters and FADs locate them in different current layers. Since the currents fields used in the work to force Ichthyop represented the mixed layer (0-30 m), their drogue structures could explain the small value of skill obtained for FADs. Imzilen et al. (2019) already pointed that drifters moved faster than FADs in the Tropical Atlantic, unlike in the Tropical Indian Ocean. Our results reinforce that view and therefore suggest that in the Tropical Atlantic the FAD dataset may not be appropriate to use for corroborating Lagrangian simulations, because the FAD structures are such that FADs do not drift like water parcels. Phillips et al. (2019) further suggested that changes in the transmission frequency of FAD locations can contribute to differences between simulated and observed FAD distributions, and hence to model skills.

Outputs of circulation models are often used as inputs of biophysical models in order to simulate marine larval dispersal and connectivity. In the most recent review, Swearer et al. (2019) estimated that more than 20 % of all marine larval dispersal models used CROCO (former ROMS) outputs. We believe that it is however useful to compare CROCO outputs to other models or operational current products like we did here with OSCAR and GlobCurrent in order to assess the skill of Lagrangian simulations, but also to account for variability between current models or products in marine connectivity studies (Hufnagl et al., 2017).

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

This research is supported by the French Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and Sorbonne University through the PDIMSC (Programme Doctoral International de Modélisation des Systèmes Complexes). The FAD buoy data were produced by ORTHONGEL and the fishing companies CFTO, SAPMER, and SAUPIQUET and provided by the Ob7 Exploited Tropical Pelagic Ecosystems Observatory of the

Appendix A

See Figs. A.1–A.24. See Tables A.1–A.3.

References

- Aguedjou, H., Dadou, I., Chaigneau, A., Morel, Y., Alory, G., 2019. Eddies in the Tropical Atlantic Ocean and their seasonal variability. Geophys. Res. Lett. 46 (21), 12156–12164.
- Arnault, S., 1987. Tropical Atlantic geostrophic currents and ship drifts. J. Geophys. Res.: Oceans 92 (C5), 5076–5088.
- Barron, C.N., Smedstad, L.F., Dastugue, J.M., Smedstad, O.M., 2007. Evaluation of ocean models using observed and simulated drifter trajectories: impact of sea surface height on synthetic profiles for data assimilation. J. Geophys. Res.: Oceans 112 (C7).
- Baske, A., Gibbon, J., Benn, J., Nickson, A., 2012. Estimating the use of drifting Fish Aggregation Devices (FADs) around the globe. PEW Environmental group. Technical Report; discussion paper, 8p; 2012.
- Bedi, K., Gómez-Ullate, D., Izquierdo, A., Montblanc, T.F., 2019. Validating ocean general circulation models via Lagrangian particle simulation and data from drifting buoys. In: International Conference on Computational Science. Springer, pp. 253–264.
- Beron-Vera, F.J., LaCasce, J., 2016. Statistics of simulated and observed pair separations in the Gulf of Mexico. J. Phys. Oceanogr. 46 (7), 2183–2199.
- Berta, M., Bellomo, L., Magaldi, M.G., Griffa, A., Molcard, A., Marmain, J., Borghini, M., Taillandier, V., 2014. Estimating Lagrangian transport blending drifters with HF radar data and models: results from the TOSCA experiment in the Ligurian Current North Western Mediterranean Sea. Prog. Oceanogr. 128, 15–29. https://doi.org/10. 1016/j.pocean.2014.08.004.
- Binet, D., 1997. Climate and pelagic fisheries in the Canary and Guinea currents 1964–1993: The role of trade winds and the southern oscillation. Oceanol. Acta 20 (1), 177–190.
- Binet, D., Marchal, E., 1993. The large marine ecosystem of shelf areas in the Gulf of Guinea: long-term variability induced by climatic changes. Large Mar. Ecosyst.: Stress Mitigation Sustain. 104–118.
- Blanke, D., Bonhommeau, S., Grima, N., Drillet, Y., 2012. Sensitivity of advective transfer times across the North Atlantic Ocean to the temporal and spatial resolution of model velocity data: Implication for European eel larval transport. Dyn. Atmos. Oceans 55, 22–44.
- Blanke, B., Delecluse, P., 1993. Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. J. Phys. Oceanogr. 23 (7), 1363–1388.
- Blanke, B., Speich, S., Madec, G., Döös, K., 2001. A global diagnostic of interocean mass transfers. J. Phys. Oceanogr. 31 (6), 1623–1632.
- Bonjean, F., Lagerloef, G.S., 2002. Diagnostic model and analysis of the surface currents in the tropical Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr. 32 (10), 2938–2954.
- Bourlès, B., Molinari, R., Johns, E., Wilson, W., Leaman, K., 1999. Upper layer currents in the Western Tropical North Atlantic (1989–1991). J. Geophys. Res.: Oceans 104 (C1), 1361–1375.
- Broecker, W., Peng, T.H., Stuiver, M., 1978. An estimate of the upwelling rate in the equatorial Atlantic based on the distribution of bomb radiocarbon. J. Geophys. Res.: Oceans 83 (C12), 6179–6186. https://doi.org/10.1029/JC083iC12p06179.
- Bromhead, D., Foster, J., Attard, R., Findlay, J., Kalish, J. 2003. A review of the impacts of fish aggregating devices (FADs) on tuna fisheries: Final Report to the Fisheries Resources Research Fund publ. Bureau of Rural Sciences, Australia 122pp. https:// nla.gov.au/nla.arc-55030.
- Caltabiano, A., Robinson, I., Pezzi, L., 2005. Multi-year satellite observations of instability waves in the Tropical Atlantic Ocean. Ocean Sci. Discuss. 2 (1), 1–35.
- Carlson, D.F., Griffa, A., Zambianchi, E., Suaria, G., Corgnati, L., Magaldi, M.G., Poulain, P.M., Russo, A., Bellomo, L., Mantovani, C., et al., 2016. Observed and modeled surface Lagrangian transport between coastal regions in the Adriatic Sea with implications for marine protected areas. Cont. Shelf Res. 118, 23–48.
- Chang, H., Huntley, H.S., Jr, A.K., Carlson, D.F., Mensa, J.A., Mehta, S., Novelli, G., Özgökmen, T.M., Fox-Kemper, B., Pearson, B., et al., 2009. Small-scale dispersion in the presence of Langmuir circulation. J. Phys. Oceanogr. 49(12), 3069–3085.
- Choi, J., Bracco, A., Barkan, R., Shchepetkin, A.F., McWilliams, J.C., Molemaker, J.M., 2017. Submesoscale dynamics in the northern Gulf of Mexico. Part III: Lagrangian implications. J. Phys. Oceanogr. 47 (9), 2361–2376.
- Dagestad, K.F., Röhrs, J., 2019. Prediction of ocean surface trajectories using satellite derived vs. modeled ocean currents. Remote Sens. Environ. 223, 130–142.
- D'Asaro, E.A., Shcherbina, A.Y., Klymak, J.M., Molemaker, J., Novelli, G., Guigand, C.M.,

IRD. We are grateful to the AOML's drifting buoy group for making their drifter data available and acknowledge the OSCAR and GlobCurrent Project Office for providing the surface current data. We would also like to thank Nicolas Barrier for the plugin of GlobCurrent in Ichthyop, Pierrick Penven for his technical support for the CROCO model implementation, and three anonymous reviewers for their very useful comments.

Haza, A.C., Haus, B.K., Ryan, E.H., Jacobs, G.A., et al., 2018. Ocean convergence and the dispersion of flotsam. Proc. Nat. Acad. Sci. 115 (6), 1162–1167.

- Dauhajre, D.P., McWilliams, J.C., Renault, L., 2019. Nearshore Lagrangian connectivity: submesoscale influence and resolution sensitivity. J. Geophys. Res.: Oceans 124 (7), 5180–5204.
- De Dominicis, M., Bruciaferri, D., Gerin, R., Pinardi, N., Poulain, P., Garreau, P., Zodiatis, G., Perivoliotis, L., Fazioli, L., Sorgente, R., Manganielloi, C., 2016. A multi-model assessment of the impact of currents, waves and wind in modelling surface drifters and oil spill. Deep Sea Res. Part II 133, 21–38. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2016. 04.002.
- Debreu, L., Marchesiello, P., Penven, P., Cambon, G., 2012. Two-way nesting in splitexplicit ocean models: algorithms, implementation and validation. Ocean Model. 49, 1–21.
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, d.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.
- KOINET, M., MAITICATGI, M., MCNAIIY, A.P., MONGe-SAIZ, B.M., MORCRETE, J.J., Park, B. K., Peubey C nad de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.N., Vitart, F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 137(656), 553–597. doi:10.1002/qj.828.
- Djakouré, S., Penven, P., Bourlès, B., Veitch, J., Koné, V., 2014. Coastally trapped eddies in the north of the Gulf of Guinea. J. Geophys. Res.: Oceans 119 (10), 6805–6819. https://doi.org/10.1002/2014JC010243.Döös, K., Rupolo, V., Brodeau, L., 2011. Dispersion of surface drifters and model-simu-
- Döös, K., Rupolo, V., Brodeau, L., 2011. Dispersion of surface drifters and model-simulated trajectories. Ocean Model. 39 (3–4), 301–310.
- Drévillon, M., Greiner, E., Paradis, D., Payan, C., Lellouche, J.M., Reffray, G., Durand, E., Law-Chune, S., Cailleau, S., 2013. A strategy for producing refined currents in the Equatorial Atlantic in the context of the search of the AF447 wreckage. Ocean Dyn. 63 (1), 63–82.
- Ducet, N., Le Traon, P.Y., Reverdin, G., 2000. Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. J. Geophys. Res.: Oceans 105 (C8), 19477–19498.
- Edwards, K., Werner, F., Blanton, B., 2006. Comparison of observed and modeled drifter trajectories in coastal regions: an improvement through adjustments for observed drifter slip and errors in wind fields. J. Atmos. Oceanic Technol. 23 (11), 1614–1620. https://doi.org/10.1175/JTECH1933.1.
- Elipot, S., Lumpkin, R., Perez, R.C., Lilly, J.M., Early, J.J., Sykulski, A.M., 2016. A global surface drifter data set at hourly resolution. J. Geophys. Res.: Oceans 121 (5), 2937–2966.
- Fonteneau, A., Chassot, E., Bodin, N., 2013. Global spatio-temporal patterns in tropical tuna purse seine fisheries on drifting fish aggregating devices (DFADs): taking a historical perspective to inform current challenges. Aquat. Living Resour. 26 (1), 37–48.
- Fossette, S., Putman, N.F., Lohmann, K.J., Marsh, R., Hays, G.C., 2012. A biologist's guide to assessing ocean currents: a review. Mar. Ecol. Prog. Ser. 457, 285–301.
- Franco, J., Dagorn, L., Sancristobal, I., Moreno, G., 2009. Design of ecological FADs. Indian Ocean Tuna Commission Document. Technical Report; IOTC-2009-WPE 16. Ententron DM. Photochyster and Photochyster a
- Fratantoni, D.M., Richardson, P.L., 2006. The evolution and demise of North Brazil Current rings. J. Phys. Oceanogr. 36 (7), 1241–1264.
 Griffa, A., Kirwan Jr, A., Mariano, A.J., Özgökmen, T., Rossby, H.T., 2007. Lagrangian
- Analysis and Prediction of Coastal and Ocean Dynamics. Cambridge University Press. Grodsky, S.A., Lumpkin, R., Carton, J.A., 2011. Spurious trends in global surface drifter
- currents, Geophys. Res. Lett. 38 (10). https://doi.org/10.1029/2011GL047393.
- Hansen, D.V., Poulain, P.M., 1996. Quality control and interpolations of WOCE-TOGA drifter data. J. Atmos. Oceanic Technol. 13 (4), 900–909.Hart-Davis, M.G., Backeberg, B.C., Halo, I., van Sebille, E., Johannessen, J.A., 2018.
- Assessing the accuracy of satellite derived ocean currents by comparing observed and virtual buoys in the Greater Agulhas Region. Remote Sens. Environ. 216, 735–746.
- Haza, A.C., Özgökmen, T.M., Griffa, A., Garraffo, Z.D., Piterbarg, L., 2012. Parameterization of particle transport at submesoscales in the Gulf Stream region using Lagrangian subgridscale models. Ocean Model. 42, 31–49.
- He, R., Liu, Y., Weisberg, R.H., 2004. Coastal ocean wind fields gauged against the performance of an ocean circulation model. Geophys. Res. Lett 31 (14). https://doi.org/ 10.1029/2003GL019261.

Hufnagl, M., Payne, M., Lacroix, G., Bolle, L.J., Daewel, U., Dickey-Collas, M., Gerkema,

T., Huret, M., Janssen, F., Kreus, M., et al., 2017. Variation that can be expected when using particle tracking models in connectivity studies. J. Sea Res. 127, 133–149. Huntley, H.S., Lipphardt, B., Kirwan, A., Hogan, P., 2010. Surface drift predictions of the

- Deepwater Horizon spill: The Lagrangian perspective. p. OS33C-1485. Imzilen, T., Chassot, E., Barde, J., Demarcq, H., Maufroy, A., Roa-Pascuali, L., Ternon,
- J.F., Lett, C., 2019. Fish aggregating devices drift like oceanographic drifters in the near-surface currents of the Atlantic and Indian Oceans. Prog. Oceanogr. 171, 108–127.
- Ivichev, I., Hole, L., Karlin, L., Wettre, C., Röhrs, J., 2012. Comparison of operational oil spill trajectory forecasts with surface drifter trajectories in the Barents Sea. J. Geol. Geosci. 1, 105.
- Johannessen, J., Chapron, B., Collard, F., Rio, M., Piollé, J., Gaultier, L., Quartly, G., Shutler, J., Raj, R., Donlon, C., Danielson, R., Korosov, A., Nencioli, F., Kudryavtsev, V., Roca, M., Tournadre, J., Larnicol, G., Guitton, G., Miller, P., Warren, M., Hansen, M.W., 2016. GlobCurrent: Multisensor synergy for surface current estimation. In: Proceedings of Living Planet Symposium. ESA. p. SP–740.
- Johnson, E.S., Bonjean, F., Lagerloef, G.S., Gunn, J.T., Mitchum, G.T., 2007. Validation and error analysis of OSCAR sea surface currents. J. Atmos. Oceanic Technol. 24 (4), 688–701.
- Klein, P., Lapeyre, G., 2009. The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. Annu. Rev. Mar. Sci. 1, 351–375.
- Koné, V., Lett, C., Penven, P., Bourlés, B., Djakouré, S., 2017. A biophysical model of S. aurita early life history in the northern Gulf of Guinea. Prog. Oceanogr. 151, 83–96.
- LaCasce, J., 2008. Statistics from Lagrangian observations. Prog. Oceanogr. 77 (1), 1–29. Lacorata, G., Palatella, L., Santoleri, R., 2014. Lagrangian predictability characteristics of an O cean M odel. J. Geophys. Res.: Oceans 119 (11), 8029–8038.
- Laurindo, L.C., Mariano, A.J., Lumpkin, R., 2017. An improved near-surface velocity climatology for the global ocean from drifter observations. Deep Sea Res. Part I 124, 73–92.
- Lett, C., Verley, P., Mullon, C., Parada, C., Brochier, T., Penven, P., Blanke, B., 2008. A Lagrangian tool for modelling ichthyoplankton dynamics. Environ. Modell. Softw. 23 (9), 1210–1214.
- Liu, Y., Weisberg, R.H., 2011. Evaluation of trajectory modeling in different dynamic regions using normalized cumulative Lagrangian separation. J. Geophys. Res.: Oceans 116 (C9). https://doi.org/10.1029/2010JC006837.
- Liu, Y., Weisberg, R.H., Vignudelli, S., Mitchum, G.T., 2014. Evaluation of altimetry-derived surface current products using Lagrangian drifter trajectories in the eastern Gulf of Mexico. J. Geophys. Res.: Oceans 119 (5), 2827–2842. https://doi.org/10.1002/ 2013JC009710.
- Liubartseva, S., Coppini, G., Lecci, R., Creti, S., 2016. Regional approach to modeling the transport of floating plastic debris in the Adriatic Sea. Mar. Pollut. Bull. 103 (1–2), 115–127. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2015.12.031.
- Lumpkin, R., Garzoli, S.L., 2005. Near-surface circulation in the tropical Atlantic Ocean. Deep Sea Res. Part I 52 (3), 495–518. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.09.001.
- Lumpkin, R., Maximenko, N., Pazos, M., 2012. Evaluating where and why drifters die. J. Atmos. Oceanic Technol. 29 (2), 300–308.
- Lumpkin, R., Pazos, M., 2007. Measuring surface currents with surface velocity program drifters: the instrument, its data, and some recent results. Lagrangian Anal. Prediction Coastal Ocean Dyn. 2, 39.
- Maufroy, A., Chassot, E., Joo, R., Kaplan, D.M., 2015. Large-scale examination of spatiotemporal patterns of drifting fish aggregating devices (dFADs) from tropical tuna fisheries of the Indian and Atlantic oceans. PloS One 10 (5), e0128023. https://doi. org/10.1371/journal.pone.0128023.
- Maufroy, A., Kaplan, D.M., Bez, N., De Molina, A.D., Murua, H., Floch, L., Chassot, E., 2017. Massive increase in the use of drifting Fish Aggregating Devices (dFADs) by tropical tuna purse seine fisheries in the Atlantic and Indian oceans. ICES J. Mar. Sci. 74 (1), 215–225.
- Mbaye, B.C., Brochier, T., Echevin, V., Lazar, A., Lévy, M., Mason, E., Gaye, A.T., Machu, E., 2015. Do Sardinella aurita spawning seasons match local retention patterns in the Senegalese-Mauritanian upwelling region? Fish. Oceanogr. 24 (1), 69–89.

- McClean, J.L., Poulain, P.M., Pelton, J.W., Maltrud, M.E., 2002. Eulerian and Lagrangian statistics from surface drifters and a high-resolution POP simulation in the North Atlantic. J. Phys. Oceanogr. 32 (9), 2472–2491.
- McWilliams, J.C., 2008. Fluid dynamics at the margin of rotational control. Environ. Fluid Mech. 8 (5–6), 441–449.
- Meyer, I., Braby, L., Krug, M., Backeberg, B., 2017. Mapping the ocean current strength and persistence in the Agulhas to inform marine energy development. In: Marine Renewable Energy. Springer, pp. 179–215.
- Nieto, K., Mélin, F., 2017. Variability of chlorophyll-a concentration in the Gulf of Guinea and its relation to physical oceanographic variables. Progr. Oceanogr. 151, 97–115.
- Ohlmann, J.C., Mitarai, S., 2010. Lagrangian assessment of simulated surface current dispersion in the coastal ocean. Geophys. Res. Lett. 37 (17). https://doi.org/10.1029/ 2010GL044436.
- Peliz, A., Marchesiello, P., Dubert, J., Marta-Almeida, M., Roy, C., Queiroga, H., 2007. A study of crab larvae dispersal on the Western Iberian Shelf: Physical processes. J. Mar. Syst. 68 (1–2), 215–236. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.11.007.
- Phillips, J.S., Escalle, L., Pilling, G., Gupta, A.S., van Sebille, E., 2019. Regional connectivity and spatial densities of drifting fish aggregating devices, simulated from fishing events in the Western and Central Pacific Ocean. Environ. Res. Commun. 1 (5), 055001.
- Putman, N.F., He, R., 2013. Tracking the long-distance dispersal of marine organisms: sensitivity to ocean model resolution. J. Roy. Soc. Interface 10 (81), 20120979.
 Oin, X., van Sebille, E., Gupta, A.S., 2014. Ouantification of errors induced by temporal
- Qin, X., van Sebille, E., Gupta, A.S., 2014. Quantification of errors induced by temporal resolution on Lagrangian particles in an eddy-resolving model. Ocean Model. 76, 20–30.
- Richardson, P.L., Walsh, D., 1986. Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts. J. Geophys. Res.: Oceans 91 (C9), 10537–10550.
- Rio, M.H., Mulet, S., Picot, N., 2014. Beyond GOCE for the ocean circulation estimate: synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new insight into geostrophic and Ekman currents. Geophys. Res. Lett. 41 (24), 8918–8925.
- Scott, G., Lopez, J., 2014. The use of FADs in tuna fisheries. Directorate-general for Internal Policies, Policy Department B: Structural and cohesion policies, European Parliament. Technical Report; IP/B/PECH/IC/2013-123.
- Scott, R.B., Ferry, N., Drévillon, M., Barron, C.N., Jourdain, N.C., Lellouche, J.M., Metzger, E.J., Rio, M.H., Smedstad, O.M., 2012. Estimates of surface drifter trajectories in the equatorial Atlantic: a multi-model ensemble approach. Ocean Dyn. 62 (7), 1091–1109. https://doi.org/10.1007/s10236-012-0548-2.
- Shchepetkin, A.F., McWilliams, J.C., 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. Ocean Modell. 9 (4), 347–404.
- Sorgente, R., Tedesco, C., Pessini, F., De Dominicis, M., Gerin, R., Olita, A., Fazioli, L., Di Maio, A., Ribotti, A., 2016. Forecast of drifter trajectories using a Rapid Environmental Assessment based on CTD observations. Deep Sea Res. Part II 133, 39–53.
- Swearer, S.E., Treml, E.A., Shima, J.S., 2019. A Review of Biophysical Models of Marine Larval Dispersal, vol. 57 CRC Press.
- Taylor, G., 1921. Diffusion by continuous movements. vol. 20. p. 196-212.
- Thomas, L.N., Tandon, A., Mahadevan, A., 2008. Submesoscale processes and dynamics. Ocean Model. Eddying Regime 177, 17–38.
- Van Sebille, E., Griffies, S.M., Abernathey, R., Adams, T.P., Berloff, P., Biastoch, A., Blanke, B., Chassignet, E.P., Cheng, Y., Cotter, C.J., et al., 2018. Lagrangian ocean analysis: fundamentals and practices. Ocean Model. 121, 49–75.
- Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J., 2011. Coastal Altimetry. Springer Science & Business Media.
- Villas Boas, A.B., Ardhuin, F., Ayet, A., Bourassa, M.A., Chapron, B., Brandt, P., Cornuelle, B.D., Farrar, J.T., Fewings, M.R., Fox-Kemper, B., et al., 2019. Integrated observations and modeling of global winds, currents, and waves: requirements and challenges for the next decade. Front. Mar. Sci. 6, 425. https://doi.org/10.3389/fmars. 2019.00425.