

**UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR**



**ECOLE SUPERIEURE POLYTECHNIQUE**

***GROUPE DE FORMATION DOCTORALE***



**MASTER 2 DE RECHERCHE**

**« SCIENCES DE L'INGÉNIEUR »**

**OPTION : Météorologie, Océanographie et Gestion des Milieux Arides**

**(MOGMA)**

**MEMOIRE DE STAGE**

**Année universitaire 2009-2010**

***Variabilité Saisonnière de l'Activité Biologique dans l'Upwelling***

***Sénégal-mauritanien***

**Présenté par : Baye Cheikh MBAYE**

**Sous la direction de :**

**Alban LAZAR**

**Vincent ECHEVIN**

**Eric MACHU**



**Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan**

**Siméon Fongang**

**(LPAO-SF)**

## ***Dédicaces***

***Dieurediefety Serigne Saliou Mbacké***

***A la mémoire de ma grand mère Anta SAMB***

***(Paix et salut sur votre âme, que la terre de TOUBA, la SAINTE,  
Vous soit légère)***

***Une grande dédicace à la meilleure des mères, ma maman chérie  
que j'adore plus que tout au monde, ma Binetou Ndiaye à moi.  
Maman je te souhaite longue vie, santé et beaucoup de succès.***

***Tu as toujours été là pour ton petit papa : je ne saurais te remercier maman.***

## Remerciements

Les remerciements représentent souvent l'occasion de s'adonner à un lyrisme jusque là frustré par la rigueur de la rédaction scientifique. Je tenterai de ne pas me laisser aller à ce penchant. Toutefois, nombre de personnes traversent à cet instant mes pensées et m'inspirent la plus vive, la plus émue reconnaissance.

Je commencerai par remercier Monsieur Amadou Thierno Gaye, pour avoir cru en moi en me prenant au sein de ce laboratoire d'exception.

Je remercie **Alban Lazar** et **Vincent Echevin** qui, sans me connaître, m'ont accordé leur confiance. Par leur calme sagesse, ils ont su dissiper certaines de mes angoisses et raviver ma motivation, parfois défaillante. Ils ont été un pilier, une amarre, des chefs exigeants et compétents, des oreilles disponibles et indulgentes, des conseillers circonspects... comment être mieux dirigé ?

Eric Machu a accepté de participer à ce travail, de l'examiner, je l'en suis reconnaissant. Il m'a accompagné de sa disponibilité et sa compétence jusque dans la phase délicate de la rédaction.

Je remercie tous les chercheurs du LPAO-SF, je veux citer messieurs Daouda Badiane, Seydou Moustapha Sall, Bamol Sow, Moctar Camara. Je remercie particulièrement M. Abdoulaye Dème, c'est sous son hospice bienveillant que nous nous sommes familiarisés avec les outils informatiques nécessaires à nos travaux. Il m'a accompagné par sa gentillesse, sa disponibilité, son humour un rien cynique (le petit pêcheur que je suis lui donnera certainement un gros poisson un jour). Je remercie Aliou Diouf, pour les discussions, les échanges et les rires partagés. Je tiens à remercier tous les doctorants du LPAO-SF. Je remercie Saliou Faye pour sa disponibilité, son aide et ses conseils m'ont été précieux pour l'aboutissement de ce travail. Je n'oublie pas Abdoulaye Ndiaye pour le soutien et l'amitié qu'il m'a manifestée.

Je remercie mon oncle Baba Ndiaye. Tonton dès le début vous avez cru à votre neveu : merci pour tout

Au LPAO-SF, j'ai connu Sokhna Ka, madame Diakhaté. Très vite nos atomes crochus ce sont mutuellement trouvés, nous avons depuis lors passé de longues heures chaleureuses et complices, à rire, à parler, presque de tout. Toujours de bonne humeur, elle adoucit le pendant fastidieux (bibliographique ou administratif) de la recherche scientifique.

Ma reconnaissance s'adresse à tous mes amis de promotion, Ibrahima Diouf (le grand), Ibrahima Camara, Coumba Niang mais surtout mes « grands » amis guinéens (un guinéen n'est pas petit disent-ils), Alpha Aguibou Baldé et Ibrahima Kanté. J'ai essayé tant soi peu de leur montrer la « vrai » Teranga sénégalaise. Je leur remercie pour leur bonne humeur et leur sens de la compréhension. Je n'oublie pas mon professeur et mon grand, Moustapha Mbengue. Comme « c'est intéressant » grand de discuter avec toi.

Mes remerciements vont à l'endroit de tous mes amis particulièrement à Massar Thioune, Doudou Gueye, Tapha Gueye, Youssoupha Dia mais aussi à mes 'mbok talibé' Moussa Gueye, Abou Sarr, Pape Dia.

Je remercie ma p'tite sœur adorée, Ndeye Anta Mbaye. Merci gosse pour les encouragements. Mes parents m'ont permis de faire ces interminables études, quoique toujours un peu inquiets à leur finalité et utilité. Merci encore de toute cette confiance que vous m'avez accordée.

## **Liste des acronymes**

**AIW**    Antarctic Intermediate Water

**AGRIF**    Adaptative Grid Refinement In Fortran

**CC**    Courant des Canaries

**CVFZ**    Cape Verde Frontal Zone

**EBUS**    Eastern Boundary Upwelling System

**NECC**    Northern Equatorial Counter Current

**NEC**    North Equatorial Courant

**SACW**    South Atlantic Central Water

**NACW**    North Atlantic Central Water

**NADW**    North Atlantic Deep Water

**NPZD**    Nutrient Phytoplankton Zooplankton Detritus

**COADS**    Comprehensive Ocean Atmosphere Data System

**LPAO-SF**    Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon  
Fongang

**ROMS**    Regional Ocean Modeling System

**SeaWiFS** Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor

**SST** Sea Surface Temperature

**SW** surface Water

**WOA01** World Ocean Atlas 2001

**ZCIT** zone de convergence intertropicale

# Sommaire

<b>1. Introduction</b>	<b>1</b>
<b>2. Etat des connaissances</b>	<b>2</b>
2.1. Présentation de la zone d'intérêt	2
2.2. Circulation générale	4
2.3. Les upwellings	6
2.3.1. Upwelling sénégal-mauritanien et sous courant	9
2.3.2. Les nutriments	10
2.3.3. Production primaire	11
<b>3. Couplage dynamique-biogéochimie</b>	<b>12</b>
3.1. Méthodes et outils	12
3.1.1 Le modèle hydrodynamique : ROMS	13
3.1.2 Le modèle biogéochimique : NPZD	14
3.2. Validation et analyse du modèle : grandeur moyenne et cycle saisonnier	16
3.2.1. Présentation des données	16
3.2.2. Variables physiques	17
3.2.2.1 Température de surface	17
3.2.2.2 Circulation et sous courant	21
3.2.3. Variables biogéochimiques	24
3.2.3.1 Nitrate	24
3.2.3.2 Chlorophylle	27
<b>4. Analyse des flux et production biologique</b>	<b>34</b>
4.1. Flux de matière et réseau trophique	36
4.2. Flux de masse et de nitrate	39
<b>5. Synthèse</b>	<b>44</b>
<b>6. Conclusion et perspective</b>	<b>47</b>

## Bibliographie

## 1. Introduction

L'upwelling sénégal-mauritanien constitue un des 4 grands systèmes d'upwelling (Benguela - Pérou/Chili - Californie -Canaries/Sénégal). L'upwelling consiste en une remontée d'eau profonde vers la surface. En dépit d'une superficie relativement modeste, inférieure à 1% de la surface des océans, ces régions sont connues pour leur intense productivité biologique. Elles concentrent en effet une part importante du volume de pêche, de l'ordre de 30% des captures de poisson dans le monde (Durant et al. 1998). Cette richesse est principalement due aux vents alizés qui soufflent parallèlement à la côte, ce qui génère un upwelling côtier. Un fort apport en nutriments enrichit alors l'écosystème de surface. Les côtes du Sénégal, de la Mauritanie et du Maroc sont un haut lieu de la pêche mondiale où une grande partie de la population dépend des ressources de la mer. Des statistiques sur les prises des pêcheurs (Cury and Roy 1988) ont démontré un lien entre les migrations de poisson et le déclenchement de l'upwelling.

L'activité biologique dans la zone riche en phytoplancton dépend très largement des échanges de masses d'eaux entre la côte et les eaux environnantes, et notamment entre la surface et les eaux à des dizaines de mètres de profondeur. Ces échanges peuvent prendre alors plusieurs formes : la circulation moyenne advecte les eaux de surface sous l'effet du vent et sous l'effet des courants géostrophiques moyens de grande échelle. D'autre part une résurgence d'eau profonde à la côte due à l'upwelling, à la fois dans le temps et dans l'espace, est associée à cette circulation moyenne. Ces échanges peuvent alors être intermittents et dans les deux sens. L'objectif principal de ce stage est en conséquence d'étudier la variabilité saisonnière de l'activité biologique dans cette région et en particulier de quantifier les bilans de masses et de matières biologiques. La zone d'étude s'étend principalement du Cap Vert jusqu'à la région du Cap Blanc c'est-à-dire de 14°N à 22°N.

La première partie de ce mémoire va être consacrée à une présentation des caractères généraux de notre zone d'étude avant d'introduire une vision plus détaillée de cette dernière. Toujours dans cette partie nous parlerons des différents systèmes d'upwelling dans le monde, et plus particulièrement de l'upwelling sénégal-mauritanien, et de leur conséquence sur la production primaire. Dans la seconde partie de ce mémoire, nous décrirons les matériels et méthodes utilisés dans le présent travail. Enfin nous présenteront les principaux résultats acquis en terme de variabilité biologique par l'analyse des bilans de masse, de nitrate mais



aussi par les flux de matière biologique avant de les discuter et de dégager des perspectives futures de recherche.

## **2. Etat des connaissances**

### **2.1. Présentation de la zone d'intérêt**

La figure 2.1 permet de visualiser la zone ainsi que ses caractéristiques. Le système nord-ouest africain s'étend du détroit de Gibraltar ( $36^{\circ}\text{N}$ ) entre l'Espagne et le Maroc au Cap Roxo au Sénégal ( $12^{\circ}\text{N}$ ). Le littoral est caractérisé par une succession de Caps et de baies. Le plateau continental est une vaste plate-forme dont la largeur varie entre 30 et 150km.

Entre la zone du Sahara et le Sénégal, la largeur moyenne du plateau est de 70km (Pham-Thuoc et Szypula, 1973). La profondeur du point de rupture de pente, position entre le plateau continental et le talus, est en moyenne de 103m, ce qui est relativement peu profond. Dans cette zone, l'orientation générale de la côte est nord-sud, avec des inflexions vers l'est à chacune des extrémités. L'isobathe des 150m, qui marque la fin du plateau continental, est plus rectiligne, sauf aux extrémités (Fréon, 1988). Le plateau continental s'élargit donc en forme de triangle vers le Nord et vers le Sud. Sa largeur, qui n'est que d'environ 30 miles (1 mile = 1.6 km) dans la partie centrale de la zone, dépasse 80 miles aux extrémités.

La côte mauritanienne est un vaste ensemble qui s'étend entre  $16^{\circ}04'$  et  $20^{\circ}36'$  de latitude Nord sur près de 720km (Sanyo, 2002). Elle est rocheuse au Nord du Cap Blanc, sableuse et rectiligne au sud du Cap Timiris. Le plateau continental au Sud du Cap Blanc est large de 40 à 60 miles puis se rétrécit jusqu'au niveau du Cap Timiris où l'isobathe 200m ne se trouve plus qu'à 10 miles de la côte. Les fonds sont généralement réguliers et la pente vers le large est douce pour la plus grande partie du plateau. Un décrochement est cependant perceptible vers 50m où on trouve çà et là des affleurements rocheux longitudinaux; en face du Banc d'Arguin ainsi que devant le Cap Timiris, des roches affleurent entre 25 et 30m de profondeur (Maigret, 1972). De nombreuses fosses entaillent profondément le plateau continental et arrivent au contact du banc où les fonds de 10m voisinent alors ceux de 300 et 400m.

Au Sénégal, la Presqu'île du Cap Vert sépare le domaine maritime sénégalais en deux zones aux caractéristiques topographiques bien distinctes (Roy, 1992). Au Nord de la presqu'île, le plateau continental est étroit et orienté N-NE. Au sud, le plateau continental s'élargit, le talus est situé entre 10 et 30 miles des côtes et est orienté N puis NW-N.

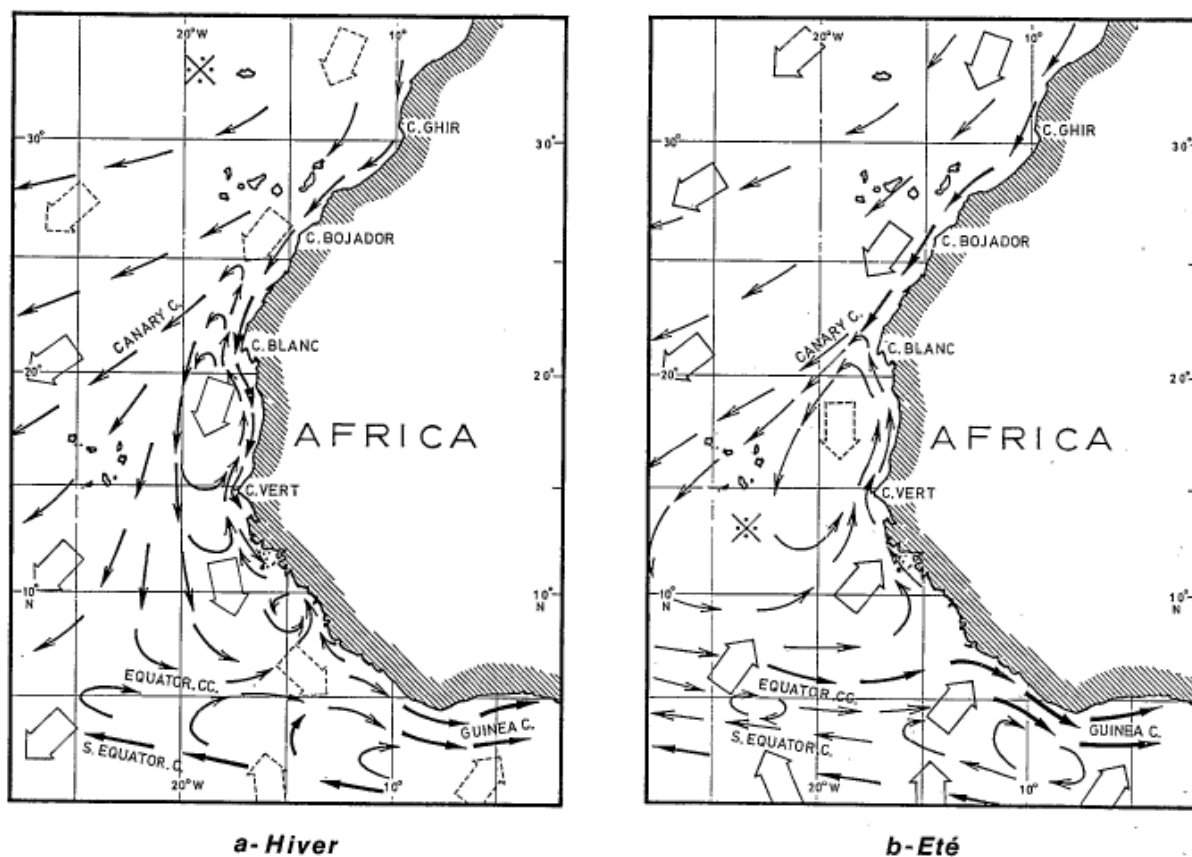


**Figure 2.1 : Situation géographique de la zone : bathymétrie (en isoligne, en m), plateau continental (en vert)**

Au niveau de la presqu'île du Cap Vert, point le plus occidental de la côte d'Afrique, le continent s'avance vers l'ouest, réduisant à quelques miles la largeur du plateau, tandis qu'à quelques dizaines de km plus au Nord la fosse de Kayar l'entaille profondément. Ces deux obstacles, bien que franchissables par les espèces pélagiques, sont responsables de certaines particularités hydro-climatiques et écologiques dans la région (Fréon, 1988).

## **2.2. Circulation générale**

Les grandes structures de la circulation générale de cette région ont été déterminées à partir des observations du champ de densité et du champ de vitesse géostrophique associé (Stramma, 1984).



**Figure 2.2 : circulation surfacique océanique moyenne en hiver (gauche) et en été (droite (Mittelstaedt, 1991)**

Les variations saisonnières de la circulation et des masses d’eaux sont très importantes dans toute zone comprise entre le Cap Blanc ( $20^{\circ}30'N$ ) et le Cap Roxo ( $12^{\circ}20'N$ ). Elles sont en relation directe avec les forces qui engendrent les principaux courants, c’est-à-dire les migrations des systèmes de haute et basse pressions de l’atlantique centre-Est à savoir : l’anticyclone des Açores et celui de Sainte-Hélène ainsi que la dépression saharienne. Le déplacement fait remonter l’ensemble du système des courants vers le Nord en été boréal et le fait descendre vers le Sud en hiver ou par saison sèche en même temps que leurs intensités respectives se modifient. La circulation est constituée sur le plateau continental par la résultante de deux systèmes aux caractéristiques très différentes :

Un courant Sud en saison froide, appelé courant froid des Canaries caractérisé par une eau d’une température inférieure à  $20^{\circ}C$ . Ce courant se dirige du Nord vers le Sud et se situe au large de  $19^{\circ}W$  de longitude. Il est également marqué par une dérive ouest. Cette eau, dite Canarienne, apparaît dès le mois d’Octobre sur l’ensemble du Plateau Mauritanien puis

recouvre progressivement le plateau jusqu'à la frontière Guinéenne à partir du mois de janvier. Ce courant est quasi permanent durant la période d'alizés, son intensité est maximale durant la période de fort upwelling. De novembre à mai, la dérive du courant vers l'ouest n'est que partielle. Une branche dérive vers le sud en longeant la côte. Par contre, de juin à octobre, les alizés ne soufflent que jusqu'à la latitude du Cap Blanc, et à ce niveau, le courant dévie totalement vers l'ouest formant le courant Nord équatorial.

Le contre courant équatorial chaud se dirige de l'ouest vers l'est en direction du Golf de Guinée. Son intensité est variable. Sa limite Nord correspond à celle du FIT. Ainsi, en saison sèche, il n'atteint qu'une partie du plateau guinéen (partie méridionale). En saison humide, il est dévié vers le Nord et il est présent jusqu'au cap Blanc. A ces deux grands courants, s'ajoutent les courants très côtiers qui sont consécutifs au phénomène de marée.

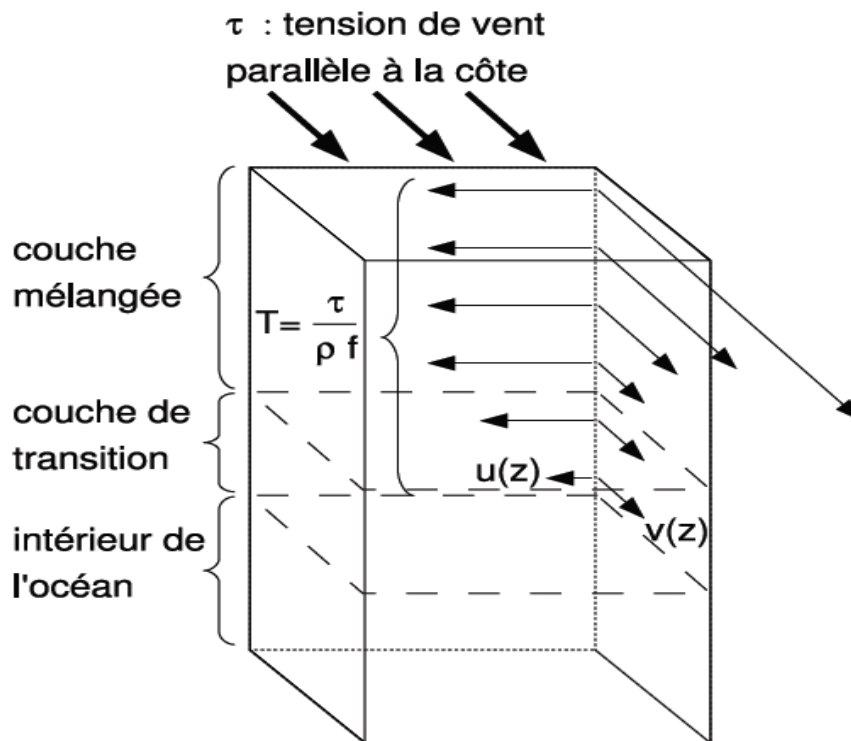
La circulation générale que l'on vient de décrire se traduit en terme de distribution de masses d'eau. En surface, on trouve une couche d'environ 150m d'épaisseur dites eaux de surfaces (SW) soumise aux échanges avec l'atmosphère. Il existe localement d'autres masses d'eau comme les eaux du Banc d'Arguin (ABW). Ces eaux côtières chaudes et peu salées peuvent sortir du plateau et se diffusent dans les eaux environnantes (Fraga, 1974). En dessous, entre 150m et environ 700m de profondeur, c'est le domaine des eaux centrales qui présentent un fort contraste méridional (Tomczak, 1981; Zenk et al., 1994). Au nord des îles du Cap vert et du Cap blanc, on trouve les eaux centrales nord-atlantiques (NACW). Elles prennent naissance aux moyennes latitudes dans l'océan atlantique Nord. Au sud, on trouve les eaux centrales sud atlantiques (SACW). Ces deux masses d'eau ont des caractéristiques différentes : les NACW sont plus chaudes et moins salées. Entre ces deux masses d'eau, on trouve une zone frontale appelée Cape Verde Frontal Zone (CVFZ) (Zenk et al., 1991) qui se traduit par des fronts très marqués en température et en salinité.

Pour achever la description des différentes masses d'eau présentes dans la région, en dessous des eaux centrales, on trouve des eaux d'origine méditerranéennes (MW) ayant franchi le détroit de Gibraltar, des eaux antarctiques intermédiaires (AIW) et des eaux profondes nord-atlantiques (NADW).

### **2.3. Les upwellings**

Les études comparatives sur les habitats des poissons ont pu identifier trois processus physiques majeurs qui rendent l'habitat favorable à la production des poissons pélagiques

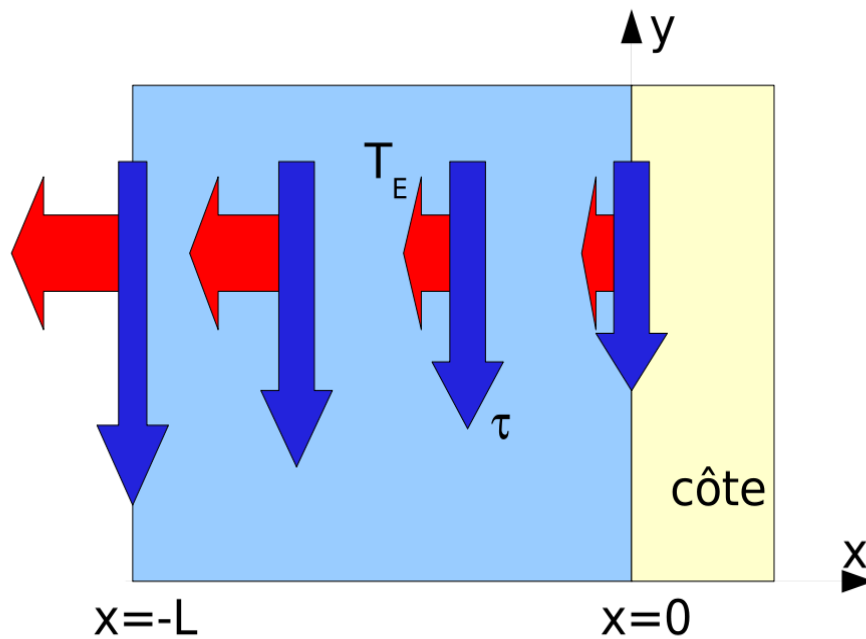
côtiers ainsi qu'à d'autres espèces de poissons. Il s'agit des processus d'enrichissement (upwelling...), des processus de concentration (convergence, formation frontale, stabilité de la colonne d'eau) et des processus favorisant la rétention à l'intérieur de l'habitat approprié (Bakun, 1997). Parmi les processus d'enrichissement, il convient de mentionner l'upwelling côtier, qui est un processus complexe créant des structures physiques, chimiques et biologiques originales qui diffèrent de celles rencontrées habituellement dans les zones océaniques du large ou dans les écosystèmes tempérés (Roy, 1992).



**Figure 2.3: schéma des courants forcés par une tension de vent parallèle à la côte sur le plateau continental. Les composantes perpendiculaires ( $u$ ) et parallèles ( $v$ ) à la côte sont représentées. D'après Lentz (1992)**

Le stress du vent sur la mer combiné à la rotation de la terre (effet de Coriolis) oblige les masses d'eau superficielles à s'éloigner des côtes occidentales des continents dans les zones intertropicales. L'action du vent sur l'océan provoque ainsi un transport des masses d'eau de surface dirigé à  $90^\circ$  vers la droite dans l'hémisphère Nord et appelé transport d'Ekman (Guichard, 1997). L'eau superficielle est remplacée par la remontée d'eaux profondes plus froides et plus salées que l'eau superficielle. Elles sont caractérisées par une grande

concentration en nutriments tels que nitrates, phosphates et silicates, qui jouent un rôle déterminant dans le contrôle de la production primaire et le développement de la nourriture pour les poissons.



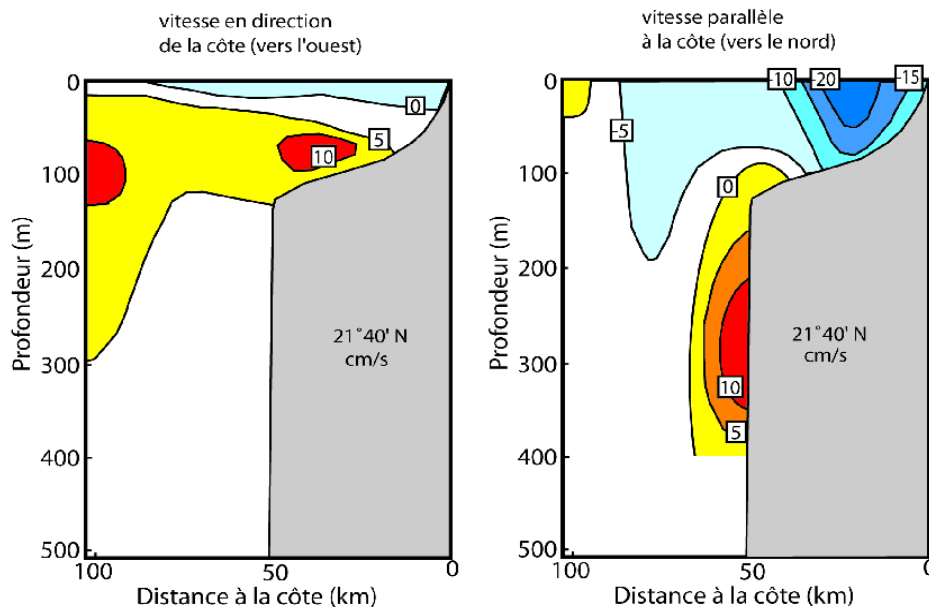
**Figure 2.4 : schéma de la tension de vent  $\tau$  et du transport d'Ekman associé  $T_E$  dans le cas d'un fléchissement du vent à proximité de la côte.**

L'intensité et la persistance des upwellings côtiers sont donc intimement liées à la dynamique des vents côtiers qui varient dans le temps en vitesse et en direction. Par conséquent, l'intensité et la position de l'upwelling sont également variables.

Dans le monde il existe cinq régions principales liées au phénomène d'upwelling : la Californie, le Pérou-Chili (courant de Humboldt), la région Nord-Ouest africain (courant des canaries), le Benguela et finalement un exemple plutôt anormal, la Somalie dans l'océan indien occidental (Mann et al. 1991; Young et al., 2004), qui n'est pas considérée comme un courant de bord Est mais qui représente une large zone d'upwelling. Des upwellings côtiers sont également observés dans beaucoup d'autres endroits du monde dès lors qu'un transport en mer à grande échelle de l'eau de surface se produit. D'autres secteurs d'upwelling côtiers important incluent la frontière nordique du golfe de Guinée et les zones côtières de la Côte d'Ivoire et du Ghana (Bakun, 1996).

### 2.3.1 Upwelling Sénégal-mauritanien et sous-courant côtier

Le littoral Sénégal-mauritanien appartient à l'une des zones maritimes les plus productives du monde. L'upwelling est créé en zone côtière, sous l'effet combiné de la rotation de la terre, du régime des vents et de la topographie (Guichard, 1997). Le système d'upwelling s'étend, dans son sens le plus large, de 10°N à 43°N environ, c'est-à-dire du Sénégal aux côtes ibériques. Il est très lié à la localisation des vents alizés. Ainsi les alizés s'étendent en été essentiellement sur la plage de latitude 20°N-35°N et en hiver sur la plage 12°N-30°N.



**Figure 2.5: courants parallèles à la côte et perpendiculaire à la côte d'après une campagne de mesure de 1974 au niveau du Cap Blanc (21°N). Il s'agit de la moyenne sur les mois de Mars et Avril (d'après Barton, 1998)**

Le sous-courant s'étend généralement sur une largeur inférieure à 100km pour quelques centaines de mètres d'extension verticale. L'ordre de grandeur du maximum de vitesse est de 10cm/s. La figure 2.5 montre la structure spatiale typique du champ de vitesse d'une section perpendiculaire à la côte lors de la saison d'upwelling. En effet les mois de mars et avril sont au cœur de la saison d'upwelling dans la région entre 21°N et 22°N. Un courant côtier dirigé vers le sud se situe en surface sur le plateau alors que le sous-courant dirigé vers le Nord se trouve tout contre le talus continental. En ce qui concerne les échanges côte-large, la même

figure montre qu'en moyenne le transport vers le large se fait en surface. En sub-surface on a un transport vers le plateau.

La cellule présente à la limite entre le talus continental et le plateau continental suggère que la situation d'upwelling favorise la pénétration d'eau sur le plateau entre 50 et 120m.

### **2.3.2. Les nutriments**

Les caractéristiques de distributions dans l'écosystème sénégal-mauritanien sont très similaires à celles observées dans les autres systèmes d'upwelling. Les eaux d'upwelling sont très enrichies en nutriments par rapport aux couches de surface, et durant les phases actives d'upwelling, ces eaux riches en nutriments sont propulsées près de la côte dans la zone euphotique (couche de surface biologiquement productive où pénètrent les radiations solaires jusqu'à 1% des radiations incidentes). Suivant et la localisation de la thermocline, la production phytoplanctonique consomme les nutriments dans les couches de surfaces, provoquant du coup un déficit de nutriments dans ces couches en fonction du déroulement des processus photosynthétiques.

Nous avons vu que les caractéristiques des eaux de sub-surface ne sont pas homogènes spatialement. En particulier, les eaux centrales sont réparties entre NACW et SACW. Ces deux masses d'eaux ont des teneurs différentes en sels nutritifs, qui se rencontrent toutes deux au niveau du Cap Blanc. Il est généralement admis que le front entre ces deux couches migre saisonnièrement et doit se retrouver au nord du Cap Blanc en février et au sud de mars à mai (Ould Dedah, 1995).

De ces constations, nous pouvons déduire qu'il y a généralement un gradient méridional (Figure 2.6) dans les concentrations de sels nutritifs. Les sels nutritifs augmentent alors du nord vers le sud. Les missions océanographiques des années 70 ont retrouvé ce gradient Nord-Sud de nutriments dans les eaux source de l'upwelling, c'est-à-dire dans les eaux de sub-surface lorsque celles-ci arrivent en surface (Fraga, 1974). Une des caractéristiques communes des systèmes d'upwelling est la présence du sous-courant dirigé vers le pôle (section 2.3.1, Figure 2.5). Ce sous courant a tendance à advecter vers le nord les SACW riches en nutriments le long du talus continental.



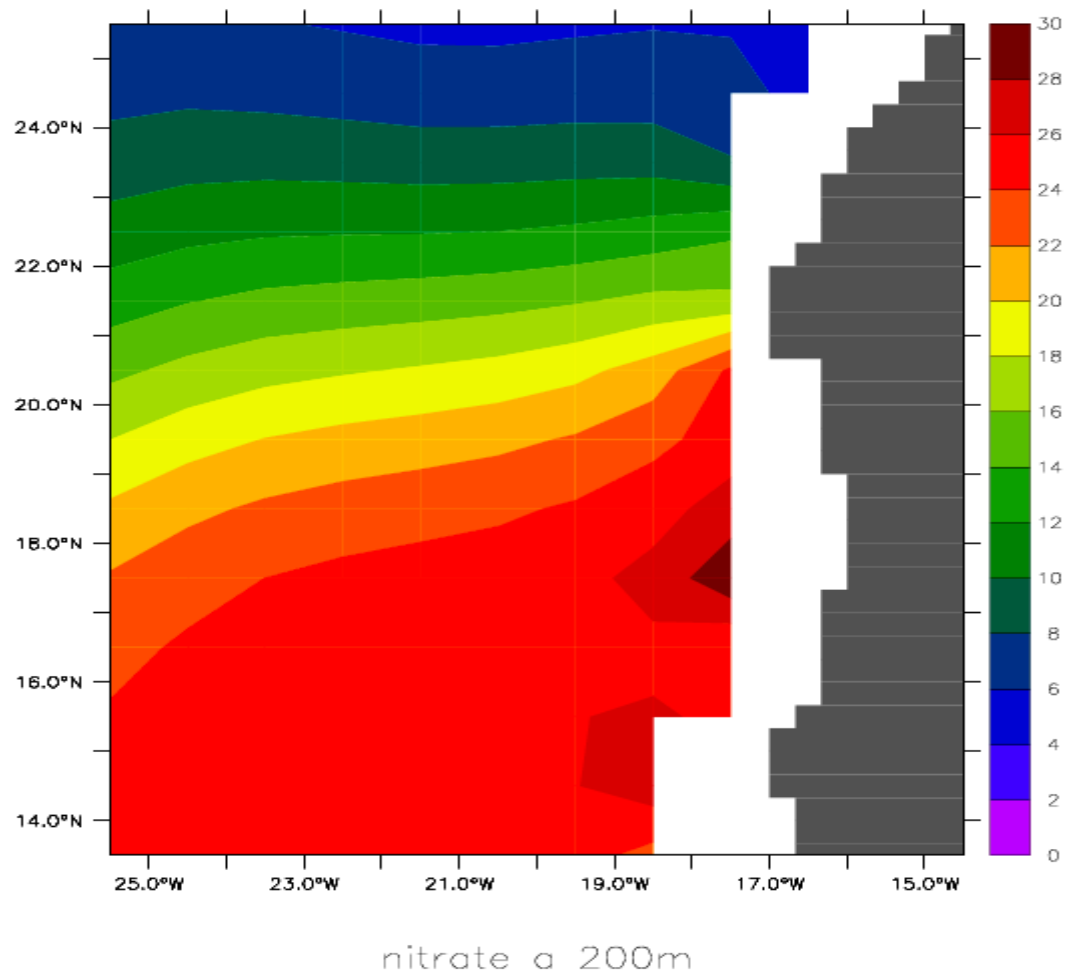


Figure 2.6 valeur annuelle de la concentration de nitrate à 200m ( $\text{mmol/m}^3$ ). Le champ de nitrate est extrait de la climatologie World Ocean Atlas dans sa version de 2001.

### 2.3.3. Production primaire

Dans les océans, les organismes autotrophes fixent le carbone par photosynthèse dans la couche euphotique. Ce phénomène s'appelle la production primaire (exprimé en gramme de carbone par unité de temps et unité de surface). Dans les zones d'upwelling, en réponse à l'enrichissement en sels nutritifs, la production primaire est très élevée (Berghuis et al. 1993). Le flux de particules organiques est entraîné vers l'écosystème benthique sous formes de pelotes fécales, d'agrégats ou de fines particules. Les composés organiques qui arrivent à

l'interface eau-sédiment fournissent une source d'énergie indispensable au développement des communautés benthiques qui les consomment (Guichard, 1997).

Le rapport entre la concentration de chlorophylle et la concentration de nutriments est deux fois plus grand dans les upwellings de l'océan Atlantique que dans ceux du Pacifique (Carr et Kearns, 2003). La disponibilité importante de micronutriments (silicate, fer, ..) en est probablement la raison. Comme la production primaire nouvelle est grande, les besoins en nutriments minoritaires sont importants et les carences sont possibles. Le plateau continental est généralement riche en dérivés du fer et enrichit les eaux côtières. De plus dans l'Atlantique, des nuages de poussières en provenance du Sahara déposent en surface des micronutriments tel que le fer (Duce et al., 1991; Kaufman et al., 2005). Les dépôts ont été estimés au niveau de l'archipel des Canaries et dépassent les besoins correspondant à la production primaire mesurée (Claustre et al., 2002). La variabilité des apports éoliens n'est pas corrélée à la variabilité de la production primaire dans cette même région (Neur et al., 2004). Au niveau de l'upwelling mauritanien, il a été montré que les silicates peuvent être les premiers nutriments limitants pour la croissance du phytoplancton dans les eaux d'upwelling (Herbland et Voituriez, 1974). Il semblerait donc que la production primaire dans l'océan Atlantique subtropicale ne soit pas ou peu limitée par le fer. Cette faible limitation par les nutriments minoritaires est tout à fait compatible avec l'étude de Carr et Kearns (2003) montrant que la productivité biologique relativement aux apports de nutriments est grande dans l'Atlantique en comparaison du Pacifique.

### **3. Couplage dynamique-biogéochimie**

#### **3.1. Méthodes et outils**

Les satellites permettent de bien étudier la surface de l'océan. Les données hydrographiques renseignent sur les eaux plus profondes mais les données sont nécessairement limitées spatialement et temporellement. Pour obtenir des données sur toute la colonne d'eau pendant une période de temps donnée, nous avons donc recours à la modélisation. Cela permet d'étudier les processus physiques et le couplage avec la biogéochimie.

### 3.1.1. Le modèle hydrodynamique : ROMS

Le modèle hydrodynamique est basé sur le modèle ROMS (Regional Oceanic Modeling System, Shepetkin and Mc Williams, 2003) développé à Rutgers University (USA) et à l'Université de Californie Los Angeles (UCLA, USA). Il s'agit d'un modèle aux équations primitives, à surface libre et dont les coordonnées verticales (coordonnées sigma) suivent la topographie. Il traite séparément l'évolution barotrope et l'évolution barocline de la quantité de mouvement. On parle de séparation des opérateurs (operator splitting). Pour permettre des simulations régionales, ROMS permet l'utilisation de frontières ouvertes. Le traitement de ces frontières est adaptatif (Marchesiello et al. 2001). Son principe est de déterminer si la frontière est active ou passive en fonction de la condition de radiation et non simplement de la direction de la vitesse normale à la frontière. Les ondes bénéficient donc d'un traitement privilégié. Les frontières sont également munies d'une couche éponge permettant de dissiper les tourbillons afin de ne pas polluer la circulation à proximité des frontières.

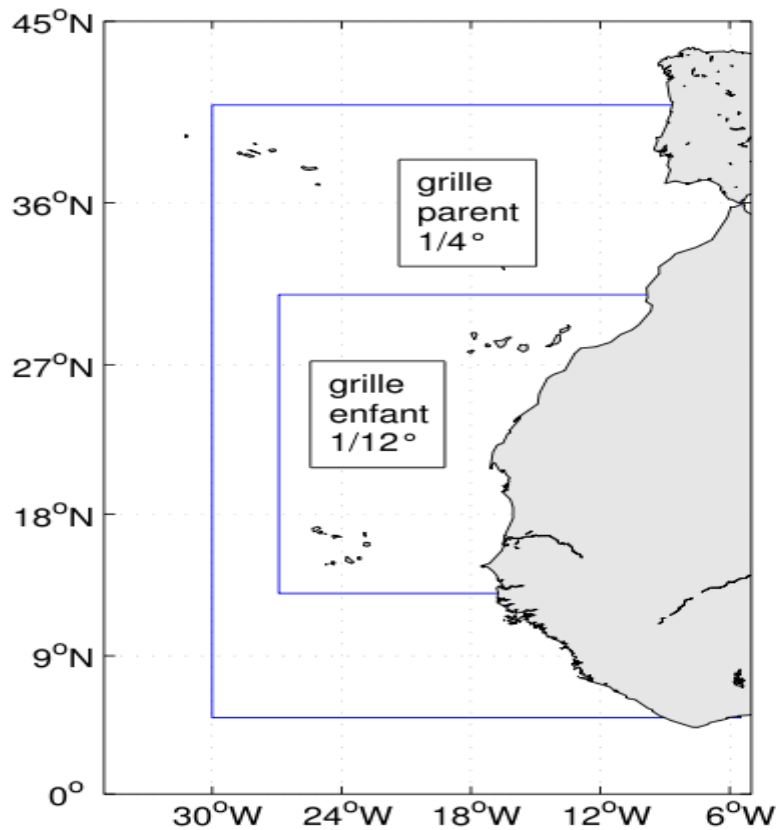
Le modèle ROMS permet de définir des configurations et d'activer des options particulières en fonction de la zone d'étude. La configuration utilisée est appelée CANARY. Trois frontières (Ouest, Nord, Sud) sont ouvertes, la frontière Est étant considérée comme fermée car située dans la terre. Cela signifie qu'on ne prend pas en compte les échanges de masses d'eau (en termes de moment) au niveau du détroit de Gibraltar.

Toutefois un rappel vers les caractéristiques de température et salinité de l'eau méditerranéen est utilisé au delà de 750m de profondeur. Il permet de simuler les eaux venant de la mer méditerranéenne. La résolution verticale retenue est de 32 niveaux, elle varie en fonction de la profondeur locale de la colonne d'eau.

Pour combiner une haute résolution dans la zone côtière et la prise en compte de l'influence d'une zone plus large, nous utilisons des grilles emboîtées. La grille haute résolution ( $1/12^\circ$ ) est appelée grille enfant. La grille à plus basse résolution ( $1/4^\circ$ ) est appelée grille parent. L'outil AGRIF (Adaptive Grid Refinement In Fortran) permet de réaliser la liaison entre les deux grilles (Blayo and Debreu 1999). Dans notre cas, nous utilisons cette outil en mode 1-way c'est à dire que le forçage ne se fait que dans un seul sens, du modèle de basse résolution (bassin atlantique Est) vers le modèle de haute résolution (upwelling sénégalais). Ce qui se passe dans la grille enfant n'a aucune influence sur la grille parent.

Dans le cadre de cette étude, deux grilles emboîtées sont retenues. Elles sont schématisées sur la figure 3.1. La grande grille englobe l'archipel des Açores et une partie significative de la gyre de recirculation au Sud du Cap Vert c'est à dire de  $13^\circ\text{N}$  à  $40^\circ\text{N}$  et de  $30^\circ\text{W}$  à  $5.5^\circ\text{W}$ . La

petite grille est resserrée sur l'essentiel à savoir le bassin séparant les îles Canaries et les îles du Cap Vert. Nous utilisons le modèle à haute résolution dans la cadre de ce travail.

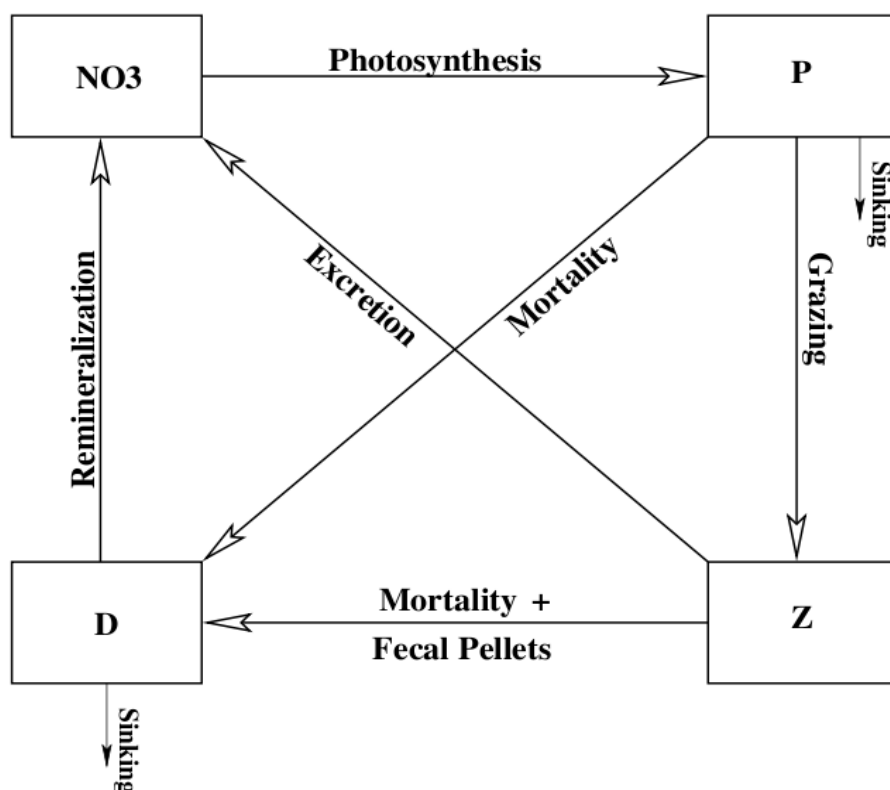


**Figure 3.1 : représentation des frontières des grilles.**

### **3.1.2. Le modèle biogéochimique : NPZD**

Le modèle NPZD est un modèle pélagique simple basé sur l'azote, où phytoplancton et zooplancton sont considérés comme des compartiments uniques (Andersen et al. 1987; Oschlies and Garçon 1999; Machu 2000). IL comprend quatre variables d'état : l'azote inorganique dissous (N), le phytoplancton (P), le zooplancton (Z) et les détritiques (D). Les interactions entre les différents compartiments (production primaire, broutage, mortalité, excrétion, reminéralisation) sont schématisées sur la figure 3.2. Toutes les variables pro-

gnostiques du système sont exprimées en  $mmolN/m^3$ . La chlorophylle-a en  $mgChla/m^3$  est dérivée de la concentration de phytoplancton en utilisant le rapport Carbone/Chlorophylle constant de 50, valeur couramment utilisée dans les modèles (Fasham et al. 1990; Radach and Moll 1993; Lacroix and Nival 1998; Tian et al. 2000).



**Figure 3.2 : Schéma conceptuel du modèle NPZD : représentation des flux d'azote entre quatre**

Ce modèle a l'avantage de pouvoir être utilisé sur toute la colonne d'eau : en surface, la présence de lumière permet la photosynthèse et ainsi que tout le développement trophique qui s'en suit ; tandis que dans les couches profondes, l'absence de lumière stoppe cette production primaire et seuls les termes de mortalité, d'excrétion et de reminéralisation peuvent se poursuivre

Ces compartiments sont considérés comme des traceurs dissous, transportés et mélangés passivement par la dynamique, sauf pour le détritus qui possèdent sa propre vitesse de chute.

### **3.2. Validation et analyse du modèle : grandeur moyenne et cycle saisonnier**

Après présentation des aspects essentiels de la modélisation, il s'agit de vérifier ce que le modèle reproduit et ce qu'il ne représente pas. La couverture spatiale et temporelle des données fournies par les satellites permettent une première validation. C'est la température de surface de l'océan, la concentration de chlorophylle et la concentration de nitrate. Ce sont les variables physiques (température de surface de la mer (SST), courants de surface) et les variables biogéochimiques (nitrate, chlorophylle). Elles permettent de valider globalement la modélisation et sa variabilité à la surface.

#### **3.2.1. Présentation des Données**

##### **Données de forçage**

Une simulation de 7 années a été réalisée par E. Machu (2007). Cette simulation est forcée aux frontières par la climatologie de Levitus pour la température (T) et la salinité (S), et par les courants géostrophiques déduits de cette climatologie. Le forçage en surface est constitué des vents et flux de chaleur climatologiques COADS.

Dans ce travail nous analysons les années 6 et 7 de simulation

##### **Données d'observations**

Les données de SST sont issues de l'imagerie thermique infrarouge d'un capteur AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) des satellites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). La série de données provient de la version V5 Pathfinder sur la période de 1995 à 2004. Un cycle saisonnier moyen de la donnée a été calculé avec un pas de temps de huit (8) jours et une résolution spatiale de  $0.05^\circ$  soit environ trois (3) milles nautiques.

Les données de nitrate sont issues de la climatologie du World Ocean Atlas 2001 (WOA01). Le WOA01 contient les statistiques et analyses objectives de champs traceurs physiques et biogéochimiques sur une grille régulière avec des mailles de  $1^\circ$  ou  $5^\circ$ , générés à partir de la base de données d'observations : World Ocean Database 2001 (Conkright et al. 2002)

Les variables océaniques comprennent : température, salinité, oxygène dissous, utilisation apparente d'oxygène, pourcentage de saturation de l'oxygène, nutriments inorganiques dissous (phosphate, nitrate, silicate). Plus d'informations sont disponibles à : [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/pr\\_woa01.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/pr_woa01.html)

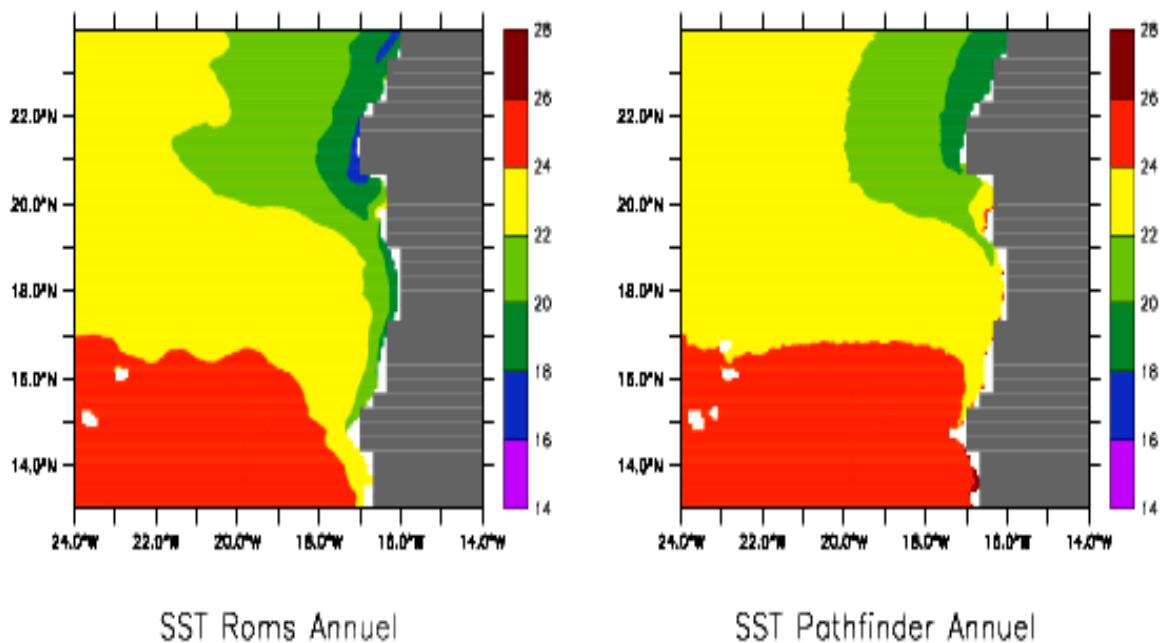
L'estimation de chlorophylle de surface est une donnée accessible grâce au capteur SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) qui suivit la mission Coastal Zone Color Scanner (CZCS) de 15 ans. C'est un radiomètre mesurant la lumière visible sur 8 canaux dédiés à la mesure globale de la couleur de l'océan. Les données utilisées dans ce rapport sont sous forme de cartes mensuelles de chlorophylle avec une résolution de 9 km

### **3.2.2 Variables physiques**

#### **3.2.2.1 Température de surface**

##### **Distribution annuelle de température**

La température simulée par le modèle est en bon accord avec les données Pathfinder. La figure 3.3 montre une zone d'eau froide qui situe l'upwelling en moyenne annuelle entre 17°N et 24°N avec une température de 18°C à 20°C. La moyenne annuelle de température de surface est plus froide et plus uniforme au nord de 20°N (21°C) comparée au sud (25°C). Ce qui reflète la persistance de l'upwelling. En revanche la sst près de la côte est plus faible dans le modèle en comparaison aux observations, ce qui suggère un upwelling trop fort.



**Figure 3.3 : valeur moyenne annuelle de la température (°C) de surface : température de surface fournie par ROMS (gauche) et observations de température de surface données par AVHRR/Pathfinder (droite) pour 2 années de simulation**

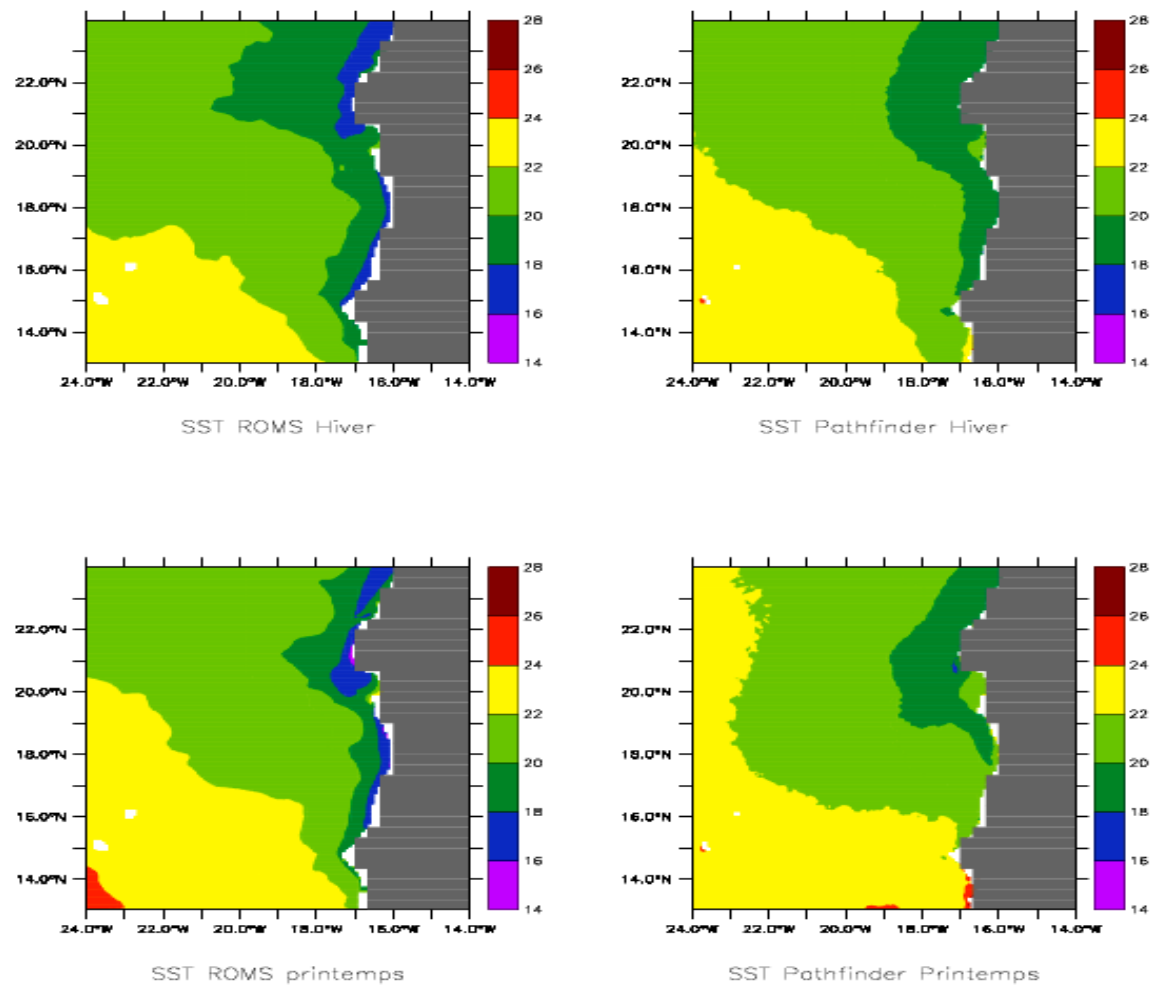
### **Distribution saisonnière de température**

La figure 3.4 souligne le cycle saisonnier de cette variabilité.

En hiver, les températures de surface les plus froides sont retrouvées à la côte. Ces eaux côtières sont séparées des eaux superficielles plus chaudes du large par une zone de gradients thermiques plus ou moins prononcés. Ainsi l'ensemble du plateau est envahi par les masses d'eaux froides.

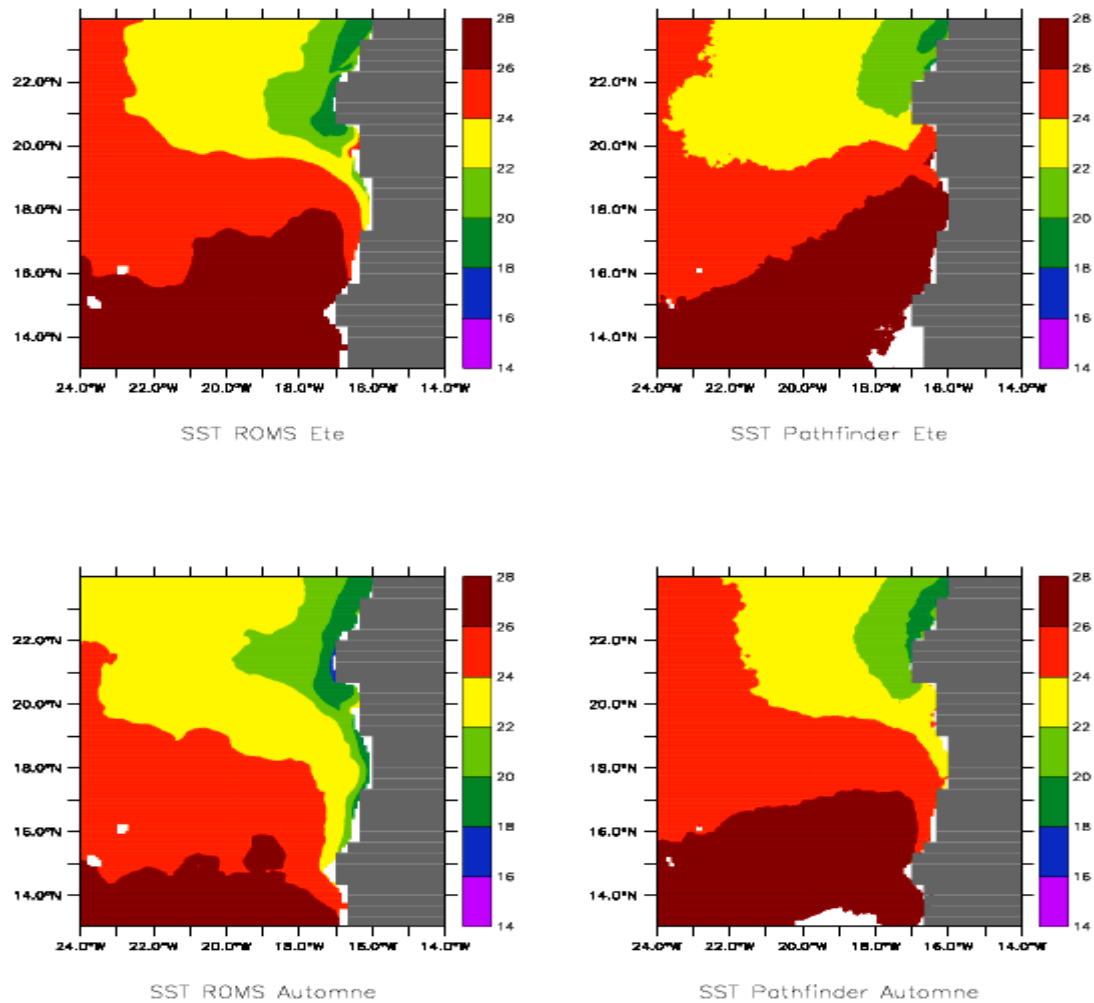
Au printemps on assiste au large et dans le sud du plateau continental sénégalais au recouvrement progressif des eaux froides par les eaux chaudes d'origine guinéennes en même temps qu'au renforcement de l'upwelling côtier sur le plateau, au nord et au sud de 20°N. Le maximum de refroidissement est ainsi atteint à la côte (16°C) avec la formation de zone frontale très marquée.





**Figure 3.4: Température saisonnière (°C) de surface : température de surface fournie par ROMS (gauche) et observations de température de surface données par AVHRR/Pathfinder (droite) pour l'hiver et le printemps sur 2 années de simulation.**

En été l'upwelling disparaît au sud du Cap Blanc, les eaux chaudes envahissent l'ensemble du plateau continental et une zone frontale perpendiculaire à la côte se forme à la latitude approximative de 20°N. Lors de cette période, le plateau est sous l'influence des eaux tropicales chaudes (26° à 28°C) avec une moyenne de 27°C. Au nord du Cap blanc l'upwelling reste confiné sur la côte.



**Figure 3.4 : Température saisonnière de surface (°C) : température de surface fournie par ROMS (gauche) et observations de température de surface données par AVHRR/Pathfinder (droite) pour l'été et le l'automne sur 2 années de simulation.**

En automne on assiste à un retrait des eaux chaudes vers le sud. Ce retrait intéresse d'abord la région du Cap Blanc où on constate l'apparition de l'upwelling qui s'étend sur tout le plateau mauritanien. Les eaux chaudes se maintiennent plus au large. Au Sénégal, les eaux se refroidissent, à la faveur du retrait des eaux chaudes vers le sud.

### 3.2.2.2 Circulation et sous-courant

#### Circulation de surface

La circulation de surface est décrite par la Figure 3.5 suivante.

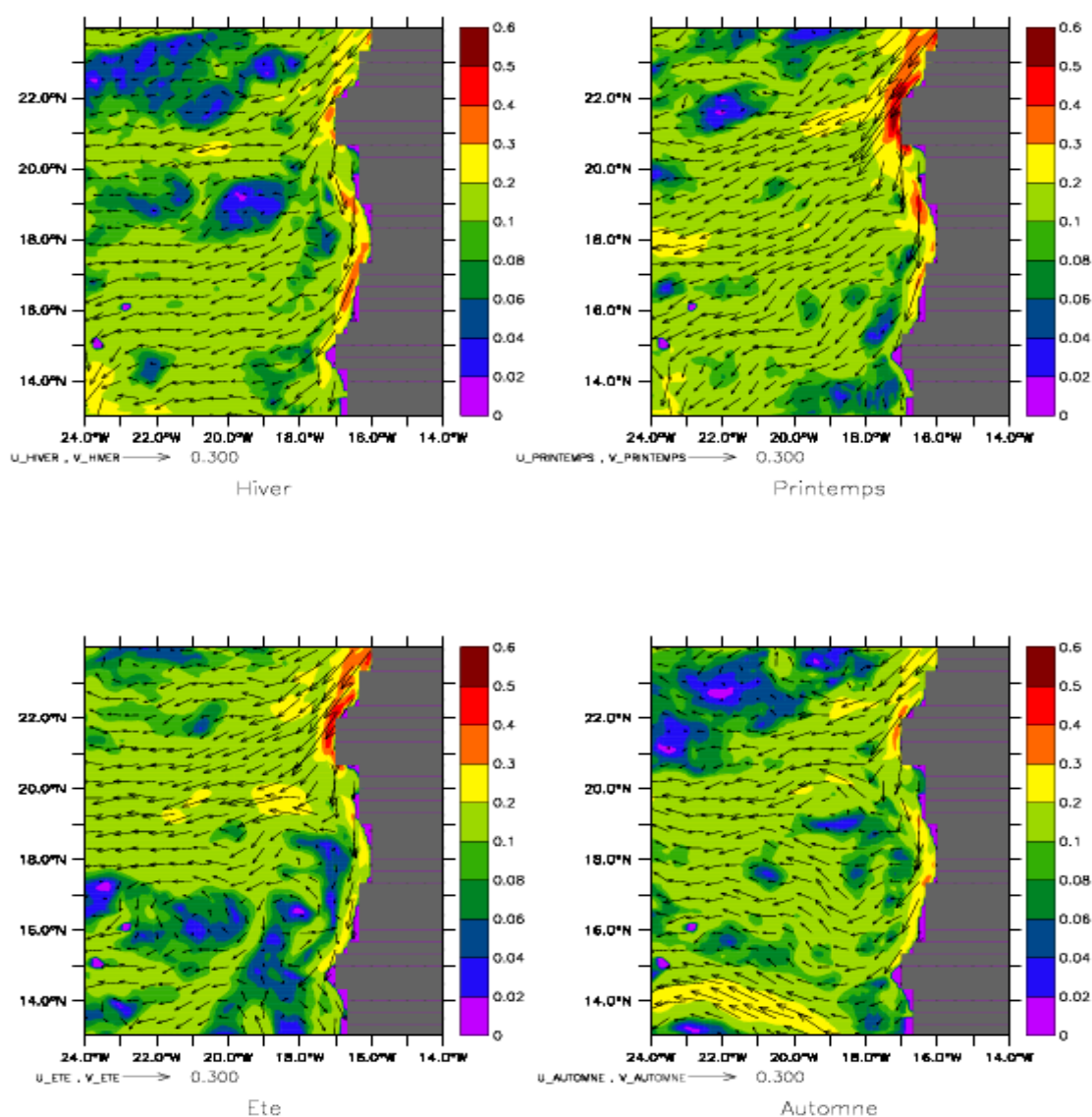


Figure 3.5 : cycle saisonnier de la circulation des courants horizontaux de surface sur 2 années de simulation avec le modèle ROMS en hiver, printemps, été et automne : vecteur courant (noir) et norme (couleur) en m/s.

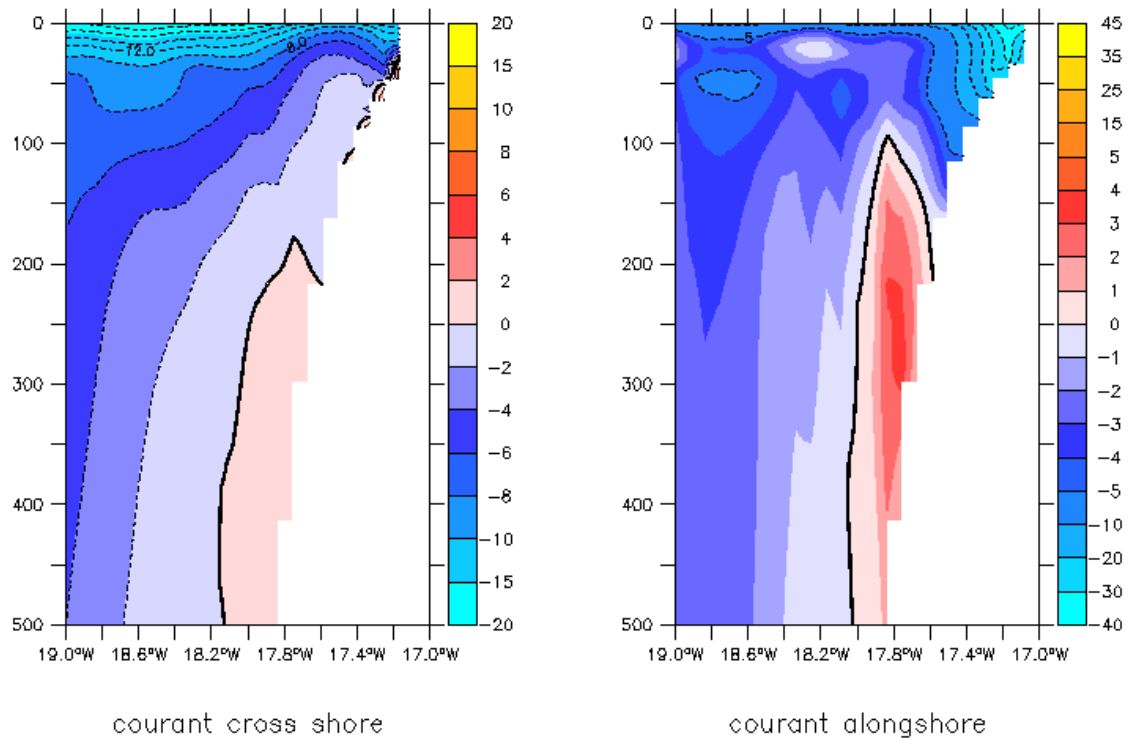
Durant la période hiver/printemps, le courant des canaries apparaît dans la zone et s'étend jusqu'à la zone sénégalaise. Ce courant des canaries est fort en hiver au Sénégal, il atteint son maximum au printemps, caractérisé par un intense jet côtier qui longe le littoral sénégalomauritanien. Son intensité décroît du nord vers le sud et est donc maximale en cette saison. La branche du courant nord des canaries se détache au niveau du Cap Blanc et dévie vers l'ouest pour former le courant nord équatorial. Cette circulation de surface est largement dépendante du régime éolien. En effet durant la saison hiver/printemps la ZCIT (Zone de Convergence Inter Tropicale) est en position sud, les alizés sont à leur vitesse maximale, c'est aussi le cas pour le courant des canaries (Feoseev, 1970).

En été, le jet côtier intense est limité dans la région du Cap blanc et un fort courant est dirigé en sortie vers l'ouest entre 19°N et 21°N. Le courant des canaries est inexistant au sud de 18°N. Durant l'été les alizés suivent la remontée au Nord de la ZCIT, ce qui explique en général l'affaiblissement des courants au sud de la Mauritanie (Faye, 2008). Ainsi le courant des canaries s'affaiblit et s'éloigne des côtes.

En automne le courant des canaries est à son niveau le plus faible, mais certaines de ces caractéristiques sont très semblables à celles observées pendant l'hiver. Il couvre la zone comprise entre 16 et 24°N. Les alizés de nord s'installent à nouveau sur la zone d'étude et leur intensité est fort au nord mais faible au sud.

### **Sous courant**

Nous avons décrit en introduction la forme du sous-courant d'upwelling à partir des observations hydrographiques. La figure 3.6 montre la structure spatiale du champ de vitesse à une latitude très proche de celle présentée (section 2.3.1 ; Figure 2.5). La topographie lissée rend la rupture de pente entre le plateau et le talus continental moins nette. Les courants et sous-courants sont liés à cette rupture de pente.



**Figure 3.6 : Champs de vitesse (cm/s), perpendiculaire (gauche) et parallèle à la côte à 21.458°N. Moyenne sur 2 années de simulation ROMS en mars-avril.**

La circulation parallèle à la côte est tout à fait compatible avec les observations. La circulation vers la côte est moins bien reproduite. La topographie lissée peut expliquer que la vitesse soit d'environ 2cm/s dans la simulation et supérieure à 10cm/s dans les observations (figure 2.5).

La représentation du sous-courant est conforme aux observations. Le sous courant côtier dirigé vers le Nord en hiver et au printemps est bien représenté. Nous pouvons donc penser que la pénétration des SACW le long du talus continental est reproduite de façon acceptable. Par contre la circulation dirigée vers la côte en sub-surface est inférieure aux observations. Les eaux situées à la limite du plateau et du talus auront donc plus de difficultés à s'infiltrer sur le plateau que dans la réalité.

### 3.2.3 Variables biogéochimiques

#### 3.2.3.1. Nitrate

##### Distribution annuelle de nitrate

La Figure 3.7 présente une comparaison, en moyenne annuelle, des concentrations de nitrates en surface entre le modèle NPZD et les données d'observations de WOA2001. Les données WOA restent faibles (7mmolN/m<sup>3</sup>) alors que les valeurs simulées présentent des zones de fortes valeurs de concentration de nitrate. Des concentrations importantes de nitrates apparaissent le long de la côte et peuvent atteindre 14 mmolN/m<sup>3</sup> notamment dans la région du Cap Blanc, entre 20 et 22°N. Le gradient côte large est très marqué avec des valeurs au large très faibles (1-3 mmolN/m<sup>3</sup>).

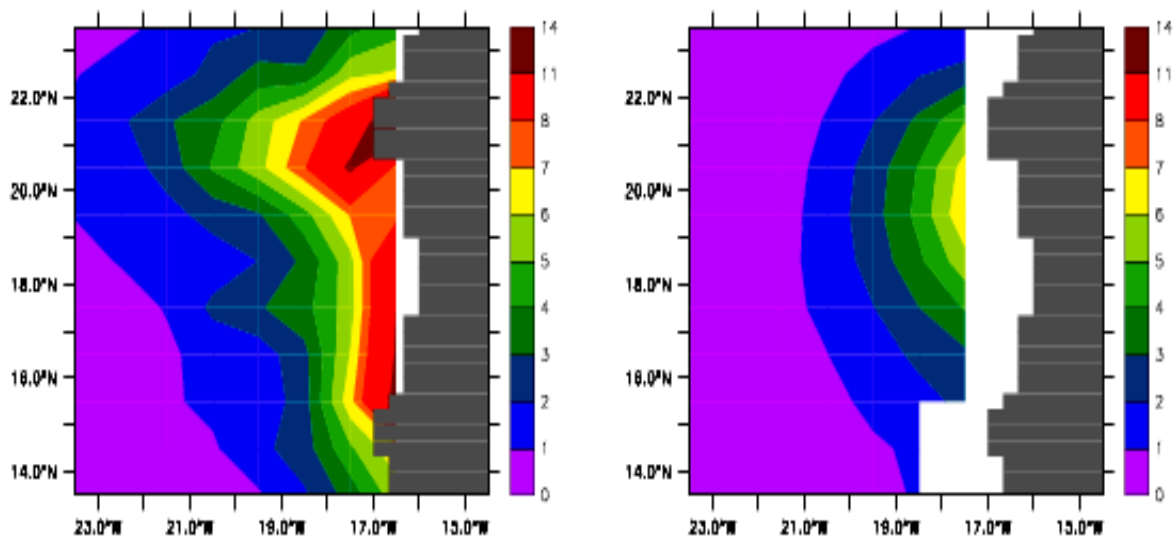


Figure 3.7 : valeur moyenne annuelle de la concentration de nitrate (mmolN/m<sup>3</sup>) de surface : nitrate de surface fournie par le modèle NPZD (gauche) et observations de nitrate de surface extraites de la climatologie WOA01 (droite) pour 2 années de simulation

## Distribution saisonnière de nitrate

Le cycle saisonnier de cette variabilité est présenté sur les figures 3.8 et 3.9

En hiver, de fortes concentrations de nitrate sont simulées le long de la côte. Les structures simulées sont en bon accord avec les observations. Les maxima de concentrations se retrouvent au niveau des côtes sénégalaises, on atteint 20 mmolN/m<sup>3</sup> entre 15 et 16°N. Ce maximum de concentration de nitrate au sud est dû à l'importance des teneurs de nitrate en sub-surface qui y sont plus importantes comparé au nord (Figure 2.6) bien que l'upwelling soit plus fort au nord.

Au printemps, les concentrations de nitrate simulées sont du même ordre de grandeur qu'en hiver mais la bande de maximum de 20 mmolN/m<sup>3</sup> est plus étendue. Le long de la côte, cette bande arrive jusqu'aux côtes mauritaniennes c'est-à-dire de 15 à 19°N. Cette extension de la bande s'explique par le fait qu'au printemps, l'intensité de l'upwelling s'accroît temporellement et spatialement dans cette partie de la zone.

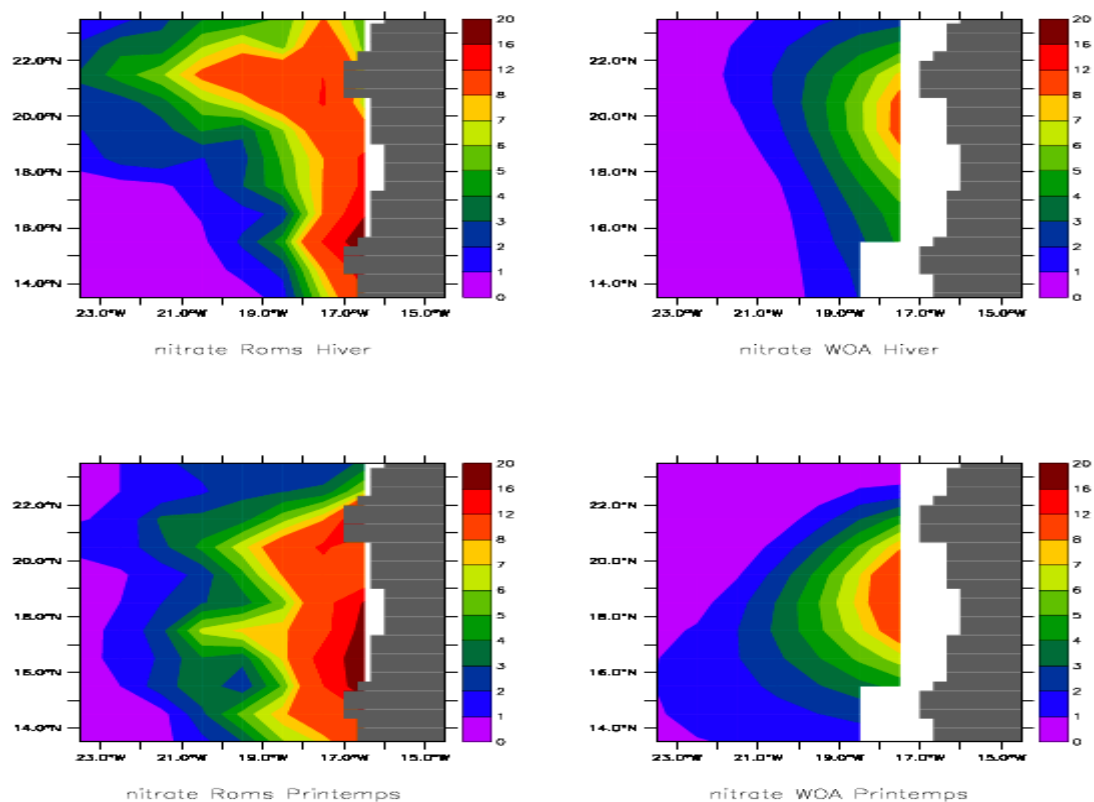
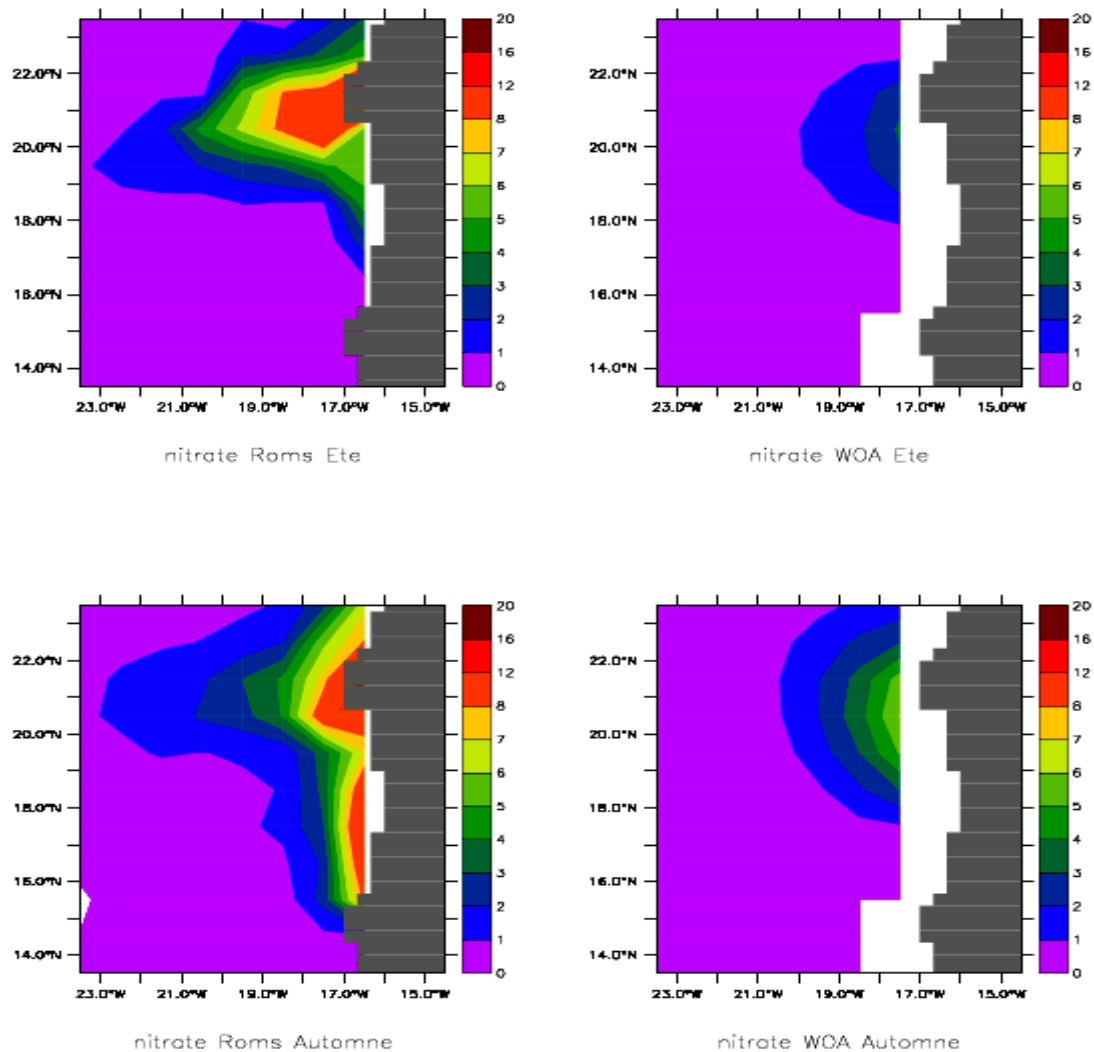


Figure 3.8 : concentration saisonnière de nitrate( mmolN/m<sup>3</sup>) de surface : nitrate de surface fournie par le modèle NPZD (gauche) et observations de nitrate de surface extraites de la climatologie WOA01 (droite) pour 2 années de simulation durant l'hiver et le printemps.

En été, les champs de nitrate simulés montrent une diminution nette par rapport au printemps. Les pics de nitrates le long de la côte sont presque 2 fois plus faibles (12mmolN/m<sup>3</sup>) que ceux des saisons d'hiver et de printemps (20 mmolN/m<sup>3</sup>). On note un fort contraste entre le nord et le sud. Les concentrations du modèle sont relativement élevées dans la zone du Cap Blanc (~12mmolN/m<sup>3</sup>) mais reste largement modeste au sud de 18°N (~1mmolN/m<sup>3</sup>). Ces faibles concentrations de nitrate au sud sont liées à l'intensité minimale de l'upwelling à cette saison, lorsque les vents de sud-ouest sont dominants.



**Figure 3.9 : concentration saisonnière de nitrate (mmolN/m<sup>3</sup>) de surface : nitrate de surface fournie par ROMS (gauche) et observations de nitrate de surface extraites de la climatologie WOA01 (droite) pour 2 années de simulation durant l'été et l'automne**



En automne, on note une augmentation des concentrations de nitrates Comparé à ceux d'été. Le long des côtes, on a une réduction spatiale des concentrations de nitrates simulées au nord mais on observe l'apparition de concentrations importantes de nitrates ( $12 \text{ mmolN/m}^3$ ) au sud. En effet, l'automne annonce dans la partie sud le retour des vents de direction nord-est qui favorisent les upwellings le long de la côte.

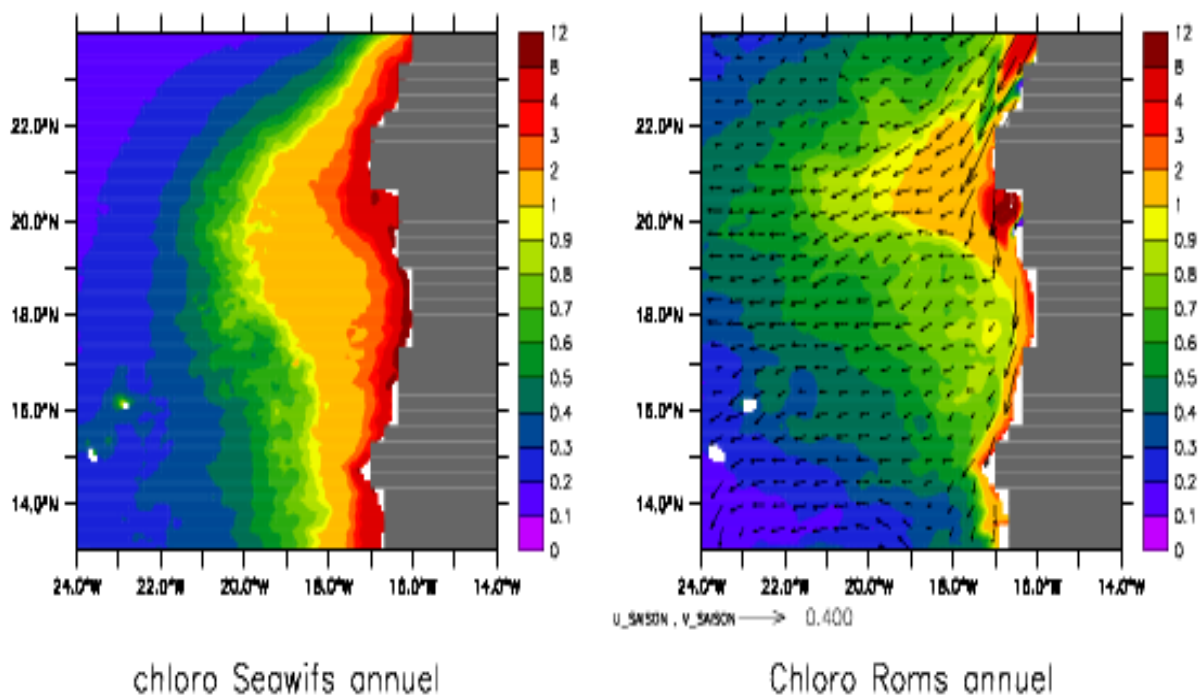
Globalement on obtient des concentrations trop élevées en surface dans le modèle ROMS. Toutefois il y a un petit nombre de données dans le WOA sur la région d'étude, ce qui incite à relativiser les biais du modèle.

### **3.2.3.2 Chlorophylle**

#### **Distribution annuelle de chlorophylle de surface**

Les résultats montrent que le modèle représente les caractéristiques générales de la distribution horizontale de chlorophylle dérivant de SeaWiFS, à savoir de fortes concentrations de chlorophylle le long de la côte, associées à un courant intense de direction sud-ouest et des concentrations modérées au large avec des courants faibles vers l'ouest. Le gradient côte-large est bien marqué avec des valeurs modestes au large ( $0.5\text{-}1 \text{ mgChla/m}^3$ ).

Au niveau des côtes sénégalaises, le modèle sous-estime les concentrations de chlorophylle par rapport aux données SeaWiFS. Des valeurs d'environ  $3 \text{ mgChla/m}^3$  sont simulées par le modèle tandis que les valeurs maximales de chlorophylle dérivées de SeaWiFS sont de  $8 \text{ mgChla/m}^3$ . En outre, le contraste entre la côte nord (au nord de  $18^\circ\text{N}$ ) et la zone sud est net avec de faibles concentrations au sud. Ce contraste qui est aussi visible au niveau des données SeaWiFS traduit l'enrichissement de la côte nord, où se trouve les principales cellules d'upwelling. On note également une séparation entre les cellules d'upwelling au Nord de  $23^\circ\text{N}$  et au sud de  $22^\circ\text{N}$  dans le modèle, dont le mécanisme (physique ou numérique) reste à étudier.



**Figure 3.10 : valeur en moyenne annuelle de chlorophylle de surface (mgChla/m<sup>3</sup>) : observations de chlorophylle dérivées de SeaWiFS (gauche) et chlorophylle fournie par ROMS (droite) pour 2 années de simulation.**

### **Distribution saisonnière de chlorophylle de surface**

En hiver la localisation spatiale de la concentration de Chlorophylle simulée par le modèle le long de la côte est en bon accord avec les observations. Les valeurs simulées ( $8\text{mgChla}/\text{m}^3$ ) sont assez proches de celles des données SeaWiFS ( $12\text{mgChla}/\text{m}^3$ ). Les fortes concentrations de chlorophylle le long de la côte, notamment dans la zone du Cap Blanc, sont dues aux évènements d'upwelling qui s'y produisent. Cependant le modèle sous-estime la concentration de chlorophylle au nord de  $22^\circ\text{N}$  par rapport aux observations. Moins de  $1\text{mgChla}/\text{m}^3$  est simulé alors qu'on a  $\sim 4\text{ mgChla}/\text{m}^3$  au niveau des données SeaWiFS.

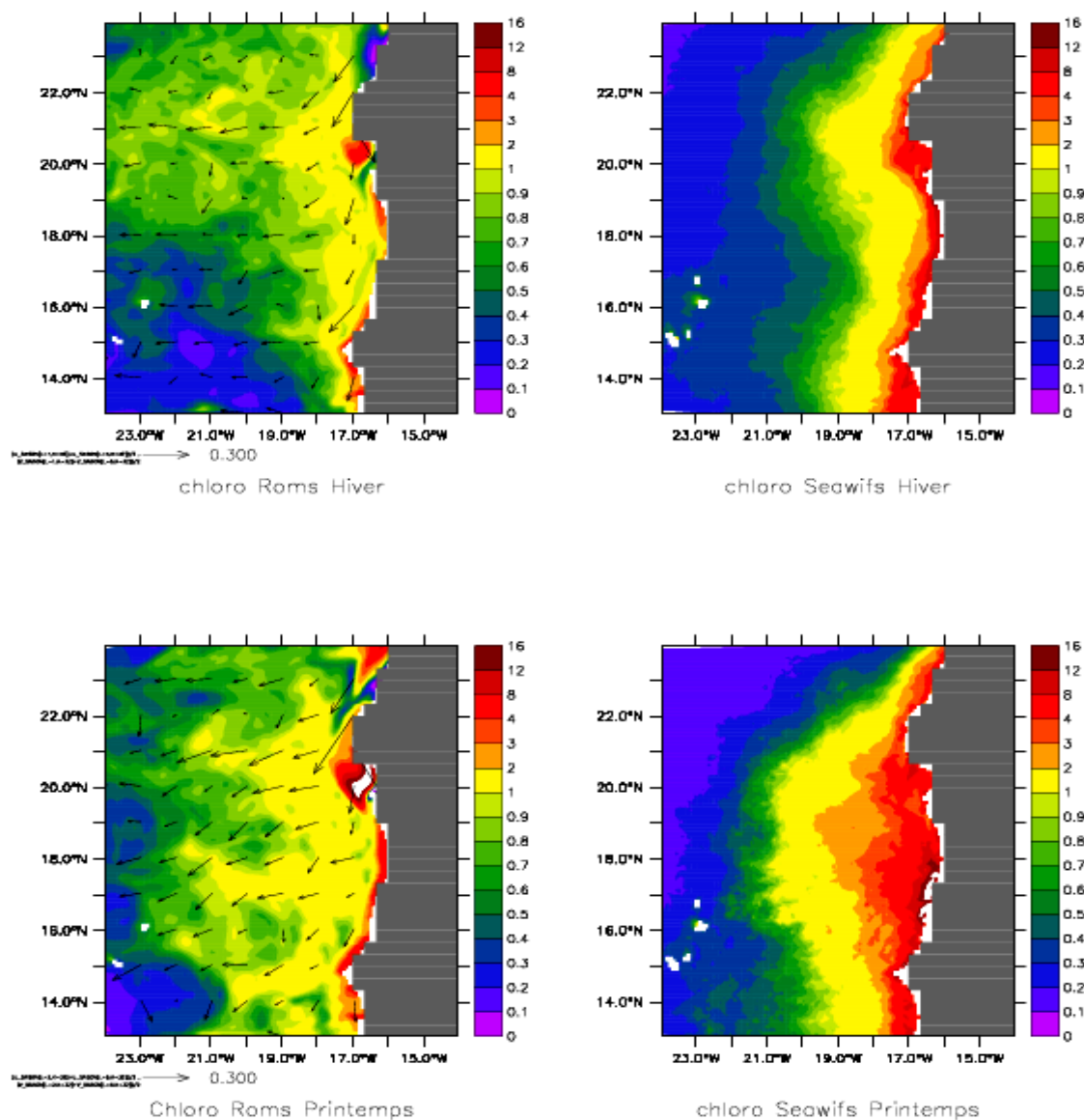


Figure 3.11 : cycle saisonnier de chlorophylle de surface ( $\text{mgChla}/\text{m}^3$ ): chlorophylle fournie par ROMS (gauche) et observations de chlorophylle dérivées de SeaWiFS (droite) pour 2 années de simulation durant l'hiver et le printemps.

Au printemps les concentrations en Chlorophylle simulées montrent une augmentation par rapport à l'hiver. Le long de la côte, elles sont supérieures à  $16 \text{ mgChla}/\text{m}^3$ , soit largement plus fortes que les maxima d'hiver

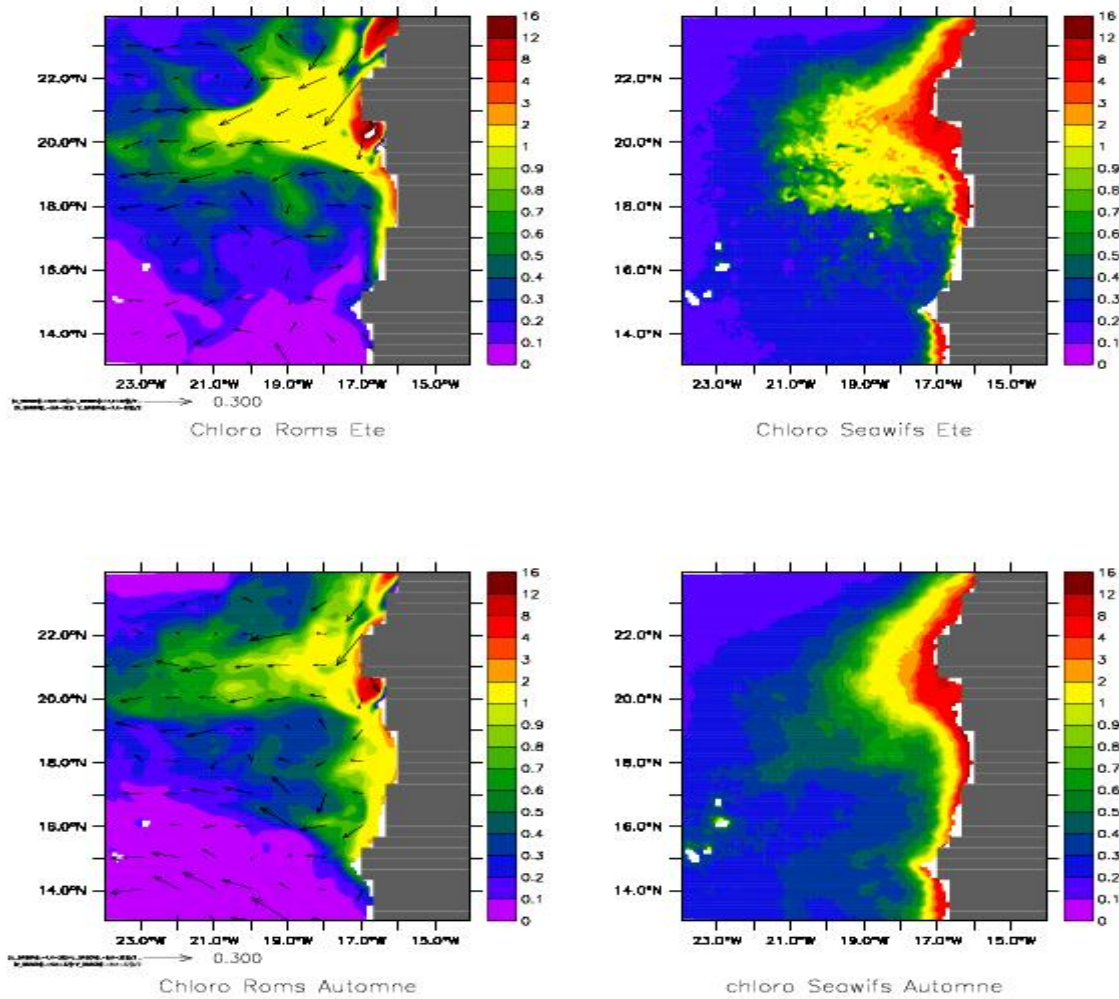


Figure 3.12 : cycle saisonnier de chlorophylle de surface (mgChla/m<sup>3</sup>) : observations de chlorophylle dérivées de SeaWiFS (gauche) et chlorophylle fournie par ROMS (droite) pour 2 années de simulation durant l'été et l'automne : vecteur courant en noir

Cette augmentation s'explique par le fait qu'au printemps les courants sont plus forts, l'upwelling est plus intense temporellement et spatialement (Figures 3.3 et 3.5), ce qui a pour effet d'augmenter l'enrichissement en nitrate de la couche euphotique. Les maxima de chlorophylle restent localisés le long de la côte, dans la zone du Cap Blanc. Ils correspondent à des filaments se développant en face des Caps (Hagen et al., 1996; Basterretxea et al., 2002; Pelegri et al., 2005). En outre, la bande de maximum de chlorophylle s'élargit considérablement du nord au sud. Au nord de 23°N les faibles concentrations de chlorophylle simulées en hiver disparaissent pour laisser place à des concentrations de  $\sim 8 \text{ mgChla/m}^3$  tandis qu'elles persistent entre 22-22.5°N.

En été, les concentrations en chlorophylle-a simulées montrent une diminution par rapport au printemps mais on note un fort contraste entre le nord et le sud le long de la côte. Au nord les concentrations simulées restent fortes et sont du même ordre de grandeur que celles simulées au printemps, avec notamment des concentrations relativement élevées ( $\sim 16 \text{ mgChla}/\text{m}^3$ ) dans la zone du Cap Blanc et au nord de  $22^\circ\text{N}$ .

Au sud de  $18^\circ\text{N}$ , les concentrations en chlorophylle simulées sont nettement inférieures à celles du printemps. Cette diminution est bien visible dans les observations satellitales où les concentrations sont de l'ordre de  $2\text{-}4 \text{ mgChla}/\text{m}^3$  en été contre  $8 \text{ mgChla}/\text{m}^3$  au printemps. Ces faibles concentrations de chlorophylle en été sont liées à l'intensité minimale de l'upwelling à cette saison, lorsque les vents de sud-ouest sont dominants.

En automne, les résultats du modèle montrent pratiquement les mêmes caractéristiques spatiales que ceux simulés en été à quelques différences près. Les concentrations simulées le long de la côte sont du même ordre de grandeur que celle simulées en été, avec notamment des concentrations relativement élevées ( $12 \text{ mgChla}/\text{m}^3$ ) au nord, dans la zone du Cap Blanc. Au sud, les concentrations en chlorophylle simulées par le modèle sont supérieures à celles de l'été. En effet l'automne annonce le retour des vents de nord-est qui favorisent l'upwelling le long de la côte.

Le fonctionnement des deux zones biogéochimiques (zone au nord de  $18^\circ\text{N}$  et celle au sud de cette latitude, que je nommerai désormais respectivement zone nord et zone sud) diffère, et le contraste entre les zones est bien prononcé. La zone sud est fortement stratifiée en été, ce qui a pour effet de limiter l'enrichissement en nutriments de la couche euphotique et d'engendrer de faibles concentrations en chlorophylle. Ce constat est illustré dans la Figure 3.13 qui représente la chlorophylle le long de la côte. Lathuilière (2008) a retrouvé cette distribution méridienne de chlorophylle le long de la côte africaine en distinguant trois régions parmi lesquelles la région entre  $19^\circ\text{N}$  et  $24^\circ\text{N}$  nommée région inter-gyre et la région de la gyre de recirculation entre  $10^\circ\text{N}$  et  $19^\circ\text{N}$  appelée la région inter gyre (gyre tropicale). Ceci vient nous conforter dans le choix opéré sur nos deux zones qui font partie de ces deux régions ainsi nommées.

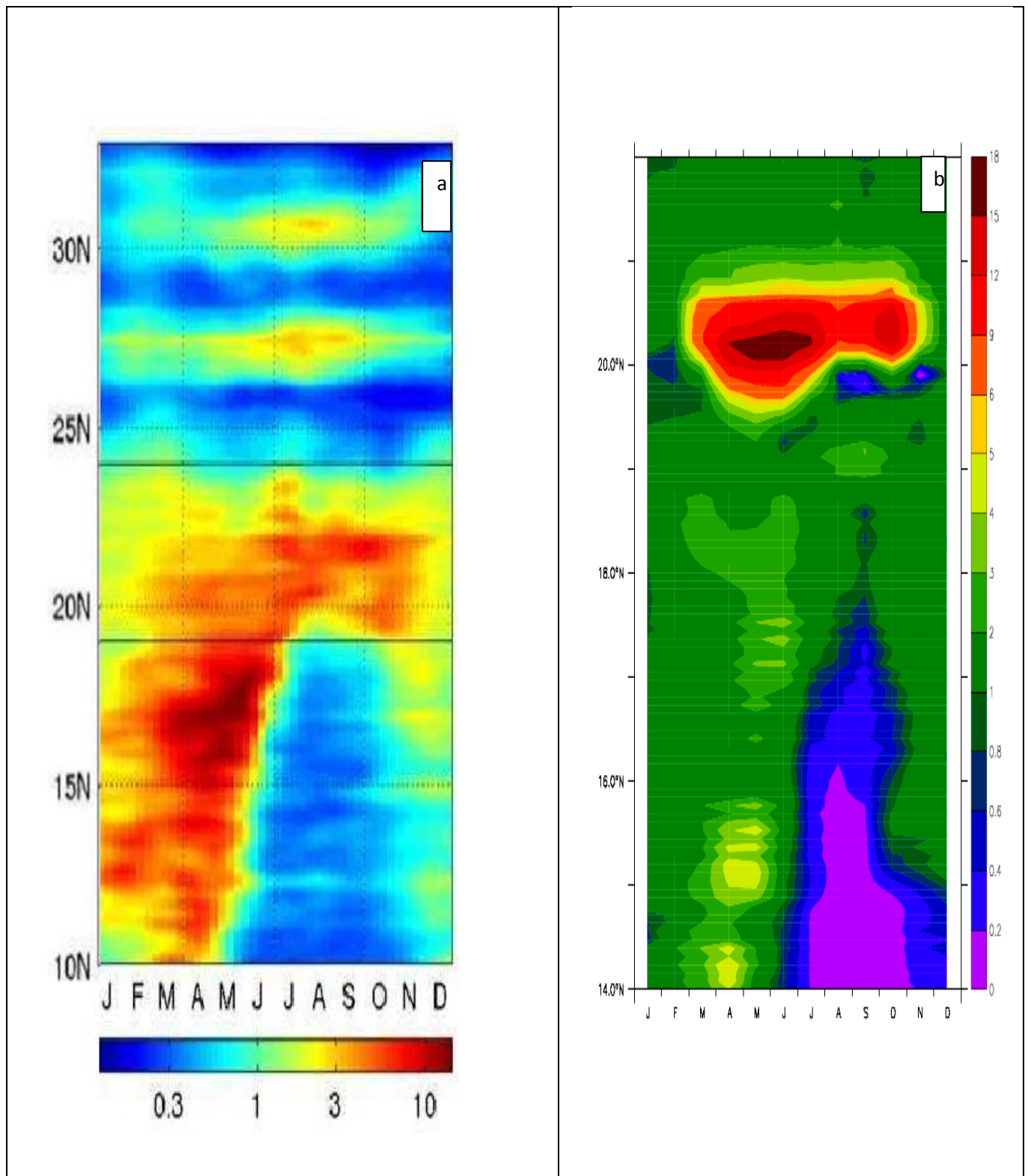
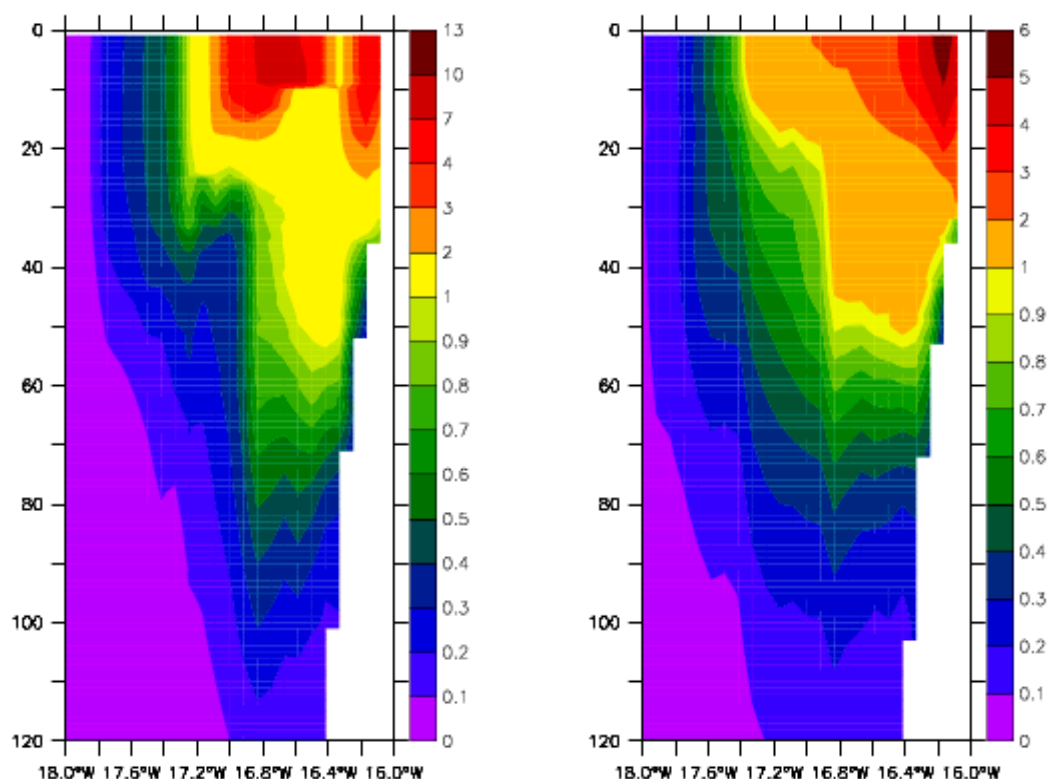


Figure 3.13 : distribution de chlorophylle (mgChla/m3) de surface le long de la côte : (a) figure de chlorophylle le long de la côte africaine (Lathuilière, 2008), (b) figure de chlorophylle sur 2 années de simulation fournie par le modèle.

La distribution verticale de la chlorophylle-a est analysée dans la figure 3.14, à travers deux sections verticales dans les deux principales zones en automne. Le choix de cette saison réside dans le fait qu'elle est au cœur de la période d'upwelling dans les deux régions et ainsi cela nous permettra d'avoir une estimation de la profondeur de la couche euphotique, lieu de l'activité biologique.



**Figure 3.14 : distribution verticale de la chlorophylle ( $\text{mgChla}/\text{m}^3$ ) sur 2 années de simulation : le long de la région inter-gyre (droite) et le long de la région de la gyre tropicale (gauche).**

Dans la zone nord, c'est-à-dire, la région inter gyre, le modèle simule un fort gradient côte/large dans les premières couches de la colonne d'eau 0-60 m. Les fortes concentrations  $\sim 13 \text{ mgChla}/\text{m}^3$  à la côte décroissent à mesure que l'on s'éloigne vers le large, pour devenir à  $18^\circ\text{W}$  au large inférieur à  $1 \text{ mgChla}/\text{m}^3$ . Dans la zone côtière, le maximum de la



chlorophylle est en surface, dans la couche 0-20m, jusqu'à 16.8°W soit 60km de la côte. À partir de 17.2°W les eaux de surface (0-20m) sont pauvres en chlorophylle, avec des concentrations modérées (0.1-0.5  $mgChla/m^3$ ).

Dans la zone sud, les concentrations en chlorophylle sont nettement inférieures à celles de la zone nord avec toujours le maximum à la côte. Ce maximum est toujours en surface (0-20m), avec des concentrations de 6  $mgChla/m^3$ . Le gradient côte/large est moins marqué surtout au delà de 17.4°W au large où la distribution de chlorophylle devient homogène, avec des concentrations inférieures à 0.6  $mgChla/m^3$ .

#### **4. Analyse des flux et production biologique**

L'analyse de la distribution de chlorophylle nous a permis de considérer deux zones : une zone nord d'upwelling permanent où les maximums de concentrations sont décelés, correspondant à la région de la gyre tropicale, et une zone sud soumise à une variation saisonnière de l'upwelling avec une distribution de chlorophylle fortement stratifiée, appartenant à la région inter gyre.

Dans ce qui suit nous allons considérer deux boîtes dans chacune des deux zones, le long de la côte, pour analyser les flux de masse et de nitrate intégrés entre 0-50m, 50m correspondant généralement à la profondeur de la couche euphotique, et terminé par un bilan récapitulatif de la matière biologique dans ces boîtes.

Les flux de masse et de nitrate dans une boîte sont d'abord la contribution des différents apports à travers les différentes faces de la boîte. Les faces Est des boîtes étant fermés, on ne prend pas en compte les échanges à travers cette face.

Les coordonnées exactes des boîtes sont :

Boîte sud : 14°N, 18°N, 18°W, 15°W

Boîte nord : 18°N, 22°N, 18°W, 15°W

La longitude 15°W a été choisi pour être sûr que la limite Est de la boîte est sur la terre afin de fermer les bilans.

L'évolution des quantités de masse (m), de nitrate (n) et de phytoplancton (p), dans les deux boîtes, est régie par les équations suivantes :



$dm/dt = \text{flux aux frontières(masse)} \quad (\text{bilan fermé})$

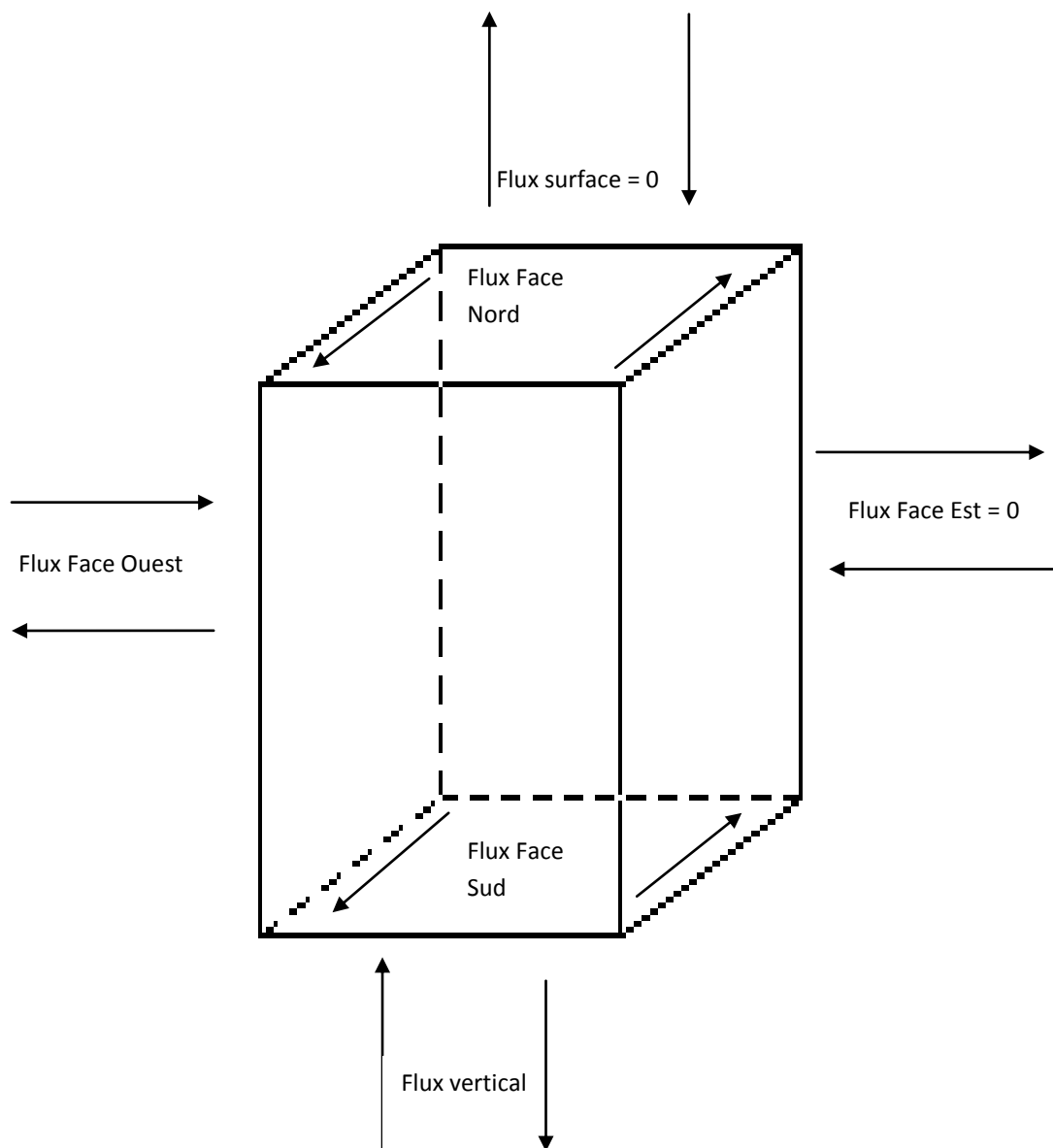
$dn/dt = \text{flux aux frontières(nitrate)} + S(n) - P(n)$

$dp/dt = \text{flux aux frontières(phyto)} + S(p) - P(p)$

Les termes de cette équation sont :

Flux aux frontières = flux face nord + flux face sud + flux face ouest + flux vertical. Le terme désigne le flux total entrant dans la boîte issu des différentes faces

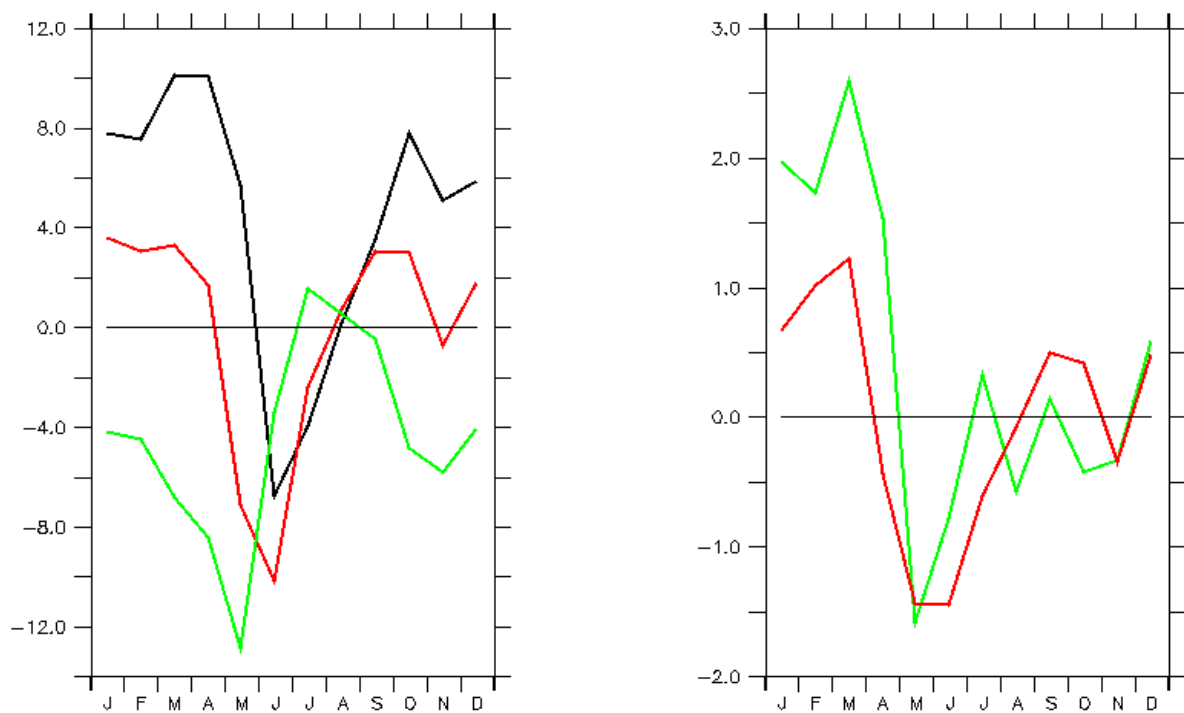
S et P, est respectivement les termes source et puits dus à l'activité biologique



**Figure 4.1 schéma conceptuel d'une boîte de la zone : représentation des flux entrant et sortant entre les différentes faces**

#### 4.1. Flux de matière et réseau trophique

##### Zone d'upwelling de la gyre tropicale (zone Sud)



**Figure 4.2 :** Gauche : évolution de la quantité de nitrate (kmol/s) : flux de nitrate (noire), dérivée de la concentration de nitrate (rouge), terme source-puits (vert). Droite : assimilation du nitrate par le phytoplancton (vert), dérivée de la concentration de phytoplancton (rouge)

Dans la zone de la gyre tropicale, les cycles de variation de la quantité de nitrate et de la quantité de phytoplancton sont en phase avec le cycle du flux advectif de nitrate.

Le flux advectif de nitrate est important en hiver/printemps (janvier, février, mars/avril, mai, juin) avec un pic principal de 10kmol/s en mars-avril, engendrant ainsi des concentrations de nitrate et de phytoplancton donc de chlorophylle-a (La chlorophylle-a est dérivée de la concentration de phytoplancton en utilisant le rapport Carbone/Chlorophylle constant de 50) élevées en hiver mais qui diminuent au printemps. Cette diminution du taux de nitrate est intensifiée par les puits de nitrate avec un maximum au mois de mai entraînant des minimums de nitrate et de chlorophylle en mai-juin. L'assimilation du nitrate par le phytoplancton est intéressante durant tout l'hiver avec un pic de 2.75mmolN/m<sup>2</sup>/jr en mars. Les fortes concentrations de nitrate durant cette saison favorisent ainsi le développement du phytoplancton. En début de printemps cette assimilation diminue et atteint moins de 1mmolN/m<sup>2</sup>/jr en avril. Elle est inexistante dans la boîte en fin de saison.

Durant la période estivale (juillet, août, septembre) le flux advectif de nitrate est négatif, du nitrate sort de la boîte et les quantités de nitrate et de chlorophylle diminuent fortement. On a une source de nitrate de moins de 2kmol/s qui permet une petite assimilation par le phytoplancton inférieure à 0.5mmolN/m<sup>2</sup>/jr.

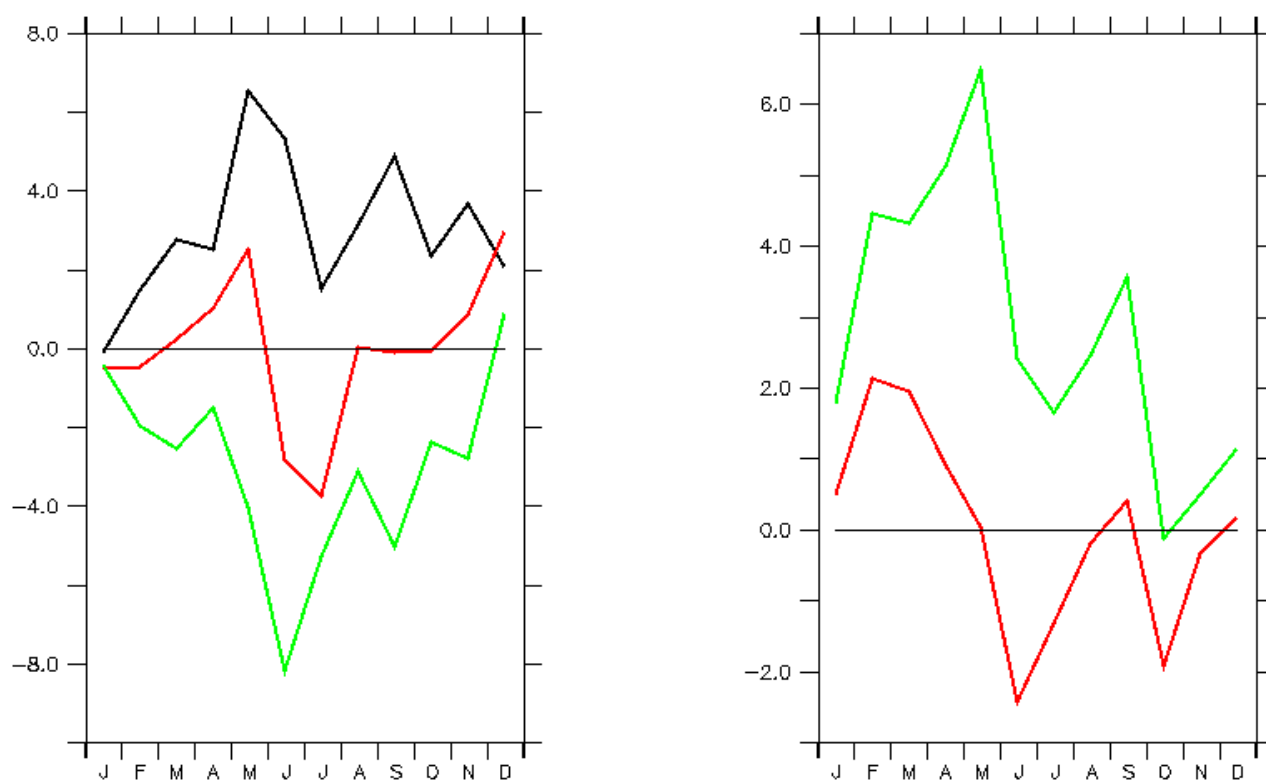
En automne (octobre, novembre, décembre), du nitrate rentre dans la boîte par les flux advectifs, les quantités de nitrate et de chlorophylle sont en hausses même si une diminution est enregistrée au mois de novembre. Cette diminution est l'œuvre des puits de nitrate présents avec un pic en novembre. Du nitrate est assimilée par le phytoplancton à partir du mois de décembre. Cette assimilation reste faible avec moins de 1mmolN/m<sup>2</sup>/jr.

### **Zone d'upwelling de la région intergyre (zone Nord)**

Dans la zone de la région inter-gyre les variations des quantités de nitrate et de chlorophylle sont moins corrélées avec le cycle des flux advectifs de nitrate que dans la zone de la gyre tropicale.

En hiver/printemps, la quantité de nitrate augmente avec l'enrichissement par les flux advectifs. Le maximum de 7kmol/s correspond à celui de la concentration de nitrate au mois de mai. La quantité de phytoplancton est aussi importante, le maximum de concentration intervient cependant en hiver en février. Au printemps on a une chute drastique de la concentration de nitrate et de phytoplancton, elle est intensifiée au mois de juin par les puits de nitrate. Les quantités de nitrate assimilées par le phytoplancton sont aussi intéressantes. Un pic de 5mmolN/m<sup>2</sup>/jr est assimilé en hiver au mois de février, mais le maximum d'assimilation intervient au printemps avec une quantité de 7.5mmolN/m<sup>2</sup>/jr au mois de mai.

En été, l'enrichissement par les flux est très réduit au début de la saison (moins de 2kmol/s en juillet) et les quantités de nitrate et de chlorophylle sont largement décroissantes. Cette baisse de l'enrichissement influe sur la croissance du phytoplancton, ainsi moins de 2mmolN/m<sup>2</sup>/jr sont assimilées en juillet. A la fin de la saison estivale, on observe une reprise de l'enrichissement en nitrate qui stabilise la quantité de nitrate dans la boîte et permet une augmentation de la concentration de chlorophylle en septembre qui se manifeste par une quantité de plus de 3mmolN/m<sup>2</sup>/jr assimilée.



**Figure 4.3.** Gauche : évolution de la quantité de nitrate : flux de nitrate (noire), dérivée de la concentration de nitrate (rouge), terme source-puits (vert). Droite : assimilation du nitrate par le phytoplancton (vert), dérivée de la concentration de phytoplancton (rouge)

En début d'automne, un second minimum de chlorophylle est observé en octobre consécutif à une réduction des flux advectifs de nitrate alors que la quantité de nitrate est plutôt stable. Le phytoplancton est à un stade de développement très ralenti, on n'a presque pas d'assimilation dans la boîte. Dans le reste de la saison, l'enrichissement est assuré, les quantités de nitrate et de chlorophylle augmentent. Cependant la croissance du phytoplancton est réduite avec un peu plus de  $1\text{mmolN/m}^2/\text{jr}$  assimilé. Cette saison est ainsi la moins productive biologiquement comparée aux autres.

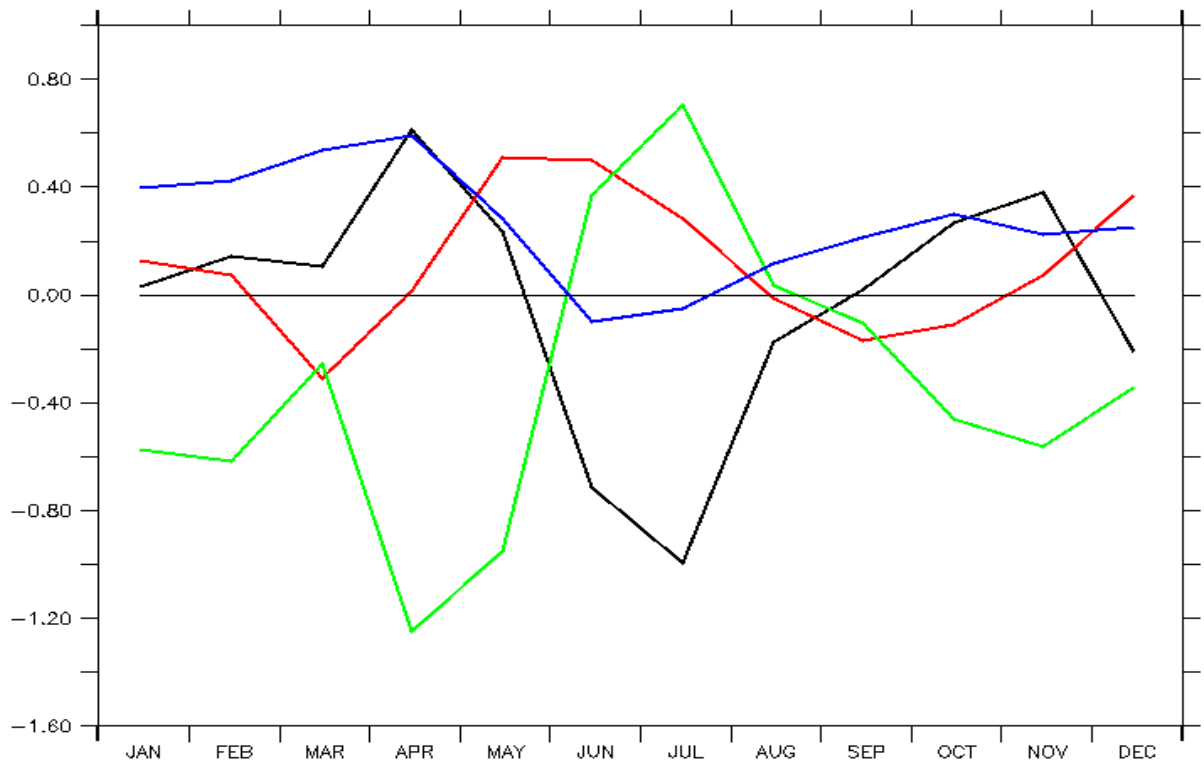
Ainsi les variations des quantités de nitrate et de chlorophylle dans la boîte sont essentiellement liées à l'enrichissement par les flux advectifs de nitrate qui assurent le développement de la communauté phytoplanctonique. Ces flux de nitrate sont le résultat de la contribution des différents apports des faces de chacune des deux boîtes.

#### **4.2. Flux de masse et flux de nitrate**

Les flux de nitrate à travers les différentes faces des boîtes sont le résultat de l'enrichissement dans les deux régions. Ainsi pour mieux comprendre cet enrichissement qui à la base du développement phytoplanctonique, on est amené à bien comprendre les différents apports qui influent sur la rentrée de nitrate. Ces apports en nitrate sont eux même strictement liés aux flux de masse.

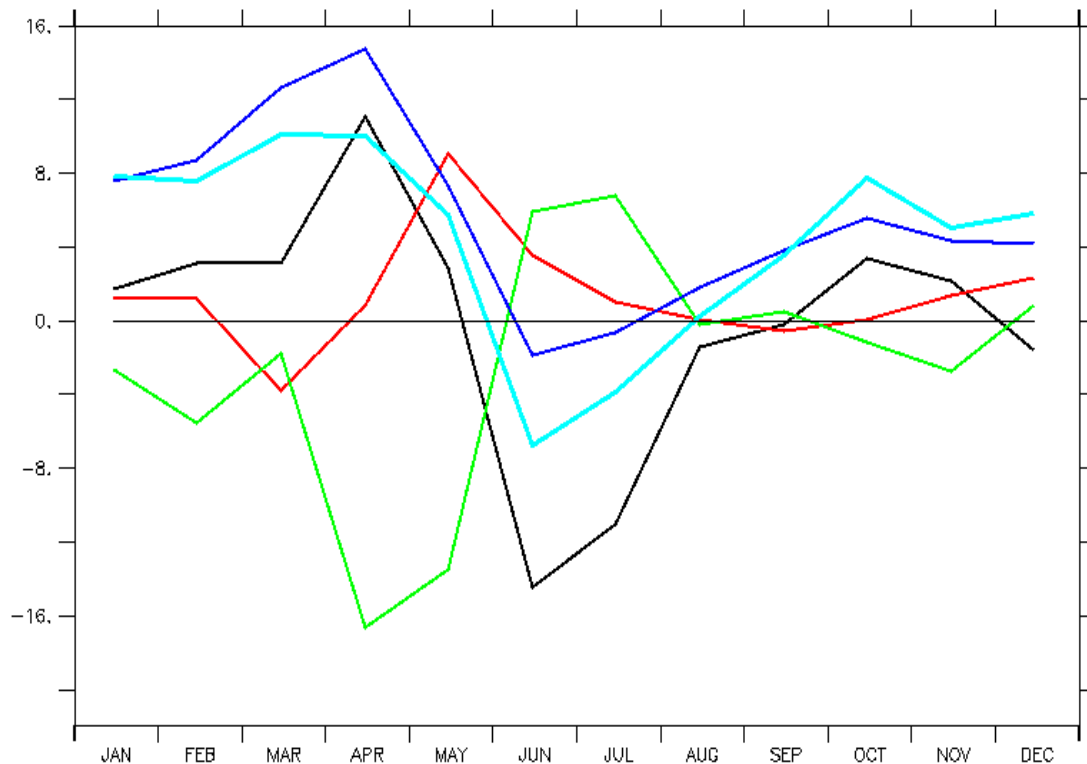
#### **Zone d'upwelling de la gyre tropicale (zone Sud)**

Les Figures 4.2 et 4.3 présentent les flux de masse et de nitrate le long de la côte au niveau de la région de la gyre de tropicale.



**Figure 4.4 : évolution temporelle des flux de masse (c) (Sv) intégrés sur la colonne d'eau 0-50m dans la région de la gyre tropicale. La courbe bleue représente le flux vertical, la verte la face ouest, la courbe noire la face nord et la courbe rouge la face sud**

En hiver/printemps, on a un upwelling (flux vertical) avec un pic principal de 0.6 Sv en Avril qui se traduit par un enrichissement de la boîte en nitrate avec un maximum de 15kmol/s. Cet upwelling est compensé par un transport de masse vers l'ouest qui exporte du nitrate de la boîte. Ce transport d'Ekman ainsi que cet export de nitrate atteignent leur maximum en avril avec respectivement 1.3Sv et 17kmol/s. Le flux méridien de masse entrant en hiver enrichit la boîte. La boîte perd du nitrate par la face sud et en gagne par la face nord à la fin et au début du printemps lorsqu'un transport lié au courant côtier entre par le Nord puis est suivi d'un flux sortant vers le sud. Les maxima de flux méridien entrant ont lieu au printemps : un pic de 0.65Sv et de 11kmol/s par le nord en avril et un autre de 0.5Sv et de 9kmol/s par le sud en mai. Ainsi l'enrichissement de la boîte en cette période est lié principalement par l'upwelling mais aussi de l'apport par la face nord.



**Figure 4.5 : évolution temporelle des flux de nitrate (kmol/s) intégrés sur la colonne d'eau 0-50m dans la région de la gyre tropicale. La courbe bleue foncée représente le flux vertical, la verte la face ouest, la courbe noire la face nord et la courbe rouge la face sud. La courbe bleue claire est la somme totale de ces différents flux**

En été le flux de masse vertical est négatif, on a donc un downwelling et du nitrate sort de la boîte. Les flux de masse et de nitrate sont essentiellement horizontaux : aux apports de masse et de nitrate par les faces ouest et sud sont associés à un important transport de masse (plus de  $1Sv$ ) et de nitrate ( $\sim 15 kmol/s$ ) vers le nord, opposé au courant côtier. Cet export important vers le nord associé au downwelling explique la perte de nitrate de la boîte en cette période. Cependant notons un début de reprise de l'upwelling à la fin de la saison qui enrichit la zone.

En automne l'upwelling qui avait repris en septembre, à la fin de l'été, atteint un pic de 0.3 Sv en octobre apportant 7 kmol/s de nitrate. Cet upwelling génère un transport d'Ekman qui fait perdre du nitrate à la boîte. Les apports des deux faces méridiennes sont aussi intéressants : deux transports importants de 0.4Sv par le nord et par le sud se suivent respectivement en novembre et en décembre mais avec des enrichissements de moins de 4kmol/s chacune. Ainsi l'upwelling qui représente le double des apports advectifs, assure principalement l'enrichissement en cette période.

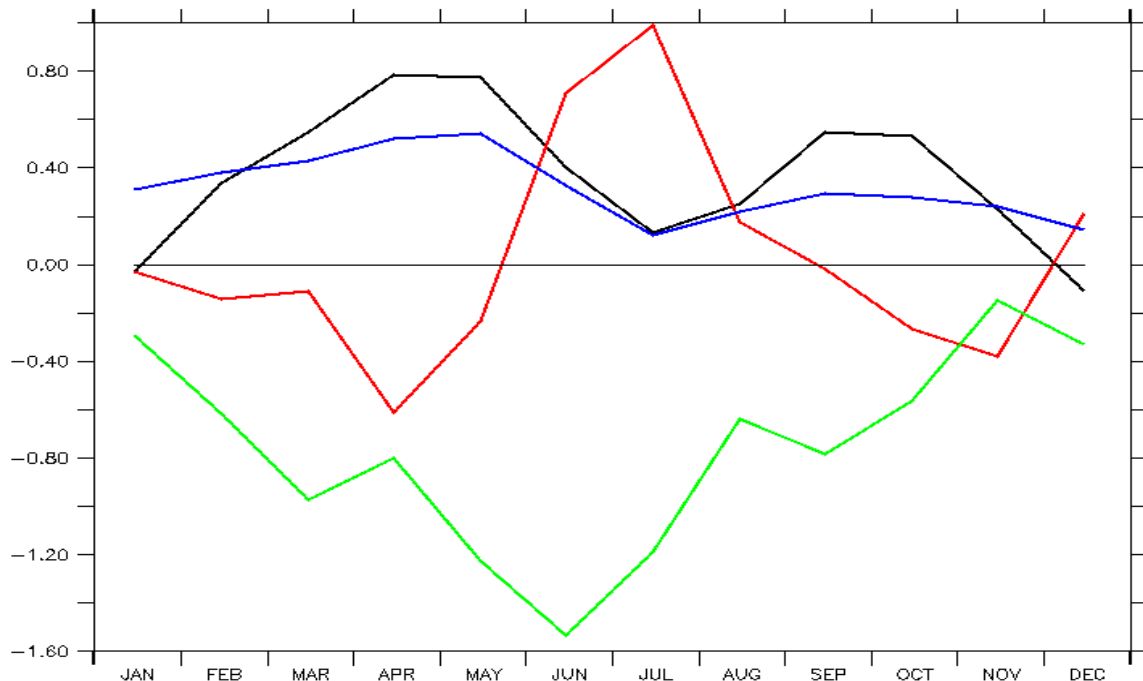
Ainsi donc en phase d'enrichissement l'upwelling et le transport à travers la face nord fournissent l'essentiel des nutriments à la zone. Par contre en phase d'appauvrissement le transport sortant par la face nord assure principalement la perte de nitrate de la boîte. L'effet du downwelling étant secondaire.

### **Zone d'upwelling de la région inter gyre (zone Nord)**

L'upwelling dans la région inter-gyre présente une structure permanente, le flux vertical de masse étant positif au cours de l'année. L'apport de masse à 50 mètres est important au printemps, à la fin de l'été et en automne avec un pic principal en mai (0.5 Sv). Deux pics secondaires sont trouvés en septembre et en novembre. Le minimum d'upwelling survient au milieu de la saison estivale en juillet (~ 0.1 Sv). Ce cycle de l'upwelling détermine celui du flux vertical de nitrate. Le maximum de nitrate entrant dans la boîte est de 14 kmol/s en mai et le minimum en juillet est de 3 kmol/s. Parallèlement le flux de masse de la face ouest de la boîte, induit par le transport d'Ekman, est aussi en permanence dirigé en sortie. Il compense l'upwelling. Son cycle montre un transport important vers l'ouest en début d'été, au mois de juin avec plus de 1.4 Sv et une perte de nitrate de la boîte estimée à plus de 18 kmol/s.

L'entrée de masse par le nord de la boîte est assez proche du cycle du flux vertical de masse et est bien répartie durant l'année.

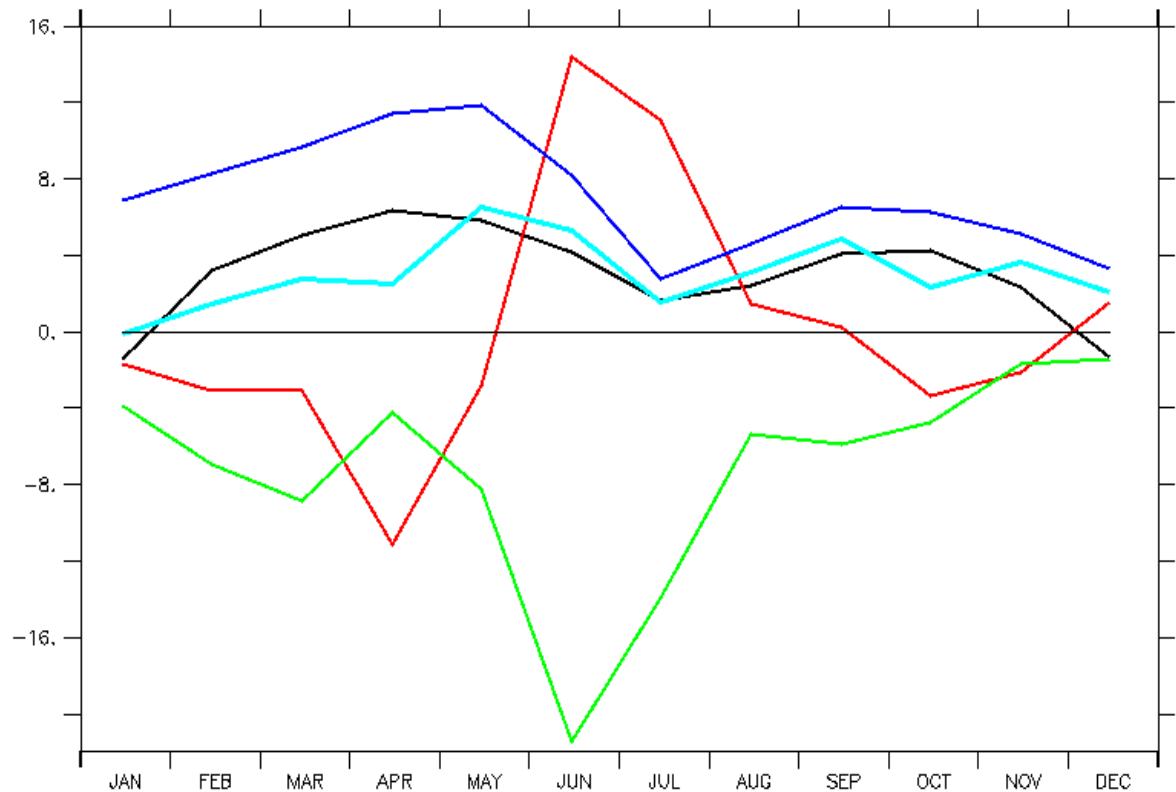




**Figure 4.6 : évolution temporelle des flux de masse (Sv) intégrés sur la colonne d'eau 0-50m dans la région de la gyre tropicale. La courbe bleu représente le flux vertical, la verte la face ouest, la courbe noire la face nord et la courbe rouge la face sud.**

On notera principalement un pic important au printemps de 0.8Sv et un pic secondaire en automne qui est presque la moitié du transport ( $\sim 0.4$  Sv) au printemps. Ces flux de masses apportent respectivement 6 kmol/s et 5 kmol/s de nitrate dans la boîte. On notera que la différence de ces deux flux de nitrate n'est que de 1 kmol/s alors que les flux de masse associé ont un écart de  $\sim 0.4$  Sv. Ceci montre la teneur limitée en nitrate des masses d'eaux du nord. Ainsi l'enrichissement en nitrate est assuré par l'upwelling. En effet en automne le flux de masse entrant par la face nord est supérieur à l'upwelling (0.8 Sv contre 0.5 Sv) alors que l'enrichissement de nitrate de la boîte par les apports verticaux est plus du double de l'apport de nitrate par la face nord (14 kmol/s contre 6 kmol/s). En été le minimum du transport de masse par le nord coïncide avec celui de l'upwelling et son apport de nitrate dans la boîte n'est que de 2 kmol/s. Le cycle du transport de masse par la face sud est aussi intéressant. Ce flux de masse sort de la boîte durant toute la période hiver-printemps. La boîte perd par le sud  $\sim 10$  kmol/s de nitrate avec un transport maximal de 0.6 Sv. Le maximum de masse entrant dans la boîte par la face sud intervient en été. Un transport de 1 Sv fait gagner à la boîte une

quantité de nitrate estimée à plus de 15 kmol/s. une valeur supérieure à l'apport de nitrate par le maximum d'upwelling. Le minimum de flux sortant par le sud a lieu en automne. Un transport de 0.4 Sv en novembre fait perdre à la boîte ~3.8 kmol/s.



**Figure 4.7 : évolution temporelle des flux de nitrate (kmol/s) intégrés sur la colonne d'eau 0-50m dans la région de la gyre tropicale. La courbe bleu représente le flux vertical, la verte la face ouest, la courbe noire la face nord et la courbe rouge la face sud. La courbe bleu claire est la somme totale ces différents flux**

Dans la zone intergyre, l'upwelling est donc le principal élément d'enrichissement de la zone. Les apports en nitrate liés à l'upwelling sont le double parfois même le triple des apports par la face nord. La réduction de cet enrichissement est surtout l'œuvre de la perte de masse par la face ouest associé à l'affaiblissement de l'upwelling en été malgré un apport important mais non suffisant de la face sud.

## 5. Synthèse et discussion

Au cours de ce travail on a pu établir, aussi bien dans la zone de la gyre tropicale (zone Sud) que dans la région inter gyre (zone Nord), une relation significative entre l'apport de nutriments et l'absorption de ces nitrates par le phytoplancton. Ceci veut dire que les apports de nitrate par advection dans la boîte ont une grande influence sur la production phytoplanctonique dans ces zones.

Cependant il faut noter que cette assimilation des nitrates par le phytoplancton est largement supérieure durant la saison froide c'est-à-dire la saison hiver/printemps. En effet dans la région de la gyre tropicale l'upwelling est actif en hiver/printemps, avec une intensité maximale au printemps. L'upwelling dure toute l'année dans la région inter gyre, avec une intensification en hiver-printemps et à la fin de l'été. En cette période, les flux de masse liés à l'upwelling et au courant côtier amènent des nitrates dans la zone, la boîte s'enrichit ce qui permet l'assimilation des nitrates par le phytoplancton et donc le développement de l'activité biologique.

En réalité, il convient de distinguer l'influence de l'upwelling sur la biologie en fonction des saisons dans les deux régions.

Les pics secondaires de matière absorbée par le phytoplancton en décembre dans la zone de la gyre tropicale, en septembre et en décembre pour la région inter gyre, périodes correspondant respectivement à la reprise et à l'accalmie de l'upwelling dans ces régions, assurent une entame de la production de matière biologique dans ces régions. Les flux advectifs de nitrate entrants dans ces boîtes durant ces périodes annoncent le succès d'une bonne croissance phytoplanctonique. Les pics principaux hivernal (mars) et printanier (mai) de matière assimilée observés, respectivement dans la zone nord et la zone sud, pendant les phases où l'upwelling est plus intense, durant lequel les conditions environnementales sont réunies, sont plus favorables à une meilleure croissance du phytoplancton. Ceci peut expliquer l'abondance du phytoplancton durant la saison froide.

Cependant on notera dans la zone Sud un décalage entre les apports des flux advectifs de nitrate et les pics d'absorption du phytoplancton. En effet en automne, période de reprise de l'upwelling, le pic important du flux de nitrate ( $8 \text{ kmol/s}$ ) intervient en octobre alors que le pic d'absorption (plus de  $0.5 \text{ mmolN/m}^2/\text{jr}$ ) a lieu en décembre. Un décalage d'un mois est noté

durant la période d'upwelling : le maximum d'enrichissement en nitrate a lieu en avril alors que le maximum d'absorption de nitrate est enregistré en mars. Pour expliquer cette productivité très élevée en période de fort upwelling, les auteurs avancent une alternance entre périodes où l'upwelling est intense et les périodes où il est relativement calme. Pendant les périodes calmes la stratification se développe et le phytoplancton se multiplie; et on assiste à chaque période d'accalmie à un bloom phytoplanctonique (Mann et al., 1991).

En effet Cushing (1990) remarque pour sa part que la production la plus importante se produit plutôt durant les périodes où l'intensité de l'upwelling est faible. Un upwelling bien développé crée en effet une circulation plus rapide et le temps de résidence dans la zone euphotique peut être trop court pour la croissance du phytoplancton et la consommation de tous les sels nutritifs. A un autre niveau, la stratification de la colonne d'eau permet au Phytoplancton d'exister en concentrations importantes, les larves de poissons pélagiques obtenant ainsi aisément leur nourriture. Le mélange dû à un vent fort, de la colonne d'eau peut éparpiller ces concentrations de phytoplancton et diminuer la disponibilité en nourriture à des degrés tels que la croissance et la survie des larves ne seraient plus possibles (SHARP, 1980).

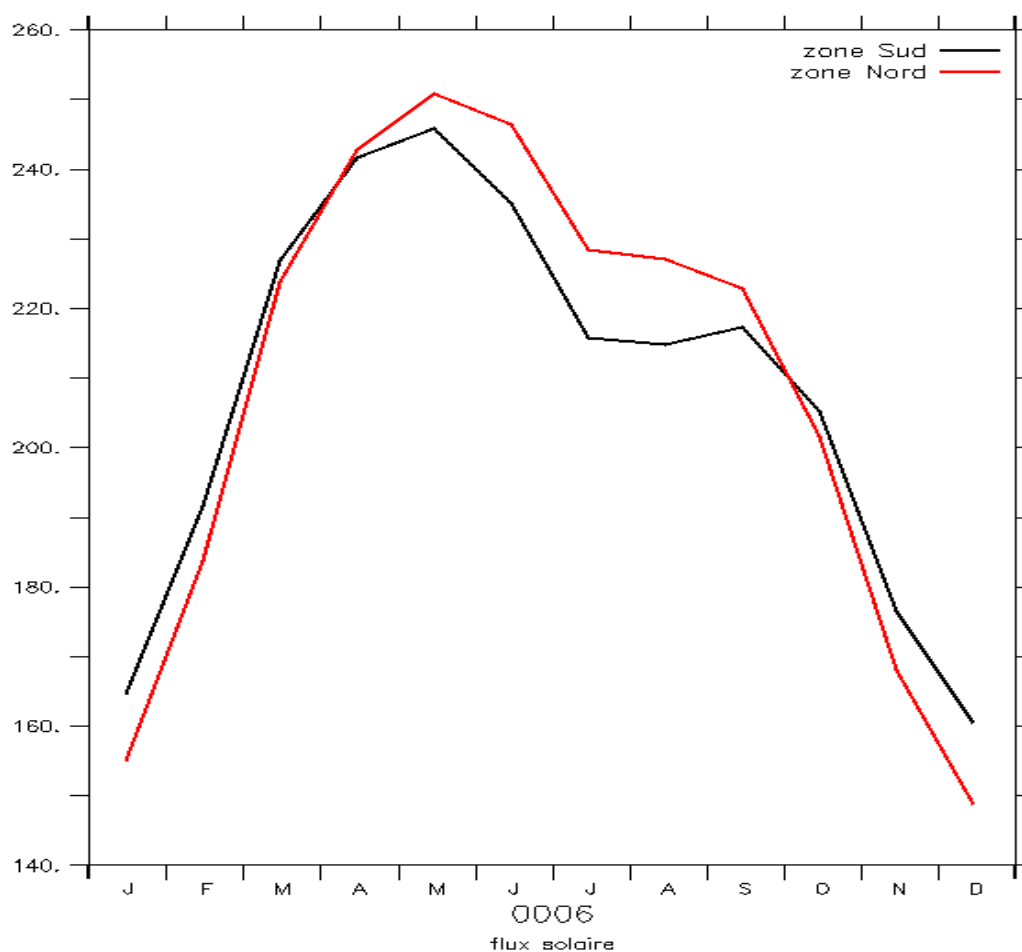
En revanche dans la zone nord, les flux de nitrate advectifs sont corrélés avec les maxima d'absorption. Notamment en mai où la forte absorption répond au fort enrichissement. Ceci avait été déjà décelé dans les cartes de chlorophylle où les maxima de concentration sont en automne.

Autrement dit l'upwelling sénégal-mauritanien est caractérisé par une production phytoplanctonique intense pendant les premiers six mois de l'année, et une période relativement calme, dans les trois derniers mois, pour la région Nord. Dans la région sud, la production biologique est importante durant les 4 premiers mois, dans les 6 mois qui suivent on arrive au minimum de production phytoplanctonique en passant par une absence totale de production, enfin la reprise du développement biologique survient au cours des 2 derniers mois.

La quantité de nitrate assimilée dans le Nord est largement supérieure à celle absorbée dans le sud. Le pic principal dans la région inter gyre est plus du double de celui de la gyre tropicale ( $6.5 \text{ mmolN/m}^2/\text{jr}$  contre  $2.75 \text{ mmolN/m}^2/\text{jr}$ ). Une différence de  $3.5 \text{ kmol/s}$  est notée entre les pics de flux advectif de nitrate. Ainsi la zone nord est caractérisée par des conditions hydro-climatiques plus favorables à la production primaire.

En fait une différence notable existe entre la nature des deux upwellings. Les eaux issues de l'upwelling de la zone sud sont constituées en majeure partie d'eaux centrales Sud atlantiques (SACW). Au nord, les eaux centrales Nord atlantiques constituent la principale source des

remontées d'eaux (Mittelstaedt, 1983). La teneur des sels nutritifs des SACW est nettement supérieure à celle des NACW (section 2.3.2, Figure 2.6). Le nitrate étant à la base de la production phytoplanctonique, on devait donc s'attendre à ce que la production de l'upwelling de la région de la gyre tropicale (zone Sud) soit supérieure à celle de la zone inter gyre (zone Nord).



**Figure 5 : évolution temporelle du flux solaire (ERA interim) (w/m²) : zone nord (rouge), zone sud (noire)**

L'élément limitant pour le développement de la biologie dans la zone sud serait la lumière qui est à la base de la production photosynthétique. Le maximum d'absorption du nitrate a lieu en hiver (mars) dans la zone sud, la figure montre que le flux solaire est moyen en cette période, il n'atteint son maximum qu'au printemps. Alors que le maximum d'absorption intervient en mai, en automne, période annonçant le début de la saison chaude, où la figure

montre un maximum de flux solaire en mai correspondant à celui de l'assimilation et supérieur à celui de la zone sud.

Dans la zone sud, l'appauvrissement de la zone en nitrate n'est pas l'œuvre du downwelling observé mais plutôt du flux de masse sortant de la face nord. En effet, en été, l'effet combinée de la remontée des alizés du nord et de l'arrivée des vents de sud-ouest dominants, tend à déplacer les masses d'eaux au Nord, donc à faire perdre du nitrate à la boîte par face nord. Néanmoins on a une petite source de phytoplancton, même si elle est modeste (moins de  $1\text{mmolN/m}^2/\text{jr}$ ), fruit de la reminéralisation par les détritiques. Cet apport permet le maintien de la biologie dans la région.

## 6. Conclusions et perspectives

L'objectif de ce stage était d'étudier la variabilité saisonnière de l'activité biologique dans l'upwelling sénégal-mauritanien. Pour ce faire nous avons procédé étape par étape en utilisant un modèle hydrodynamique et un modèle biogéochimique. Cela nous a permis de comprendre le fonctionnement du système sénégal-mauritanien.

L'utilisation conjointe de produits du satellite SeaWiFS, et de données du modèle biogéochimique nous a permis de comprendre la dynamique de fonctionnement du littoral sénégal-mauritanien. En effet le modèle simule de façon assez réaliste la distribution spatiale et temporelle du plancton, dont les principales caractéristiques peuvent être résumées comme suit :

- La zone d'upwelling au nord de  $18^\circ\text{N}$  est très dynamique avec de fortes concentrations de chlorophylle-a.
- La zone sud, très stratifiée en hiver et en été, présente des concentrations modérées de chlorophylle-a.
- Le gradient de chlorophylle entre la côte et le large est bien représenté dans le modèle.
- Les résultats des simulations montrent que la distribution de la chlorophylle est marquée par un cycle saisonnier fort, avec des maxima en hiver et au printemps, et de minima en été et en automne

L'analyse des processus biogéochimiques a montré que le réseau trophique, basé essentiellement sur le nitrate, montre que l'assimilation des nitrates par le phytoplancton est forte en saison froide. Dans la zone de la gyre tropicale (zone sud), la production est importante entre décembre et mars, en dehors de cette période on n'a peu, voire pas de

production du tout. Dans la zone de la gyre de recirculation (zone nord), la période productive est plus longue, elle va de septembre à mai où on a la croissance du phytoplancton est à son maximum. Dans tous les cas l'activité biologique est plus développée au moment où l'upwelling est le moins intense mais avec un décalage des maximums de production et de ceux d'upwelling.

La production phytoplanctonique est plus importante au nord qu'au sud même si on a l'opposé pour les teneurs en nitrate. La disponibilité en lumière en est le facteur déterminant. Au sud les maxima de production ont lieu dans la période où l'intensité lumineuse n'est pas suffisante pour une bonne croissance phytoplanctonique alors qu'au Nord les maxima de production biologique et lumineuse correspondent et le flux solaire y est plus intense.

Dans la suite il serait intéressant de regarder ces bilans et donc cette variabilité biologique dans le modèle parent. Une différence avec le modèle enfant pourrait renseigner sur l'activité méso-échelle. Une des questions est par exemple quel est le rôle des tourbillons dans les flux de nutriments? On pourrait également mieux quantifier les flux dans l'écosystème avec un calcul des flux de production, broutage, etc. En offline, une analyse de l'origine des eaux pourrait être faite. L'utilisation de l'outil Ariane (références de l'outil, par exemple : <http://stockage.univ-brest.fr/~grima/Ariane/>) pour l'étude de la profondeur des eaux upwélées, serait une bonne approche.

## Bibliographie

Bakun A., 1997. Radical interdecadal stock variability and the triad concept: a window of opportunity for fishery management science?. FAO, Rome, Italy. In press. In : T. J. Pitcher. P. J. B. Hart and D. Pauly (eds.). *Reinventing Fisheries Management*. Chapman and Hall. London.

Bakun A., 1996. Enrichment processes (enriching the “broth”): in *Ocean processes and marine population dynamics*. San Diego, California: University of California Sea Grant. pp. 43-56.

Barton, E. D., 1998: Eastern boundary of the north atlantic: Northwest Africa and Iberia. In *The Sea*, volume 11. John Wiley and Sons, Inc.

Basterretxea, G., E. Barton, P. Tett, P. Sangra, E. Navarro-Perez, et J. Aristegui (2002). Eddy and deep chlorophyll maximum response to wind-shear in the lee of gran canaria. *Deep-Sea Res.* I 49, 1087–1101.

Claustre, H., A. Morel, S. Hooker, M. Babin, D. Antoine, K. Oubelkheir, A. Bricaud, K. Leblanc, B. Qu’éguiner, et S. Maritorena (2002). Is desert dust making oligotrophic waters greener ? *Geophys. Res. Lett.* 29 (10), 107.

Carr, M.-E. et E. Kearns (2003). Production regimes in four eastern boundary current systems. *Deep Sea Res.* II 50, 3199–3221.

Cury, P. et C. Roy (1988). Migration saisonni`ere du thiof (*epinephelus aenus*) au senegal : influence des upwellings sénégalais et mauritanien. *Oceanol. acta* 11 (1), 25–36.

Duce, R. A., P. Liss, et e. a. Merrill, J.T. (1991). The atmospheric input of trace species to the world ocean. *Gl. Biogeochem. Cyc.* 5 (3), 193–259.

Fasham, M., H. Ducklow, and S. McKlevie (1990). A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *J. Mar. Res.* 48, 591-639.

Faye, S. (2008). Analyse du Cycle Saisonnier de la Circulation et du Bilan de Chaleur dans la couche de mélange au large des côtes sénégal-mauritaniennes. Master’thesis, UCAD, Dakar.

Fraga, F. (1974). Distribution des masses d’eau dans l’upwelling de Mauritanie. *Tethys* 6 (1-2), 5–10.

Fréon, P., 1988. Réponses et adaptation des stocks des clupéidés d’Afrique de l’ouest à la variabilité du milieu et de l’exploitation. Analyse et reflexion à partir de l’exemple du Sénégal. Edition de l’ORSTOM, coll. Etudes et Thèses, Paris. 287pp.

Guichard S., 1997. Evolution de l’environnement dans la zone de l’upwelling mauritanien pendant les derniers 236 000 ans ; le témoignage de l’écosystème benthique. Thèse de doctorat de l’université de Bordeaux I, spécialité : Océanographie – Paléo-Océanographie. P 3. P 37.



- Hagen, E., C. Züllicke, et R. Feistel (1996). Near-surface structures in the cape ghir filament off marocco. *Oceanol. acta* 19 (6), 577–598.
- Herbland, A. et B. Voituriez (1974). La production primaire dans l'upwelling de mauritanie. *Cah. O.R.S.T.O.M., ser. Oceanogr.* 12 (3), 187–201
- Kaufman, Y., I. Koren, L. Remer, D. Tanré, P. Ginoux, et S. Fan (2005). Dust transport and deposition observed from the terra-moderate resolution imaging spectroradiometer (modis) spacecraft over the atlantic ocean. *J. Geophys. Res.* 110, D10S12.
- Kone, V., E. Machu, P. Penven, V. Andersen, V. Garçon, P. Freon, and H. Demarcq (2005), Modeling the primary and secondary productions of the southern Benguela upwelling system: A comparative study through two biogeochemical models, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB4021, doi:10.1029/2004GB002427
- Lacroix, G. and P. Nival (1998). Inuence of meteorological variability on primary production dynamics in the Ligurian Sea (NW Mediterranean Sea) with a 1D hydrodynamic/biological model. *J. Mar. Syst.* 16, 23-50.
- Lathuilière, C. (2008). Echanges côtes-large et propriétés biogéochimiques dans les régions d'upwelling de bord Est. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Lauthuilière, C., Echevin, V., Lévy, M., 2008. Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest African coast. *Journal of Geophysical Research* 113, C05007. doi:[10.1029/2007JC004433](https://doi.org/10.1029/2007JC004433)
- 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
- Maigret, J., 1972. Campagne expérimentale de pêche des sardinelles et autres espèces pélagiques (juillet, 1970- octobre 19971). Tome I. Observation concernant l'océanographie et la biologie des espèces. *Soc. Centr. Equip. Territ. Intern.* ; mars 1972, 143
- Mann K H & J N. Lazier., 1991. Vertical Structure in Coastal Waters: Coastal Upwelling Regions : Dynamics of Marine Ecosystems. *Biological-Physical Interaction in the Oceans*. Blackwell Scientific Publications. pp. 109-432.
- Marchesiello, P., J. McWilliams, and A. Shchepetkin (2001). Open boundary condition for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling* 3, 1-20.
- Mittelstaedt, E. (1991). The ocean boundary along the northwest african coast : Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Prog. Oceanog.* 26, 307–355.
- Neuer, S., M. Torres-Padron, M. Gelado-Caballero, M. Rueda, J. Hernandez-Brito, R. Davenport, et G. Wefer (2004). Dust deposition pules to the eastern subtropical north atlantic gyre : Does ocean's biogeochemistry respond ? *Gl. Biogeochem. Cycles* 18, GB4020

Oschlies, A. and V. Garçon (1999). An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic 1. Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics. *Global Biog. Cycles* 13 (1), 135-160

Ould Dedah S., 1993. Wind surface water temperature, surface salinity and pollution in the area of the Banc d'Arguin area (Mauritania). *Hydrobiologia* 258: 9-19

Pauly, D. et V. Christensen (1995). Primary production required to sustain global fisheries. *Nature* 374, 255–257.

Pelegrí, J., A. Marrero-Díaz, A. Ratsimandresy, A. Antoranz, J. Cisneros-Aguirre, C. Gordo, D. Grisolia, A. Hernandez-Guerra, I. Liaz, A. Martinez, G. Parilla, P. Perez-Rodriguez, A. Rodriguez-Santana, et P. Sangra (2005). Hydrographic cruises off northwest africa : the canary current and the cape ghir region. *J. Mar. Syst.* 54, 39–63

Roy. C., 1992. Réponse des stocks de poissons pélagiques à la dynamique des upwellings en Afrique de l'ouest : Analyse et modélisation : Orstom édition, Thèse 146p

Sanyo, 2002. Etude pour le plan d'aménagement des ressources halieutique en république Islamique de la Mauritanie Techno Marine, Inc. Sanyo Overseas Agro-Fisheries consultants CO. Ltd. Chapitre 1-9 : pages variables

SHARP (G.D.), 1980.- Report of the workshop on effects of environmental variation on survival of larval pelagic fishes. Workshop Report no 28 IOC, FAO pp 15-66.

Shchepetkin, A. and J. McWilliams (2003). A method for computing horizontal pressure-gradient force in an ocean model with a non-aligned vertical coordinate. *J. Geophys. Res.* 108 (C33090). doi:10.1029/2001C001047

Stramma, L., 1984: Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical north atlantic. *J. Mar. Res.*, 42, 537–558.

Stramma, L., S. H. H. et J. Schafstall (2005). Water masses and currents in the upper tropical northeast atlantic off northwest africa. *J. Geophys. Res.* 110, C12006.

Tian, R., A. Vézina, L. Legendre, R. Igram, B. Klein, T. Packard, S. Roy, C. Savenkovoff, 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.

Tomczak, M. (1981). An analysis of mixing in the frontal zone of south and north atlantic central water off north-west africa. *Prg. Oceanog.* 10, 173–192.

Young B, R Harris, J Alheit, G Beaugrand, N Mantua, L Shannon., 2004. Detecting regime shifts in the ocean: data considerations. Elsevier Ltd. All rights reserved. pp. 144-164.

Zenk, W., B. Klein, et M. Schröder (1991). Cape verde frontal zone. *Deep-Sea Research* 38 (I), S505–S530