



HAL
open science

Distribution des paramètres du carbone et du flux de CO₂ à l'interface air-mer dans l'Est de l'Atlantique tropical

Kouakou Urbain Koffi

► **To cite this version:**

Kouakou Urbain Koffi. Distribution des paramètres du carbone et du flux de CO₂ à l'interface air-mer dans l'Est de l'Atlantique tropical. Sciences de l'environnement. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2011. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00945786⟩

HAL Id: tel-00945786

<https://theses.hal.science/tel-00945786v1>

Submitted on 13 Feb 2014

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.



HAL Authorization

UNIVERSITE DE COCODY ABIDJAN
(COTE D'IVOIRE)



UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE
(FRANCE)



THESE DE DOCTORAT DES UNIVERSITES DE COCODY-ABIDJAN ET PIERRE et MARIE CURIE (PARIS 6)

Spécialité

Océanographie, Météorologie et Environnement

Présentée par :

Kouakou Urbain KOFFI

Pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE COCODY ET DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

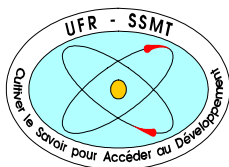
**Distribution des paramètres du carbone et du flux de CO₂
à l'interface air – mer dans l'Est de l'Atlantique tropical**

Soutenue le 28 septembre 2011

Devant le jury composé de :

M. ASSAMOI Paul
M. CARDINAL Damien
M. BOURLES Bernard
M. YAO Benjamin
Mme LEFEVRE Nathalie
M. AMAN Angora
M. KOUADIO Georges
Mme BOUTIN Jacqueline

Président du jury (Université Cocody-Abidjan)
Président du jury (Université Pierre et Marie CURIE)
Rapporteur (IRD/ Université Paul SABATIER)
Rapporteur (INPHB de Yamoussoukro)
Examinatrice (IRD/ Université Pierre et Marie CURIE)
Examineur (Université Cocody-Abidjan)
Directeur de thèse (Université Cocody-Abidjan)
Directrice de thèse (Université Pierre et Marie CURIE)



REMERCIEMENTS

Toute ma reconnaissance au Professeur Paul ASSAMOÏ, Directeur du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de Mécanique des Fluides (LAPA-MF) pour avoir bénéficié de ses conseils.

Toute ma gratitude au Professeur Georges KOUADIO, mon directeur de thèse, qui a conduit mes premiers pas dans la recherche depuis le DEA jusqu'à la thèse.

Je remercie les Directeurs de recherche Jacqueline BOUTIN et Nathalie LEFEVRE de m'avoir accueilli si gentiment au LOCEAN et pour m'avoir encadré et aidé sans relâche à surmonter mes difficultés, pendant cette thèse en cotutelle. Je leur dit un grand merci pour leur disponibilité à répondre à toutes mes questions et leurs remarques pour l'amélioration de ce document.

Toute ma reconnaissance au Docteur Nicolas METZL, pionnier de ce travail, responsable initial du maillon carbone océanique à l'ex Laboratoire de Biogéochimie et Chimie Marine et actuellement responsable de l'équipe du carbone dans les zones océaniques du pacifique et de l'austral au LOCEAN. Il a par ses remarques pertinentes contribué à surmonter les difficultés d'orientation et de choix pour circonscrire ce travail.

Je tiens à remercier toute l'équipe réseau du LOCEAN pour l'aide technique apportée tout au long de mes séjours à Paris. Un grand merci à MEHRAD pour m'avoir donné les rudiments nécessaires pour mon initiation à la connaissance de Matlab.

Je remercie le Département de Soutien et Formation de l'IRD qui m'a octroyé la bourse de thèse IRD pour la réalisation de ce travail de thèse en cotutelle.

Je tiens à remercier tous les enseignants du LAPA-MF qui m'ont aidé lorsque le besoin se faisait sentir pour des explications dans mes travaux.

J'adresse aussi ma reconnaissance à mon père M. KONAN Koffi, à ma mère YOBOUE Aya, à mes sœurs et frères qui m'ont toujours encouragé et apporté leurs aides nécessaires au cours de mes travaux de thèse.

Je n'oublie pas ma fiancée Eugénie ETTIEN pour son soutien psychologique et spirituel. Aussi, à Mme KOUADIO, voudrais –je exprimer toute ma gratitude pour avoir accepté que je devienne un membre de la maisonnée. C'est toujours avec ce sourire radieux qui vous donne envie d'être là, chez elle, à travailler avec son mari, mon Directeur de thèse, qu'elle me recevait.

A tous mes camarades du LAPA-MF, je leur dis grand merci de l'ambiance chaleureuse qui a régné lors des sollicitations pour des aides en informatiques ou des explications sur des sujets méconnus.

Enfin, je suis redevable à tous ceux qui de près ou de loin m'ont soutenu spirituellement et psychologiquement pour terminer ce travail.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	- 4 -
CHAPITRE 1 : CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE	- 8 -
1.1. Caractéristiques météorologiques et hydrologiques du Golfe de Guinée	- 8 -
1.1.1. Conditions météorologiques	- 8 -
1.1.2. Caractéristiques hydrologiques	- 10 -
1.1.2.1. Circulation océanique de surface et de subsurface	- 10 -
1.1.2.2. Upwellings côtiers et équatorial	- 13 -
1.1.2.3. Fleuves et rivières	- 16 -
1.2. Le cycle du carbone dans l'océan	- 20 -
1.2.1. Carbone inorganique dissous (DIC)	- 22 -
1.2.2. Alcalinité Totale (TA)	- 23 -
1.2.3. pH de l'eau de mer	- 23 -
1.3. Processus affectant la variabilité des paramètres de CO ₂ dans l'océan de surface-	24 -
1.3.1. Processus physiques	- 24 -
1.3.2. Processus Biologiques	- 25 -
1.3.3. Distribution de ΔpCO ₂	- 27 -
CHAPITRE 2 : DONNEES ET METHODES	- 29 -
2.1. Méthodes de mesures	- 29 -
2.1.1.1 Mesure de la salinité (SSS).....	- 30 -
2.1.1.2 Mesure de la température (SST)	- 31 -
2.1.2. Mesure de l'alcalinité totale (TA) et du carbone inorganique dissous (DIC)-	31 -
2.1.3. Détermination de la fugacité du CO ₂ océanique (fCO ₂).....	- 33 -
2.1.3.1. Mesure directe de fCO ₂	- 33 -
2.1.3.2. Calcul de fCO ₂ à partir de TA et DIC.....	- 34 -
2.1.4. Détermination du flux air-mer de CO ₂	- 35 -
2.1.5. Mesures Biologiques	- 39 -
2.2. Données complémentaires du carbone.....	- 39 -
2.3. Méthodes statistiques	- 42 -

2.3.1. Ecart-Type.....	- 42 -
2.3.2. Erreur quadratique moyenne	- 42 -
2.3.3. Biais moyen.....	- 43 -
2.3.4. Coefficient de détermination.....	- 43 -
CHAPITRE 3 : CONDITIONS HYDROLOGIQUES ET BIOGEOCHIMIQUES DURANT LES CAMPAGNES EGEE	- 44 -
3.1. Distribution des paramètres hydrologiques (Salinité et Température)	- 44 -
3.2. Distribution des paramètres biogéochimiques	- 49 -
3.2.1. Distribution des paramètres biologiques (sels nutritifs et fluorescence) en surface	- 49 -
3.2.1.1. Sels nutritifs	- 49 -
3.2.1.2. Fluorescence	- 50 -
3.2.1.3. Analyse des profils de fluorescence et de nitrates	- 51 -
3.2.2. Distribution des paramètres du carbone (TA et DIC).....	- 52 -
3.2.2.1. Facteurs de variabilité des paramètres du carbone (TA et DIC).....	- 54 -
3.3. Variabilité saisonnière des paramètres hydrologiques et du carbone	- 56 -
3.4. Variabilité interannuelle des paramètres hydrologiques et du carbone.....	- 59 -
3.4.1. Amplitude des variations interannuelles de l’upwelling équatorial	- 61 -
3.5. Distribution de fCO ₂ dans l’océan durant EGEE	- 67 -
CHAPITRE 4 : RELATIONS ENTRE LES PARAMETRES HYDROLOGIQUES ET LES PARAMETRES DU CARBONE DANS L’EST DE L’ATLANTIQUE TROPICAL	- 69 -
4. 1. Alcalinité et Salinité.....	- 69 -
4.1.1 Relation alcalinité et salinité	- 69 -
4.1.2. Validation de la relation TA-SSS.....	- 71 -
4.1.3. Cartes mensuelles (juin et septembre) d’alcalinité à partir des champs de salinité de surface.....	- 72 -
4.2. DIC-SSS-SST.....	- 74 -
4.2.1 Etablissement de la relation DIC-SSS-SST	- 74 -
4.2.2 Validation de la relation DIC-SSS-SST des campagnes EGEE.....	- 75 -
4.2.3. Variabilité temporelle du DIC dans l’Est de l’Atlantique tropical	- 78 -

4.3 Cartes mensuelles (juin et septembre) de DIC à partir de champs de SST et SSS- 80 -

CHAPITRE 5 : FLUX AIR-MER DE CO₂ DURANT LA PERIODE DE LA MOUSSON AFRICAINE.....	- 82 -
5.1. La fugacité de CO ₂ océanique (fCO ₂).....	- 82 -
5.1.1. Calcul de la fCO ₂	- 82 -
5.1.2. Cartes de la fugacité de CO ₂ océanique en juin et septembre.....	- 83 -
5.3.3. Evolution temporelle de fCO ₂ dans l’océan (fCO ₂)	- 85 -
5.4. Variabilité du flux air-mer de CO ₂ lors des campagnes EGEE	- 88 -
5.5. Extrapolation du flux air –mer de CO ₂ sur toute l’année.....	- 90 -
CONCLUSION ET PERSPECTIVES	- 95 -
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	- 99 -
LISTE DES FIGURES.....	- 110 -
LISTE DES TABLEAUX.....	- 114 -
LISTE DES ACRONYMES.....	- 115 -

INTRODUCTION GENERALE

La composition chimique de l'atmosphère en ses constituants majeurs est très stable. Mais il est apparu depuis le développement industriel que certains constituants chimiques en très faible teneur dans l'atmosphère, de l'ordre de la partie par millions (ppm), ont connu une variation sans précédent. Parmi eux, ceux qui ont la capacité de retenir les radiations réémises par la terre, dans le domaine de l'infrarouge, sont mis en cause. Leurs propriétés radiatives leur confèrent le nom de gaz à effet de serre. Le dioxyde de carbone (CO₂), en raison de son abondance prépondérante dans l'atmosphère, comparé à ses homologues (le méthane, l'ozone, le protoxyde d'azote, les chlorofluorocarbones, vapeur d'eau), est l'un des principaux gaz à effet de serre.

Les variations du dioxyde de carbone dans l'air de 1958 à 2007 ont été mesurées directement dans l'atmosphère, dans l'archipel d'Hawaï, aux Etats Unis. Elles ont mis en évidence un accroissement continu et rapide de la teneur dans l'air du CO₂ (Keeling and Whorf, 2005). Le niveau de CO₂ dans l'air n'était que de 280 ppm au début de la révolution industrielle (au milieu du 18^{ème} siècle, vers 1750). Les données fournies par les archives glaciaires sur l'histoire du climat des 800000 dernières années ont permis de se rendre compte que le taux d'accroissement rapide de la teneur en CO₂ atmosphérique depuis la révolution industrielle, est sans précédent (Jouzel et al, 2007). Les reconstructions précises des concentrations de CO₂ atmosphérique, à partir de la préservation des bulles d'air dans les carottes de glace réalisées au Dôme C (Antarctique), ont montré que le CO₂ atmosphérique a varié périodiquement au cours des 400000 dernières années, en fonction respectivement des cycles glaciaires et interglaciaires, entre 180 ppm et 280 ppm. Tous les 100 000 ans environ, un accroissement de 100 ppm de CO₂ atmosphérique était observé.

La présence dans l'air de dioxyde de carbone, à une teneur stable d'environ 280 ppm, a permis à la température moyenne du globe terrestre de se situer aux alentours de 15°C. Il apporte ainsi, en qualité de gaz à effet de serre, une contribution significative à l'effet de serre naturel, bien que le plus important gaz à effet de serre soit la vapeur d'eau. Sans la présence des gaz à effet de serre dans l'air, la température moyenne de la terre aurait été négative et égale à -18°C. Par contre, une augmentation rapide des concentrations des gaz à effet de serre dans l'atmosphère va conduire à un réchauffement du climat. La concentration atmosphérique de CO₂ a augmenté d'environ 35% depuis 1750 à nos jours. Sa valeur en 2009 était 386 ppm.

Cette augmentation de la teneur en CO₂ dans l'air est liée principalement à l'utilisation des combustibles fossiles (pétrole, charbon, et gaz) et au changement d'utilisation des sols

(pratiques culturelles, feux, déforestation massive, urbanisation). En 2008, ces deux sources fournissaient une émission totale de CO₂ de 9,9±0,9 GtC an⁻¹ avec une contribution respective de 8,7±0,5 GtC an⁻¹ pour les combustibles fossiles et de 1,2±0,7 GtC an⁻¹ au changement d'utilisation des sols. Les principaux puits de CO₂ sont la biosphère et l'océan. Les estimations faites par les modèles indiquent que le taux d'absorption de CO₂ pour la biosphère et l'océan est respectivement de 4,2±1,2 GtC an⁻¹ et de 2,3±0,4 GtC an⁻¹ pour l'année 2008 (Lé Quéré et al, 2009).

L'océan global joue un rôle majeur dans la régulation du CO₂ de l'atmosphère. En effet, environ le tiers des émissions de CO₂ dans l'atmosphère est absorbé par l'océan. Toutefois, selon les régions, l'océan se comporte comme une source de CO₂ ou comme un puits de CO₂. Ainsi, en moyenne, les régions des hautes latitudes agissent comme des puits de CO₂ et les régions tropicales comme des sources de CO₂.

Estimer les sources et puits de CO₂ est important pour la compréhension du rôle de l'océan face à l'accroissement du CO₂ atmosphérique. Les estimations récentes de l'absorption de CO₂ à partir des modèles océaniques montrent un accroissement du puits océanique de carbone entre 1959 et 2008 tandis que d'autres études suggèrent une diminution de la capacité de l'océan à absorber le dioxyde de carbone (Le Quéré et al., 2009; Metzl, 2009 ; Schuster et al, 2009 ; Metzl, 2010).

Les méthodes telles que les inversions océaniques, les inversions atmosphériques et les évaluations basées sur des observations océaniques s'accordent pour montrer qu'il y a une émission moyenne de CO₂ de l'ordre de 1,8 mmol m⁻² j⁻¹ dans les océans tropicaux (Denman et al, 2007), le Pacifique tropical étant la plus grande source du CO₂ pour l'atmosphère.

Dans ce contexte, il est fortement recommandé de maintenir des observations régulières de CO₂ aux échelles régionales pour une meilleure compréhension des facteurs induisant la variabilité des concentrations de CO₂ océanique et les flux air-mer de CO₂ (IOCCP, 2008; Doney et al, 2009) et de synthétiser ces observations afin de réduire les incertitudes sur le bilan global du carbone (Takahashi et al., 2009; Le Quéré et al., 2009).

Les flux air –mer de CO₂ estimés dans l'Atlantique tropical présentent une grande variabilité. Dans la bande latitudinale de l'Atlantique tropical (14°N–14°S), Gruber et al, (2009) à partir d'un modèle global de carbone ont obtenu un flux moyen de 0,31 mmol m⁻² j⁻¹ pour les années 90 et début des années 2000 avec des incertitudes de 0,20 mmol m⁻² j⁻¹. Des résultats semblables ont été obtenus par Baker et al, (2006) dans la période 1991–2000. Basée sur l'interpolation des observations de CO₂, la climatologie mensuelle établie par Takahashi

et al, (2009) prouve que cette région est une source de CO₂ pour l'atmosphère avec un flux moyen annuel de 0,26 mmol m⁻² j⁻¹.

Plusieurs campagnes ont été conduites dans cette région, fournissant des estimations du flux air –mer de CO₂. De 1982 à 1984, les campagnes FOCAL ont permis l'échantillonnage de l'Atlantique équatorial le long des radiales 4°W, 22°W et 35°W entre 5°N et 5°S en janvier –février et juillet –août (Andrié et al, 1986). Elles ont permis l'estimation d'un flux moyen de CO₂ de 0,05± 0,10 mmol m⁻² j⁻¹ en janvier –février 1983 et de 0,31±0,53 mmol m⁻² j⁻¹ en juillet –août 1983 le long de 4°W. Une année plus tard, les flux moyens obtenus étaient respectivement de 0,97±1,21 mmol m⁻² j⁻¹ en janvier –février 1984 et de 0,40±0,73 mmol m⁻² j⁻¹ en juillet –août 1984 le long de la même radiale. Ces résultats mettent en exergue la forte variabilité temporelle de cette zone. CITHER 1 en 1993, 10 ans après FOCAL, a permis à Oudot et al, (1995) d'évaluer l'évolution du flux de CO₂ sur l'Atlantique équatorial. Le flux moyen était plus élevé avec une valeur de 1,62±2,12 mmol m⁻² j⁻¹ en janvier –mars 1993 le long de 4°W avec une grande variabilité. Ainsi il n'existe pas de certitude sur l'accroissement de la source du CO₂ dans le temps. En juin 2006, le flux de CO₂ estimé dans l'Est de l'Atlantique tropical (10°S–6°N; 10°W–10°E) était de 2,39±2,41 mmol m⁻² j⁻¹ (Lefèvre, 2009).

Les valeurs élevées des incertitudes sur les estimations de flux air –mer de CO₂ pourraient être expliquées par le nombre réduit de mesures dans la zone et la forte dynamique naturelle de l'Est de l'Atlantique équatorial.

Notre travail de thèse s'inscrit de manière générale dans le cadre du programme Etude de la circulation océanique et de sa variabilité dans le Golfe de Guinée et dénommé EGEE (site internet: <http://www.ifremer.fr/ird/activites>) (Bourlès and Caniaux, 2004). Ce programme a pour but de comprendre les processus océaniques qui contribuent à contrôler l'évolution des paramètres au sein des couches supérieures océaniques et les interactions entre l'océan et l'atmosphère. EGEE est la composante océanique du programme international Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine (AMMA/site internet: <http://www.amma-international.org>) (Redelsperger et al, 2006). La motivation de ce programme réside dans la compréhension de la mousson en Afrique de l'ouest via l'analyse d'observations et de simulations numériques sur un large éventail des échelles d'espace (du km à plusieurs milliers de kms) et de temps (de l'intra-saisonnier à l'inter-décennal).

L'étude du cycle du carbone océanique est un projet associé au programme EGEE, un thème prioritaire dans le cadre des études climatiques réalisées au travers de programmes internationaux tels que Climat VARIability and Predicability (CLIVAR) et International

Geosphere and Biosphere Program (IGBP). Cette thèse s'inscrit aussi dans le cadre du projet européen CARBOOCEAN et du programme international SOLAS qui visent à mieux comprendre les processus responsables de la variabilité du CO₂ dans l'océan ainsi que le rôle de l'océan face à l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère.

L'objectif de ce travail est d'une part la compréhension de la variabilité des paramètres du carbone et l'estimation des flux air –mer de CO₂, et d'autre part l'étude des principaux processus induisant cette variabilité aux échelles saisonnière et interannuelle.

Ce mémoire de thèse est composé de cinq chapitres. Le premier chapitre est consacré au contexte général de la zone d'étude. Les conditions hydrologiques et biogéochimiques caractéristiques du Golfe de Guinée y sont décrites et un accent particulier est mis sur le cycle du carbone océanique. Le deuxième chapitre présente les données, les méthodes et outils utilisés pour la réalisation de cette étude. Le troisième chapitre porte sur l'analyse de la distribution des paramètres hydrologiques et biogéochimiques mesurés durant les campagnes EGEE, ainsi que sur leur variabilité aux échelles saisonnière et interannuelle durant la période de la mousson africaine. Le quatrième chapitre concerne la détermination de relations empiriques entre les paramètres hydrologiques et ceux du carbone d'une part et d'autre part de leur extension sur l'ensemble de l'Atlantique tropical Est. Le cinquième chapitre propose une détermination du flux air –mer de CO₂ à partir de la reconstruction de la fugacité de CO₂ océanique en utilisant des champs de salinité et de température de l'Atlantique tropical Est. Les flux air –mer de CO₂ à l'échelle de la zone du Golfe de Guinée sont calculés et comparés à d'autres estimations de ce flux réalisées dans la zone étudiée.

Un résumé des principaux résultats obtenus au cours de ce travail de thèse est fourni dans une conclusion avec les perspectives envisagées.

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE

La zone d'étude couvre le domaine océanique situé à l'Est de l'Atlantique tropical entre les bandes longitudinale 10°W-10°E et méridienne 10°N-10°S (Figure 1). Le Golfe de Guinée est une région importante car elle est une source majeure de chaleur du climat de la terre et joue un rôle dans la dynamique du système climatique au travers de la mousson ouest africaine (Redelsperger et al, 2001 ; Janicot et al, 2001). Les différentes conditions météorologiques, hydrologiques et biogéochimiques de l'Atlantique tropical Est sont développées dans ce chapitre pour mieux appréhender le contexte général de notre étude.

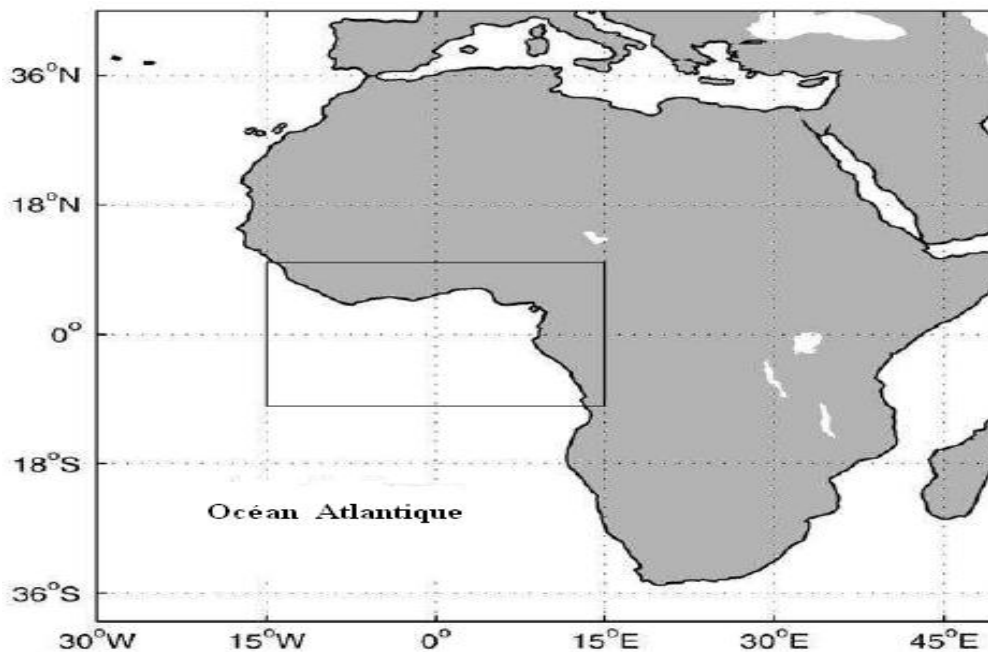


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude dans le rectangle dans l'océan Atlantique tropical.

1.1. Caractéristiques météorologiques et hydrologiques du Golfe de Guinée

1.1.1. Conditions météorologiques

Les conditions météorologiques dans l'Atlantique tropical Est sont largement dominées par la circulation atmosphérique des régions équatoriales avec quelques variantes dues aux caractéristiques particulières de la zone. Les régions équatoriales reçoivent le maximum de rayonnement solaire. Cela favorise l'existence d'une zone de basses pressions vers laquelle affluent les masses d'air des basses couches atmosphériques au niveau de l'équateur météorologique. Ces masses d'air s'élèvent vers le sommet de la troposphère, et circulent méridionalement vers le nord et vers le sud, avant de redescendre au niveau des anticyclones des Açores dans l'hémisphère nord et l'anticyclone de Saint Hélène dans l'hémisphère sud : ce sont les cellules de Hadley. L'air chaud et humide dans son mouvement ascendant au niveau de l'équateur météorologique libère de l'énergie et génère de fortes

précipitations par suite de l'importante activité convective atmosphérique. Sur le plan horizontal les vents du sud –est de l'hémisphère sud et du nord –est dans l'hémisphère nord (les alizés) générés par les deux anticyclones des moyennes latitudes convergent dans une zone appelée Zone de Convergence InterTropicale (ITCZ) ; les vents y sont faibles et les grains violents : c'est le fameux « pot au noir » tant redouté par les navigateurs. A la surface de la mer, la température y est maximale.

Cette circulation atmosphérique des régions tropicales présente une forte modulation saisonnière. L'alternance des saisons s'y manifeste par le parcours méridien de l'ITCZ et donc par le déplacement des zones de précipitations. Ainsi, dans les parties centrale et occidentale du bassin équatorial, les alizés de sud –est sont les plus intenses quand l'ITCZ est à sa position la plus septentrionale en juillet (10°N à l'ouest du bassin, 15°N à l'est), conjointement au déplacement vers le nord des anticyclones subtropicaux (Peterson et Stramma, 1991). Inversement, les alizés sont les plus faibles à l'équateur en janvier quand l'ITCZ est dans sa position la plus proche de l'équateur (0°N à l'ouest et 5°N à l'est)

(Figure 2).

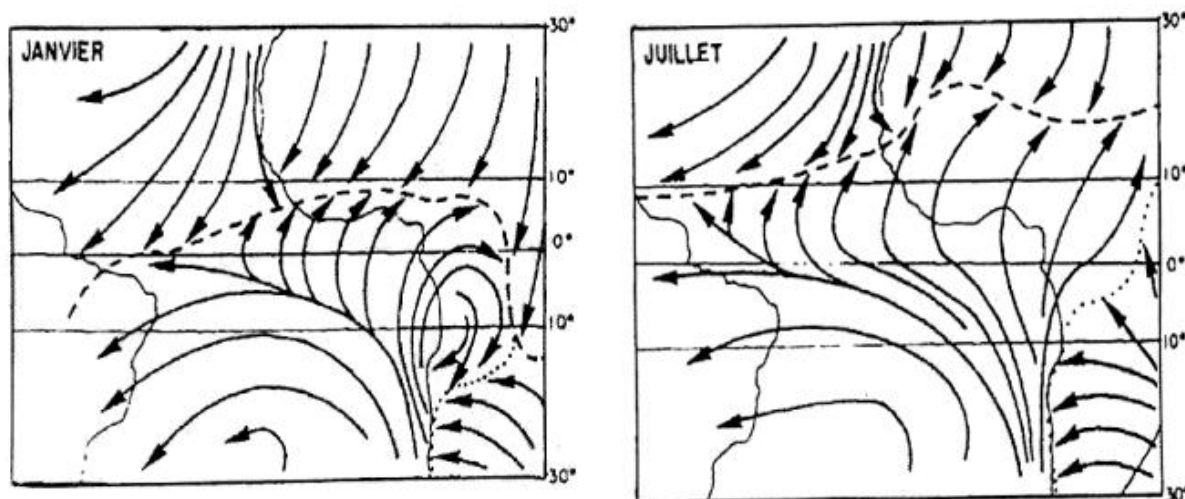


Figure 2 : Schéma de circulation atmosphérique moyenne de surface dans l'Atlantique équatorial, pour les mois de janvier (droite) et juillet (gauche). Les discontinuités météorologiques représentées sont l'ITCZ (en tirets) et la confluence interocéanique (pointillés) (Wauthy, 1983).

A basse altitude, en hiver boréal, la dépression thermique au sud du Sahara est très marquée. Elle engendre conjointement aux anticyclones des Açores et de St Hélène un fort flux du nord/ nord –est sur le continent africain : le flux d'Harmattan. Au printemps boréal, la dépression saharienne amorce sa remontée vers le nord. Les anticyclones se renforcent graduellement entre le printemps et l'été, ce qui a pour conséquence la mise en place du régime de mousson par le développement de flux du sud/ sud –ouest sur le Golfe de Guinée. Vers l'automne, la dépression saharienne redescend assez brutalement et la mousson africaine touche à sa fin. La circulation de la mousson est modulée à la fois par la convection humide

de l'ITCZ et par la convection sèche sur la zone saharienne. Dans l'Est du Golfe de Guinée, les alizés changent donc saisonnièrement de direction en été boréal pendant la mousson. Cette modification de flux est principalement liée aux contrastes thermiques existant entre le continent africain et les océans Atlantique et Indien et aux basses pressions régnant sur le continent africain. Elle est aussi conditionnée par une humidité relative conséquente qui renforce le gradient de pression terre –mer par dégagement de la chaleur latente. Ces régimes de vents conditionnent fortement la dynamique et la thermodynamique de la couche de surface de l'océan (Peter, 2007).

1.1.2. Caractéristiques hydrologiques

1.1.2.1. Circulation océanique de surface et de subsurface

Le système de courants marins au niveau de l'équateur est composé d'un ensemble de courants zonaux en surface et en subsurface (Figure 3). Les courants sont nommés d'après les acronymes en français couramment utilisés. Par contre les masses d'eau sont nommées selon leurs acronymes en anglais car leurs équivalents en français sont rarement utilisés.

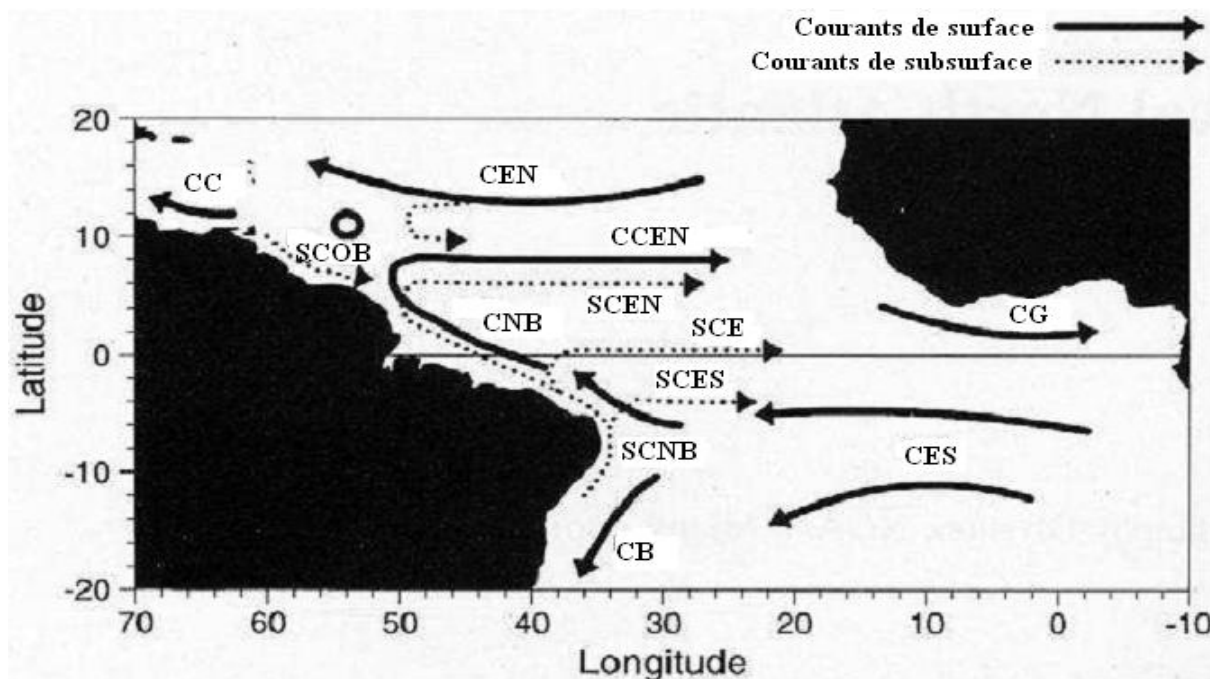


Figure 3: Représentation schématique des principaux courants de surface et subsurface (Bourlès et al, 1999). En surface : CC (Courant Caribéen), CEN (Courant Equatorial Nord), CCEN (Contre Courant Equatorial Nord), GC (Courant de Guinée), CES (Courant Equatorial Sud), CB (Courant du Brésil); en subsurface: SCOB (Sous Courant Ouest Brésilien), CNB (Courant Nord Brésilien), SCEN (Sous Courant Equatorial Nord), SCE (Sous Courant Equatorial), SCES (Sous Courant Equatorial Sud).

Le courant principal de surface dans l'Est de l'Atlantique tropical est le Courant Equatorial Sud (CES). Il est orienté d'est en ouest et s'étend de la surface à 100 m de profondeur environ. On le trouve entre 4°N et 15°–25°S selon la longitude et la période de

l'année. Il alimente au large du Brésil deux principaux courants: le Courant du Brésil (CB) orienté vers le sud et le Courant Nord Brésilien (CNB) vers le nord. En été et automne boréal, une partie du CNB subit une rétroflexion le long des côtes de l'Amérique du sud entre 6° N et 8° N (Wilson et al, 1994) et crée ainsi le Contre Courant Equatorial Nord (CCEN) dirigé vers l'est. Dans l'Est de l'Atlantique tropical, le CCEN se prolonge en partie sous la forme du Courant de Guinée (CG). Ce dernier est très variable en intensité et en épaisseur selon les saisons. De juillet à mars, le CG est relativement faible et assez irrégulier. Il a une vitesse comprise entre 0,4 et 0,5 nœud (1 nœud = 0,5 m s⁻¹) atteignant une profondeur de 10 à 15 m. Le mois d'octobre est une période de transition pendant laquelle le CG est quasi inexistant. D'avril à juillet, la couche superficielle d'eau chaude devient la plus épaisse et atteint 30 m puis diminue lorsque les remontées d'eaux froides de subsurface (ou upwellings) prennent naissance. Le CG subit des fluctuations analogues. Il s'épaissit notablement, sa limite inférieure pouvant atteindre la profondeur de 50 m en mai, et sa vitesse augmente et dépasse un nœud (0,5 ms⁻¹). L'augmentation de vitesse vers le large est très nette. C'est donc à cette saison que le CG est le mieux établi et le plus stable (Lemasson et al, 1973a).

Les principales masses d'eau de l'Atlantique tropical sont les Eaux Tropicales de Surface (ou Tropical Surface Water (TSW) en anglais), les Eaux Centrales (ou Central Water (CW) en anglais) et les Eaux Antarctiques Intermédiaires (ou Antarctic Intermediate Water (AAIW) en anglais). En se déplaçant vers le nord, ces masses d'eaux rencontrent les Eaux Profondes de l'Atlantique Nord (ou North Atlantic Deep Water (NADW) en anglais) en direction du sud entre 1200 et 4000 m de profondeur. Les TSW avec une température d'environ 27°C occupent la couche de mélange de l'Atlantique tropical (Stramma and Schott, 1999). La couche de mélange est définie comme la couche de surface de densité constante. Dans l'Est de l'Atlantique tropical, Elle est particulièrement peu profonde et son épaisseur varie entre 10 et 30 m (Peter et al, 2006).

Dans la thermocline, la température varie de 25°C à 15°C sur 50 m environ et l'isotherme 20°C représente la limite inférieure des TSW (Stramma and Schott, 1999). En dessous des TSW se trouvent les Eaux Centrales de l'Atlantique Sud (ou South Atlantic Central Water (SACW) en anglais) formées dans l'Atlantique subtropical.

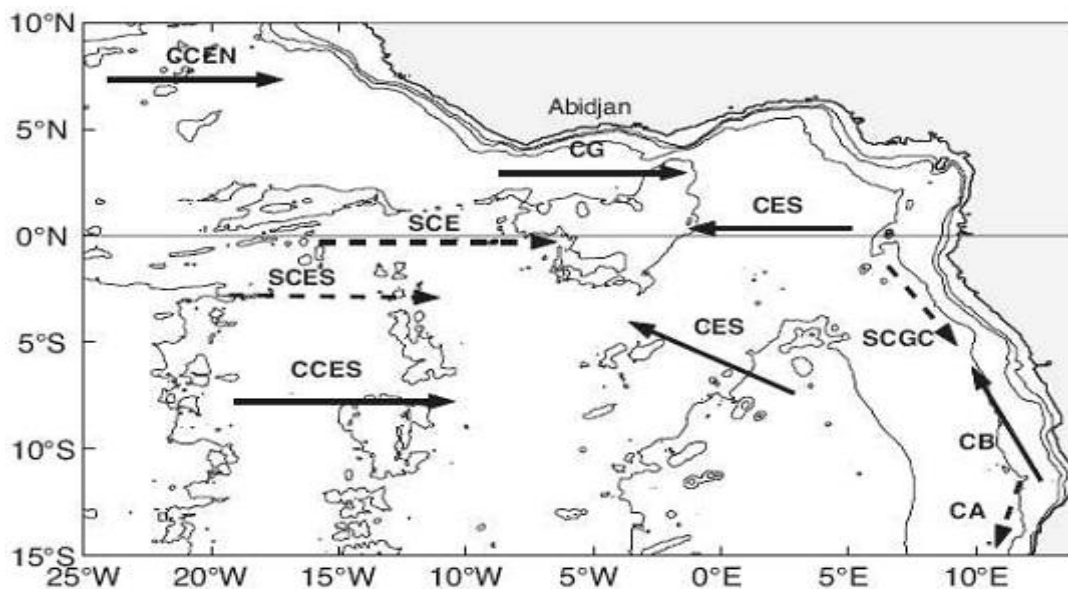


Figure 4 : Schéma de circulation superficielle et sub-superficielle dans l'est de l'Atlantique équatorial et le Golfe de Guinée. Courants de surface (flèches avec traits pleins) : Contre Courant Equatorial Nord (CCEN) ; Courant de Guinée (CG) ; Contre Courant Equatorial Sud (CCES) ; Courant Equatorial Sud (CES) ; Courant du Benguela (CB). Courants de subsurface (flèches avec traits tiretés) : Sous Courant Equatorial (SCE) ; Sous Courant Equatorial Sud (SCES) ; Sous Courant du Gabon-Congo (SCGC) ; Courant d'Angola (CA). (Bourlès and Caniaux, 2004)

La circulation océanique de subsurface a été décrite par différents auteurs (Metcalf and Stalcup, 1967 ; Hisard and Morlière, 1973; Morlière et al, 1974; Hisard et al, 1975; Düing et al, 1975; Wauthy, 1977; Voituriez, 1983; Peterson et Stramma, 1991; Wacongne et Piton, 1992). Une synthèse proposée dans une étude récente (Peter, 2007) fait ressortir les caractéristiques de la circulation océanique en subsurface.

En subsurface (Figure 4), à l'équateur, la circulation est essentiellement dominée par le Sous Courant Equatorial (SCE) qui s'écoule vers l'est à environ 100 m de profondeur et se situe dans le cœur de la thermocline à l'ouest du bassin, et dans le haut de la thermocline à l'est. Ce courant est alimenté principalement par des eaux originaires des régions subtropicales sud, chaudes, salées et riches en oxygène, via une recirculation du Sous-Courant Nord -Brésilien (SCNB), par ventilation de la thermocline. D'ouest en est, ce courant s'atténue sensiblement ; il remonte vers la surface et développe des méandres. Le vent injecte de la quantité de mouvement vers l'ouest dans la couche superficielle à l'équateur et crée ainsi un transport de masse d'eau vers l'ouest. Ces eaux s'accumulent au bord ouest et créent une zone de haute pression qui entraînent un flot barocline de subsurface, maintenu grâce au mélange vertical et aux échanges entre les couches océaniques. Des observations hydrologiques ont permis de montrer qu'il se prolonge au fond du Golfe de Guinée en se séparant en deux branches : l'une se dirige vers le nord en direction de la baie du Biafra, l'autre vers le sud le long des côtes du Gabon (Peter, 2007).

1.1.2.2. Upwellings côtiers et équatorial

La région de l'Atlantique équatorial Est limitée par les longitudes 10°W-10°E et les latitudes 10°N-10°S est soumise à des upwellings saisonniers. On distingue deux types d'upwelling dans cette province océanique. Un upwelling équatorial et deux upwellings côtiers. L'upwelling équatorial apparaît légèrement au sud de l'équateur. Les deux upwellings côtiers apparaissent respectivement aux frontières nord et au sud-est du Golfe de Guinée. Les mécanismes proposés pour expliquer les upwellings sont liés à l'action du vent. Cette action peut être locale ou lointaine pour les upwellings équatorial et du sud-est.

L'upwelling équatorial est localisé vers 1°S. Il fait son apparition à partir d'avril-mai où il est observé au sud de l'équateur suite à un renforcement des vents du sud (Voituriez, 1981a). Ces renforcements de vent du sud en été boréal, période pendant laquelle se manifeste la mousson africaine sur le continent peuvent expliquer la présence de la langue d'eau froide observée de juin jusqu'au début d'octobre au sud de l'équateur et aussi le renforcement du Courant de Guinée (CG) vers l'est (Wauthy, 1983). Il se crée alors un gradient nord-sud de température des eaux de surface (ou en anglais Sea Surface Temperature : SST ; cette abréviation sera utilisée dans la suite du texte) qui couvre la période de juin à décembre (Figure 5). Les valeurs élevées de la SST ($>25^{\circ}\text{C}$) sont localisées de l'équateur à 6°N tandis que les SST relativement faibles ($\leq 25^{\circ}\text{C}$) sont au sud de l'équateur (10°S-0°). Les SST climatologiques chutent et atteignent des valeurs de 23°C de juillet à août. En effet durant cette période l'upwelling s'intensifie et il se développe une langue d'eau froide depuis les côtes congolaises. Elle se propage vers l'ouest suivant l'équateur. Son ampleur entraîne la chute des SST. Après cette période, les eaux de surface océanique se réchauffent progressivement du nord vers le sud du bassin à la fin du mois de septembre. Cela est lié au retrait des upwellings côtier et équatorial. En l'absence d'upwelling, de janvier à mai, les SST climatologiques moyennes observées dans l'ensemble du bassin sont élevées et avoisinent 30°C.

Le mécanisme principal proposé pour expliquer l'upwelling équatorial est la divergence d'Ekman. En effet, Philander et Pacanowski (1986) ont montré que le champ de vent le long de l'équateur détermine la réponse de la couche équatoriale de surface dans le Golfe de Guinée. Les alizés orientés vers l'ouest, deviennent intenses en juin-juillet et poussent les eaux de surface depuis le Golfe de Guinée vers le Brésil sous la forme d'un large courant : le Courant Equatorial Sud (CES). Toutefois, la force de Coriolis entraîne la déviation des masses d'eaux situées au nord vers le nord et celles situées au sud vers le sud (Grenier et Du Penhoat, 2001). Le courant a donc tendance à écarter les eaux de surface en deux branches

de part et d'autre de l'équateur : c'est la divergence équatoriale d'Ekman. Les eaux de surface ainsi écartées sont remplacées mécaniquement par les eaux de subsurface beaucoup plus froides.

La formation de la langue d'eau froide est le signal saisonnier dominant de la SST dans l'est de l'Atlantique équatorial. Des travaux réalisés à partir d'observations (Merle et al, 1980; Foltz et al, 2003) ou de la modélisation (Philander and Pacanowski 1986; Yu et al, 2006; Peter et al, 2006 ; Wade et al, 2010) indiquent que pendant la formation de la langue d'eau froide dans l'Atlantique tropical Est, le refroidissement principal est dû aux processus verticaux de subsurface (advection verticale, mélange, et entraînement), qui sont presque équilibrés par le réchauffement dû aux flux atmosphériques. Mais l'advection horizontale peut également apporter une contribution locale significative. Au large de l'équateur, la variabilité de SST est régie par des processus complètement différents, principalement par un forçage atmosphérique. Une étude de modélisation à une dimension du cycle diurne de l'Atlantique équatoriale aux bouées Pirata durant la campagne EGEE 3 (mai –juin 2006) a montré que la variabilité diurne de la SST est principalement due aux flux de chaleur solaire (Wade et al, 2010).

Dans une étude récente (Caniaux et al, 2011), une analyse de la variabilité de son extension spatiale, de sa température et de son déclenchement a été faite. Elle s'est basée sur une approche d'observations directes et sur un ensemble de données couvrant les 27 dernières années pour identifier les facteurs causant et affectant la langue d'eau froide ainsi que le couplage entre elle et la mousson ouest africaine. Il ressort de cette étude que dans l'est de l'Atlantique équatoriale, les processus physiques qui engendrent la langue d'eau froide et le début de la mousson ouest africaine se produisent en deux phases. De mars à mi –juin, la langue d'eau froide résulte de l'intensification des vents du sud –est liés à l'anticyclone de Sainte Hélène. En effet, lors de la première phase la direction des vents de surface dans le bassin de l'Atlantique tropical Est renforce ces vents de surface qui génèrent le maximum d'upwelling au sud de l'équateur. Pendant la deuxième phase (mi –juin à août), le renforcement des vents au nord de l'équateur est la résultante de l'accroissement des vents et des gradients significatifs de flux de chaleur produits par le différentiel important entre les faibles SST de la langue d'eau froide et les eaux chaudes circulant dans le Golfe de Guinée.

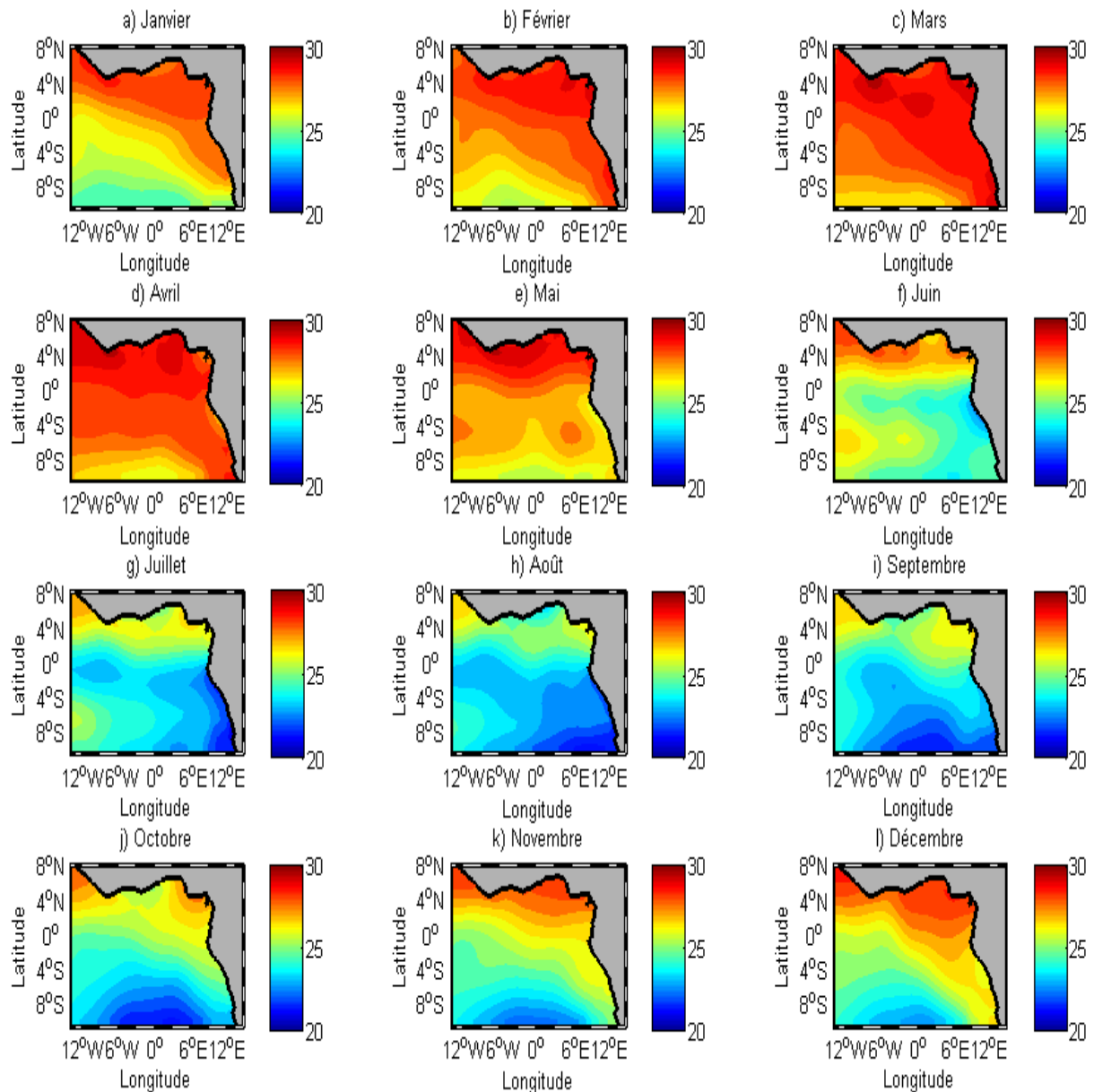


Figure 5 : Cartes de distributions climatologiques mensuelles de SST à partir des données de Levitus pour l'Est de l'Atlantique tropical (Lorcanini et al., 2006)

L'upwelling côtier au nord a été décrit par Hardman-Mountford and McGlade (2003). Il est localisé le long de la frontière nord ($\sim 5^{\circ}\text{N}$), le long des côtes entre le Cap Palmas (Côte d'Ivoire) et Cotonou (Bénin). Il tend à apparaître dans les concavités des côtes à l'est du Cap Palmas et le Cap des Trois Pointes (Ghana). Il se signale chaque année durant deux périodes avec des intensités différentes. Ainsi l'upwelling majeur apparaît entre juin et octobre tandis que l'upwelling mineur apparaît généralement dans les trois dernières semaines de janvier à février. Toutefois il peut apparaître à n'importe quel moment entre décembre et mars (Roy, 1995 ; Koranteng, 1998). Durant ces périodes la SST diminue, la salinité des eaux de surface (ou en anglais Sea Surface Salinity : SSS ; cette abréviation sera utilisée dans la suite du texte) et les sels nutritifs augmentent et les niveaux d'oxygène dissous baissent en général (Mensah and Koranteng, 1988).

Un upwelling côtier au sud apparaît chaque année durant la période de juin à octobre. Sa présence induit une baisse des SST d'environ 5°C entre 1°S et 10°S le long de la côte sud. Ce refroidissement des eaux de surface n'est pas limité à une faible épaisseur de la couche de mélange mais peut atteindre des couches plus profondes jusqu'à 500 m (Verstraete, 1992).

En général, les upwellings côtiers sont associés à la divergence du transport d'Ekman induite par la présence d'une côte. Mais ce mécanisme ne permet pas d'expliquer l'upwelling côtier au nord car le vent a une forte composante perpendiculaire à la côte (entre 8°W et 5°E) et ne peut donc provoquer une divergence d'Ekman. De plus, il n'existe pas de corrélation entre les variations de la SST du littoral et les vents locaux (Houghton, 1976 ; Bakun, 1978 ; Picaut, 1983) même s'il semble que le rotationnel du vent local joue un rôle (Colin, 1991). L'upwelling côtier au nord résulterait d'un forçage lointain par une augmentation soudaine du vent d'est dans le centre -ouest de l'Atlantique équatorial (Moore, 1968 ; Lightill et al, 1969 ; Moore et al, 1978).

A l'heure actuelle, parmi les théories avancées (action du vent, onde de Kelvin) pour tenter d'expliquer l'upwelling côtier, aucune n'est véritablement établie. De nouvelles études en cours sur les mécanismes d'upwelling dans le Golfe de Guinée permettront de mieux documenter le phénomène (Toualy, 2011).

1.1.2.3. Fleuves et rivières

La zone du Golfe de Guinée est ainsi soumise à l'influence de plusieurs fleuves (Figure 6). Le tableau ci-dessous donne les caractéristiques essentielles des fleuves affectant la région avec leurs localisations.

Fleuves	Localisation des embouchures		Débit (m ³ s ⁻¹)	Longueur (km)
	Latitude	Longitude		
Congo	6°S	12°E	40600	4700
Niger	3°N	8°E	6000	4200
Volta	4°N	0°	1217	1346

Tableau 1 : Localisation des embouchures et caractéristiques des principaux fleuves de l'Est de l'Atlantique tropical.

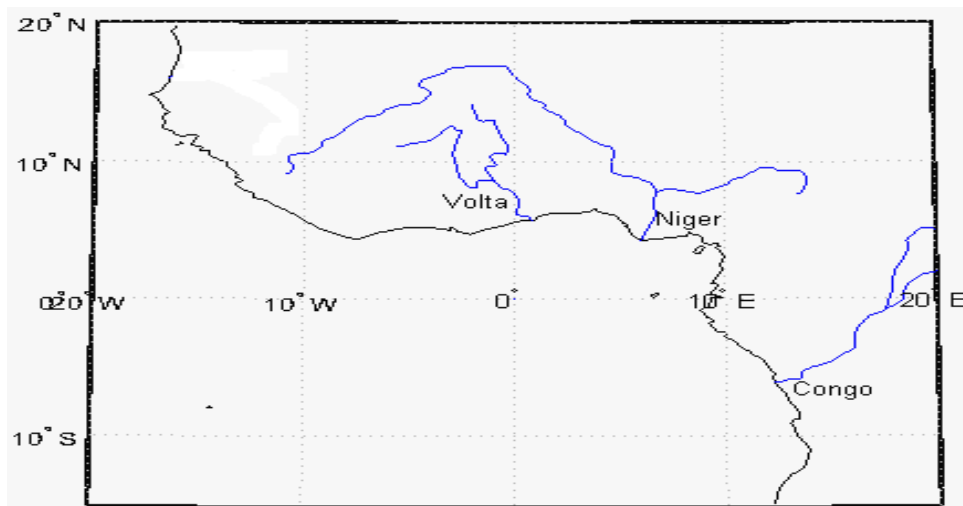


Figure 6: Localisation des principaux fleuves d'Afrique affectant la zone d'étude

L'océan échange de l'eau douce avec l'atmosphère et la surface continentale. Dans les régions tropicales, ces échanges s'effectuent par l'intermédiaire des apports fluviaux, les précipitations et l'évaporation (Le flux d'évaporation est directement lié au flux de chaleur latente).

Dans l'Atlantique tropical, l'océan reçoit des précipitations importantes sous l'influence de l'ITCZ, en période de mousson. Les premières pluies se produisent en juin, quand l'ITCZ migre vers le nord suivies d'une crue des fleuves. La seconde, et la plus importante saison de crue, s'étend de septembre à novembre, quand l'ITCZ migre au sud et les décharges des grands fleuves soudaniens atteignent l'océan (Berrit, 1961; 1962a, 1962b, 1966).

En Afrique tropicale, les données de hauteur de précipitation (Figure 7) sont comprises entre 1 et 16 mm/jour (Adler et al, 2003). Les précipitations les plus abondantes se situent entre l'équateur et 10°N. Elles sont en moyenne de 8 mm/jour. Les précipitations atteignent souvent 16 mm/jour dans la baie du Biafra. De l'équateur à 10°S, entre 8°E et 12°E, les précipitations deviennent importantes qu'au mois de novembre après le retrait de la mousson africaine. Il y a une inversion des périodes des pluies abondantes entre la partie nord de l'équateur (0– 10°N) et sa partie sud (0-10°S).

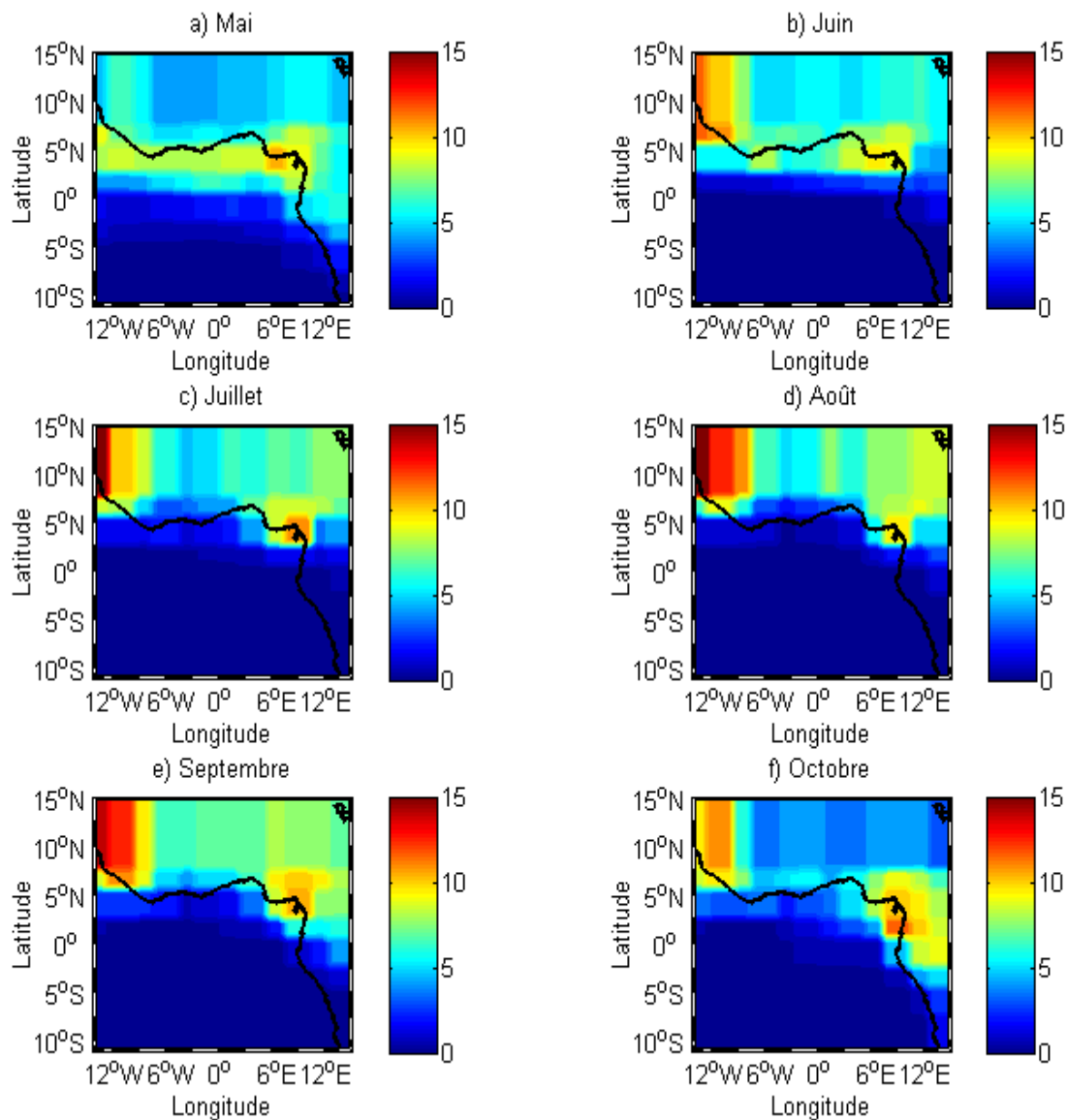


Figure 7 : Données climatologiques mensuelles de précipitation (mm/jour) de mai à octobre dans l’Afrique tropicale (Global Precipitation Climatology Project (Adler et al., 2003)).

Au cours de l’année la crue du Congo intervient d’octobre à décembre, suivie d’une décrue en mars, en rapport avec le régime des pluies sur le bassin nord (équateur-10°N). La recrudescence des pluies sur le bassin sud (équateur-10°S) en février –mars provoque une crue du fleuve en mai, suivie de la grande décrue qui se situe en juillet –août. Le débit du fleuve varie considérablement d’une année à l’autre. Au sud de 4°S et à l’ouest de 6° E les salinités sont plus fortes (>35) car cette région reçoit peu de précipitations et d’apports fluviaux (Wauthy, 1977).

La distribution de la salinité dans le Golfe de Guinée, comme dans l’océan global, dépend des précipitations, de l’évaporation, du ruissellement des fleuves mais aussi des processus océaniques comme l’advection ou la diffusion (Peter, 2007 ; Peter et al, 2006). Cette distribution de la SSS dans les TSW dans l’Atlantique tropical Est est marquée par l’affrontement de deux types de masses d’eau: l’eau salée originaire des zones anticycloniques

nord et en particulier celle du sud, et l'eau dessalée guinéenne (Merle, 1978). Ces eaux de surface particulièrement chaudes et fortement dessalées sont dues aux excès de précipitations dans le bassin du Biafra et à l'influence des fleuves Congo et Niger.

La figure 8 présente la distribution climatologique mensuelle de SSS dans l'Est de l'Atlantique tropical à partir des SSS, extraites de Word Ocean Atlas 2005 (Antonov et al, 2006). Elle montre une variation zonale de la salinité d'est en ouest. Elle se caractérise par de faibles valeurs de salinité ($32 < SSS < 35$) à l'est de $10^{\circ}W$ et par des valeurs élevées et peu variables (autour de 37) à l'ouest de $10^{\circ}W$. Ce gradient méridien de salinité varie en fonction de la période de l'année. Il est lié à la décharge des fleuves qui se propage d'est en ouest, c'est à dire le long des côtes vers l'océan ouvert.

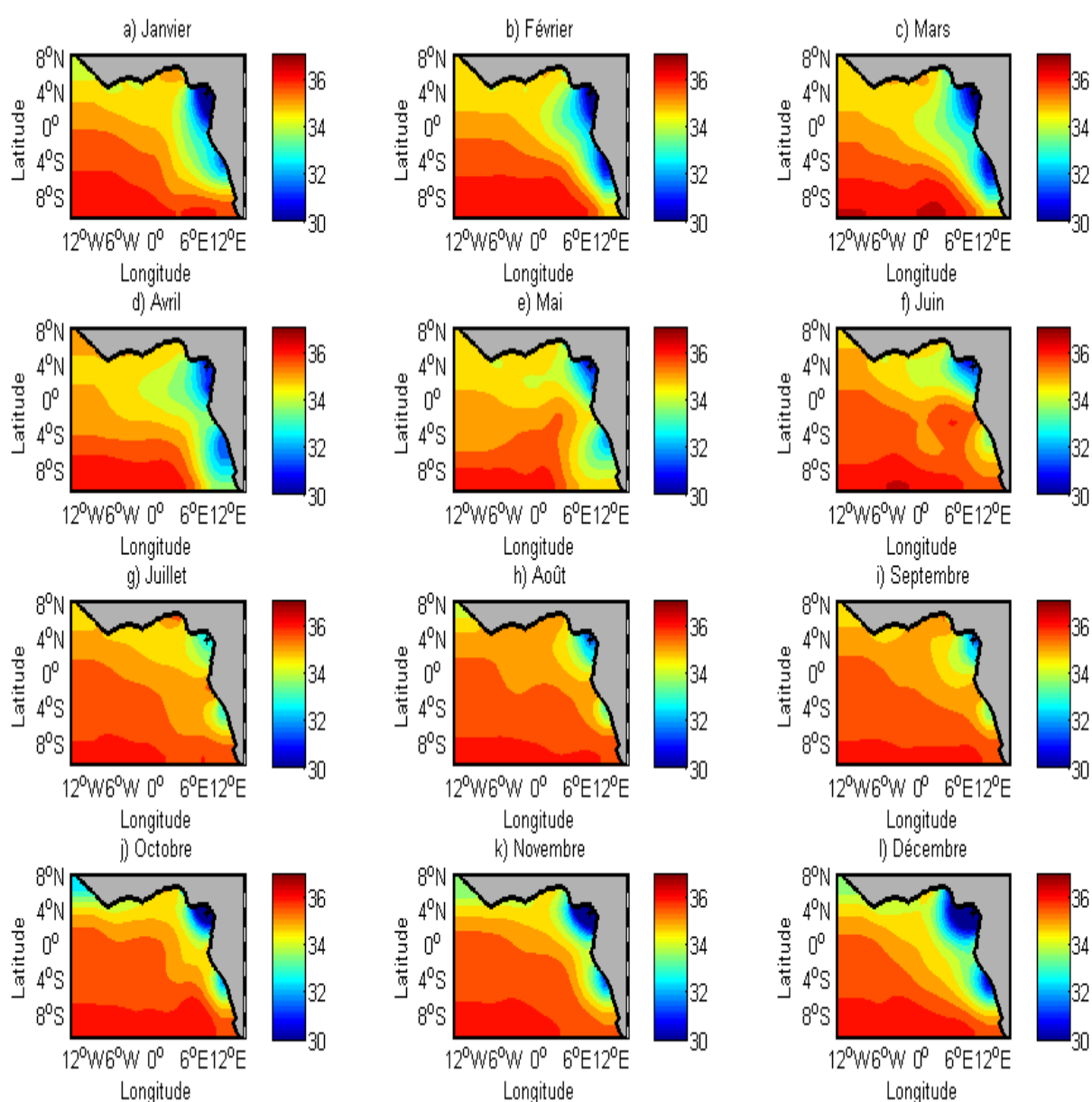


Figure 8 : Cartes de distributions climatologiques mensuelles de Salinité à partir des données de Levitus pour l'Est de l'Atlantique tropical (Antonov et al, 2006).

Au nord de l'équateur (0° - 6° N) les faibles salinités ($SSS < 35$) sont observées. Tandis qu'au sud de l'équateur (0 - 10° S) et notamment au sud –ouest, les salinités élevées ($SSS > 35$) sont enregistrées. Ce gradient nord-sud de salinité est expliqué par la présence au nord du bassin des eaux guinéennes, chaudes et dessalées résultant de fortes précipitations et des apports des fleuves Volta et Niger. Tandis qu'au sud du bassin se trouve une masse d'eau peu chaude avec des salinités élevées. Ces fortes salinités sont la conséquence d'un excès d'évaporation et des rares précipitations (Yoo and Carton, 1990). Ce gradient nord –sud de SSS climatologique est une caractéristique de la zone étudiée et est observé quasiment toute l'année.

Durant la période de la mousson (juin à septembre), hormis les régions localisées à proximité des fleuves, les salinités observées varient relativement peu en comparaison avec les autres mois de l'année.

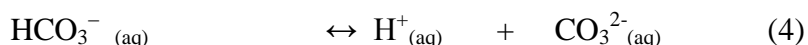
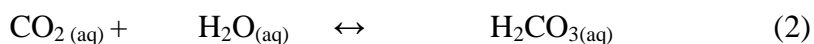
Les minima de salinité ($SSS < 32$) sont observés le long des côtes et particulièrement dans la baie du Biafra (3° N- 5° N, 6° E- 10° E), puis dans l'embouchure du fleuve Congo (6° S, 12° E). Ils apparaissent durant la période d'octobre à février après les fortes précipitations enregistrées dans le Golfe de Guinée. Ces zones de très faibles salinités sont liées à la décharge des fleuves Congo et Niger. Celle du fleuve Congo y est prépondérante en raison de son fort débit relativement stable et de l'extension de son panache pouvant atteindre 700 km à partir de la côte. La stabilisation du débit est liée à l'inversion des saisons de part et d'autre de l'équateur. Les débits extrêmes de 23.000 à $75.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ont été enregistrés en décembre puis en mai (Wauthy, 1977). En effet durant cette période de grandes quantités d'eau chaude de faibles salinités s'installent dans la baie de Biafra et au large des côtes guinéennes (Berrit, 1966). D'avril à septembre, la salinité remonte légèrement pour atteindre des valeurs autour de 32. Ce léger accroissement de la SSS est dû à la décrue des fleuves qui intervient durant la période de janvier à février.

Les maxima de salinité (~ 37) sont localisés quasiment durant toute l'année entre 8° S- 10° S, 10° W- 0° . Ces maxima de SSS sont liés d'une part à l'advection par le Sous Courant Equatorial des Eaux Centrales dans l'Atlantique subtropical Sud (Hisard et al, 1975; Piton et Wacongne, 1985) et d'autre part au bilan hydrique (évaporation – précipitations) positif.

1.2. Le cycle du carbone dans l'océan

Le carbone est présent dans l'atmosphère essentiellement sous la forme du dioxyde de carbone (CO_2). Il est continuellement échangé entre l'atmosphère et l'océan.

La chimie du CO₂ dans l'eau de mer est très complexe car le CO₂ est un diacide faible qui, après dissolution, se dissocie dans l'eau de mer pour former des ions bicarbonates (HCO₃⁻) et carbonates (CO₃²⁻) selon les réactions suivantes :



avec les indices (g), (aq) qui signifient respectivement que les constituants sont dans la phase gazeuse et dans la phase aqueuse.

La distinction entre la forme H₂CO₃(aq) et CO₂(aq) étant difficile, vu sa concentration alors on se réfère à la somme :

$$[\text{CO}_2^*(\text{aq})] = [\text{CO}_2(\text{aq})] + [\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq})] \quad (5)$$

La dissolution du CO₂ dans l'eau de mer obéit à la loi de Henry :

$$K_0 = [\text{CO}_2^*(\text{aq})] / p\text{CO}_2 \quad (6)$$

où K₀ est la solubilité du CO₂ dans l'eau de mer (mol kg⁻¹ atm⁻¹). Sa valeur à la surface, dépend de la température et de la salinité de l'eau de mer. Elle se calcule avec la formule de Weiss (1974) fournie par la relation suivante :

$$\ln K_0 = A_1 + A_2(100/T) + A_3 \ln(T/100) + S [B_1 + B_2(T/100) + B_3(T/100)^2] \quad (7)$$

avec les constantes rapportées dans le tableau ci-dessous :

Constantes	K ₀ (moles kg ⁻¹ atm ⁻¹)
A ₁	-60,2409
A ₂	93,4517
A ₃	23,3585
B ₁	0,023517
B ₂	-0,023656
B ₃	0,0047036

Tableau 2 : Constantes utilisées pour le calcul de la solubilité dans l'équation de Weiss (1974).

La pression partielle (pCO₂) est utilisée pour un gaz parfait. La pression partielle d'un gaz est alors définie comme la pression qu'exercerait ce gaz dans le même volume s'il était tout seul, à la même température et en quantité identique. Le CO₂ étant un gaz réel, la fugacité de CO₂ (fCO₂), plutôt que sa pression partielle, doit être considérée (D.O.E, 1994; Weiss,

1974). D'après Weiss (1974), la fugacité peut être confondue avec la pression partielle pour les applications qui ne requièrent pas une précision supérieure à 0,7 %. Pour une échelle de température comprise entre 0 et 30°C, $f\text{CO}_2$ est environ 3 à 4 ‰ plus petite que $p\text{CO}_2$ à une pression constante de 1 atm ; donc, pour $p\text{CO}_2$ égale à 360 μatm , la différence n'est que de l'ordre de 1 μatm (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001).

Les constantes de dissociation des équilibres chimiques (3) et (4) s'écrivent :

$$K_1 = [\text{HCO}_3^-] [\text{H}^+] / [\text{CO}_2^*] \quad (8)$$

$$K_2 = [\text{CO}_3^{2-}] [\text{H}^+] / [\text{HCO}_3^-] \quad (9)$$

Ces constantes dépendent de la température, de la pression et de la salinité de l'eau de mer. Différentes expressions de ces constantes ont été proposées (Dickson and Millero, 1987 ; Goyet and Poisson, 1989 ; Hansson, 1973 ; Mehrbach et al, 1973 ; Roy et al, 1993). Elles sont calculées en fonction des échelles de pH et de concentration choisies (Millero, 1995).

Le système des carbonates comprend 4 paramètres: la pression partielle de CO_2 ($p\text{CO}_2$), le carbone inorganique dissous (DIC), l'alcalinité totale (TA) et le pH de l'eau de mer. La connaissance de deux d'entre eux permet de calculer les autres en utilisant les constantes d'équilibres.

1.2.1. Carbone inorganique dissous (DIC)

Le DIC dans l'eau de mer est défini par :

$$\text{DIC} = [\text{CO}_2^*] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] \quad (10)$$

Les proportions des différentes espèces sont d'environ 1% de CO_2 , 90% de bicarbonate (HCO_3^-) et 9% de carbonate (CO_3^{2-}).

Un terme important pour comparer le changement relatif du carbone inorganique dissous (DIC) avec celui de la pression partielle du CO_2 dans l'océan est le facteur de Revelle (R). Il s'exprime à alcalinité totale constante par :

$$R = (dp\text{CO}_2/\text{CO}_2)/(d\text{DIC}/\text{DIC}) \quad (11)$$

Les valeurs de R rencontrées dans l'océan sont comprises entre 7 et 19 et dépendent, d'une part, de la concentration du CO_2 dans l'océan et, d'autre part, de la température de l'eau de mer. Il est en général voisin de 10 mais peut être plus faible dans les eaux chaudes et plus fort dans les eaux froides. Ainsi, un changement relatif dans la concentration du CO_2 dissous

entraîne une variation relative environ dix fois plus faible du carbone inorganique dissous (DIC).

1.2.2. Alcalinité Totale (TA)

L'alcalinité totale pour un échantillon d'eau de mer est définie comme le nombre de moles d'ions hydrogènes équivalant à un excès de protons accepteurs par rapport aux protons donateurs dans un kilogramme de cet échantillon (D.O.E, 1994).

Elle est définie par:

$$TA = [\text{HCO}_3^-] + 2 [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{OH}^-] + [\text{HPO}_4^{2-}] + 2 [\text{PO}_4^{3-}] + [\text{Si}(\text{OH})_3^-] + [\text{NH}_3] + [\text{HS}^-] + \dots - [\text{H}^+]_F - [\text{HSO}_4^-] - [\text{HF}] - [\text{H}_3\text{PO}_4] - \dots; \quad (12)$$

Le bicarbonate et le carbonate constituent environ 98% de TA à pH = 8,1.

Les crochets représentent les concentrations des espèces chimiques en solution exprimées en mol.kg⁻¹. [H⁺]_F est la concentration en ion hydrogène libre. Les points de suspension correspondent à l'ajout d'espèces mineures (bases ou acides) pouvant être négligées dans l'estimation de TA.

L'alcalinité totale est souvent considérée comme un traceur passif et présente une très bonne corrélation avec la salinité de l'eau de mer sauf en présence d'organismes qui forment du carbonate de calcium pour leur squelette. En effet, ces organismes utilisent les ions CO₃²⁻ et les ions calcium et provoquent une décroissance significative de TA.

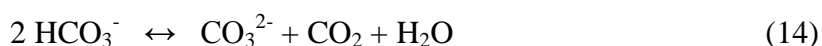
1.2.3. pH de l'eau de mer

Le pH est défini par :

$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+] \quad (13)$$

où la concentration en ion hydrogène [H⁺] est exprimée en mol kg⁻¹ (D.O.E, 1994).

D'après cet équilibre, l'apport de CO₂ par transfert de CO₂ atmosphérique, respiration ou oxydation de la matière organique transforme les carbonates en bicarbonates et provoque une diminution de pH. Inversement, une diminution de CO₂ entraîne une augmentation de pH et l'équilibre suivant se déplace vers les carbonates.



Le pH varie en moyenne pour les eaux de surface entre 7,9 et 8,3 pour l'océan ouvert. Les eaux océaniques sont basiques ($\text{pH} > 7$) (IPCC, 2007). Ce n'est qu'à partir d'une concentration d'ion H^+ de l'ordre de 3 mmol kg^{-1} dans l'eau de mer que son pH se met à baisser brutalement (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001). Le système des carbonates s'oppose donc (jusqu'à une certaine mesure) à une trop brusque variation du pH de l'eau de mer. C'est ce qu'on appelle l'effet tampon de l'eau de mer.

Dans la pratique, le pH était traditionnellement mesuré sur l'échelle National Bureau of Standard (NBS) (Bates, 1973) dans les solutions aqueuses. En raison de la force ionique de l'eau de mer beaucoup plus forte (0,7) que celle de l'eau douce (0,1), il était nécessaire de définir une autre échelle de pH. L'échelle utilisée pour les calculs de fugacité de CO_2 est l'échelle de pH eau de mer.

1.3. Processus affectant la variabilité des paramètres de CO_2 dans l'océan de surface

Différents processus influent sur les variations des paramètres du carbone océanique (TA, DIC, pH, $f\text{CO}_2$) dans les eaux de surface océanique. Ce sont essentiellement des processus thermodynamiques (température, salinité), biologiques (chlorophylle, sels nutritifs, biomasse marine, photosynthèse), échanges de gaz à l'interface océan-atmosphère, et circulation des différentes masses d'eau (advection horizontale ou mélange horizontal).

1.3.1. Processus physiques

La salinité a en général une influence prépondérante sur la variabilité de l'alcalinité des eaux de surface comparée à celle de la température. Dans les océans subtropicaux, plus de ~ 80% de la variabilité de TA serait liée aux variations de la SSS (induites par le bilan hydrique) (Millero et al, 1998). Le bilan hydrique est la résultante des précipitations, les décharges des fleuves et de l'évaporation. L'apport d'eau douce modifie la salinité et aussi l'alcalinité (Brewer et Goldman, 1976 ; Brewer et al, 1986; Millero et al, 1998).

La pression partielle de CO_2 à la surface des océans est influencée par les échanges de CO_2 à l'interface air –mer, par les variations de température et de salinité, et par l'activité biologique. Lors d'un réchauffement de la masse d'eau à la surface, la solubilité du gaz est diminuée. Cela signifie que la pression partielle du CO_2 à la surface des océans augmente car elle est inversement proportionnelle à la solubilité. Les océans ont, ainsi, tendance à dégazer du CO_2 vers l'atmosphère en région équatoriale et à en absorber dans les zones de hautes latitudes. Takahashi et al, (1993) ont étudié ce phénomène à la surface de l'océan Atlantique Nord et ont établi expérimentalement que la variation de $p\text{CO}_2$ due à la température est de $4,23 \% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. Ce terme (4,23 %) est supposé approximativement indépendant de la température

et de la composition chimique de l'eau de mer et donc, peut être considéré comme constant. La formule correspondante est la suivante :

$$pCO_2(SST_2) = pCO_2(SST_1) * \exp(0.0423 * [SST_2 - SST_1]) \quad (15)$$

avec SST_1 : température initiale de la masse d'eau ; SST_2 : température finale de la masse d'eau.

1.3.2. Processus Biologiques

Le principe des processus biogéochimiques à la surface des océans a été décrit avec plus de détail par Jacques and Tréguer (1986) et dans Lalli and Parsons (1993). Le phytoplancton sous l'effet de la lumière et en présence de nutriment et de CO_2 se développe, produit de la matière organique par photosynthèse et respire (production primaire brute). Le phytoplancton est une espèce autotrophe car il produit lui-même sa matière organique. Il peut se développer jusqu'à l'épuisement total des nutriments présents dans la couche euphotique. Ceci entraîne une diminution du CO_2 à la surface des océans. Une partie du phytoplancton est brouté par le zooplancton qui sera lui-même absorbé en partie par d'autres espèces animales. Le zooplancton est une espèce hétérotrophe par opposition au phytoplancton car il ne produit pas sa propre matière organique. Les nutriments sont ramenés dans la couche euphotique par des processus physiques (upwelling, turbulence) puis sont transformés en matière organique par le phytoplancton (production nouvelle). La somme de la production nouvelle et de la production régénérée est appelée la production primaire nette. Les processus physiques (mélanges verticaux) vont ramener nutriments et DIC dans la couche euphotique où ils pourront de nouveau être utilisés par la biologie marine.

L'activité biologique via la photosynthèse utilise des nutriments dont les nitrates (NO_3^-). Elle modifie l'équilibre électrochimique entre les espèces (variation des charges négatives) en provoquant la baisse de la réserve alcaline des carbonates (mesure de la charge des ions carbonates et bicarbonates) et une légère diminution de TA. Par contre, la respiration va contrebalancer cet effet (l'alcalinité va augmenter) si bien qu'en bilan net il n'y a pas de variation d'alcalinité. Le principal effet de l'activité biologique est la diminution du DIC. Cela s'accompagne d'une baisse de l'abondance des ions bicarbonates, d'une augmentation des ions carbonates et, surtout, d'une diminution de la pression partielle du CO_2 à la surface de l'océan.

D'octobre à mars, les valeurs de chlorophylle sont inférieures à $0,2 \mu g L^{-1}$ (Figure 9). Au sud-est (embouchure du fleuve Congo) et dans la zone comprise entre $0-4^\circ S$ et $10^\circ W-7,5^\circ W$ des valeurs de chlorophylle supérieures à $0,2 \mu g L^{-1}$ sont observées. D'avril à juin, la

zone océanique se scinde en deux parties. L'une localisée à l'ouest de 0°, est caractérisée par de faibles valeurs de chlorophylle ($<0,2 \mu\text{g L}^{-1}$) et l'autre située à l'est de 0°, est marquée par des valeurs de chlorophylle proche de $0,4 \mu\text{g L}^{-1}$. Cette tendance à une légère augmentation de la chlorophylle est due à l'avènement de l'upwelling côtier au sud-est du bassin. De juillet à septembre, la quasi-totalité du bassin océanique présente des concentrations de chlorophylle en moyenne proche de $0,4 \mu\text{g L}^{-1}$ en relation avec l'installation des upwellings côtier et équatorial. De plus dans l'embouchure du fleuve Congo et à 4°N , 2°W - 0° , les valeurs maximales de chlorophylle observées sont en moyenne de $0,5 \mu\text{g L}^{-1}$.

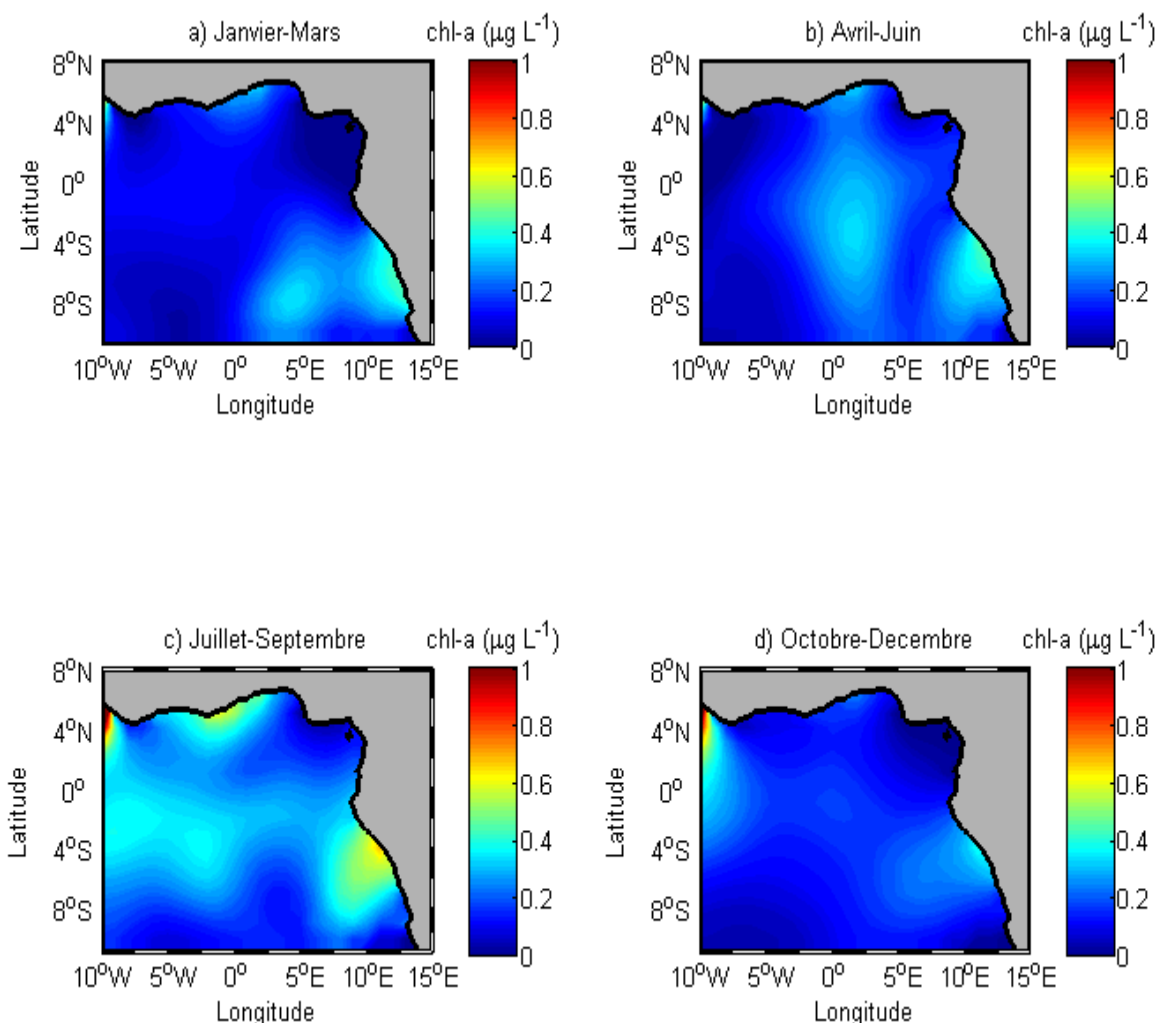


Figure 9 : Distributions climatologiques trimestrielles de chlorophylle à partir des données de Levitus pour l'Est de l'Atlantique tropical (Conkright et al., 2002)

La figure 10 montre les effets de différents processus sur deux paramètres importants pour le système des carbonates : l'Alcalinité Totale et le Carbone Inorganique Dissous de la couche de surface.

Beaucoup de processus peuvent être décrits en considérant les changements en TA et en DIC qui leur sont associés. En supposant que la température reste constante, les caractéristiques principales sont les suivantes :

- L'absorption ou le dégazage de CO_2 par l'océan entraîne seulement une modification du DIC (ainsi que du pCO_2) sans changer l'alcalinité totale.
- L'activité biologique via le phénomène de photosynthèse et de respiration modifie à la fois TA (légèrement) et le DIC.
- La formation d'une mole de carbonate de calcium par les organismes marins diminue à la fois le DIC et TA dans la proportion de 1:2.

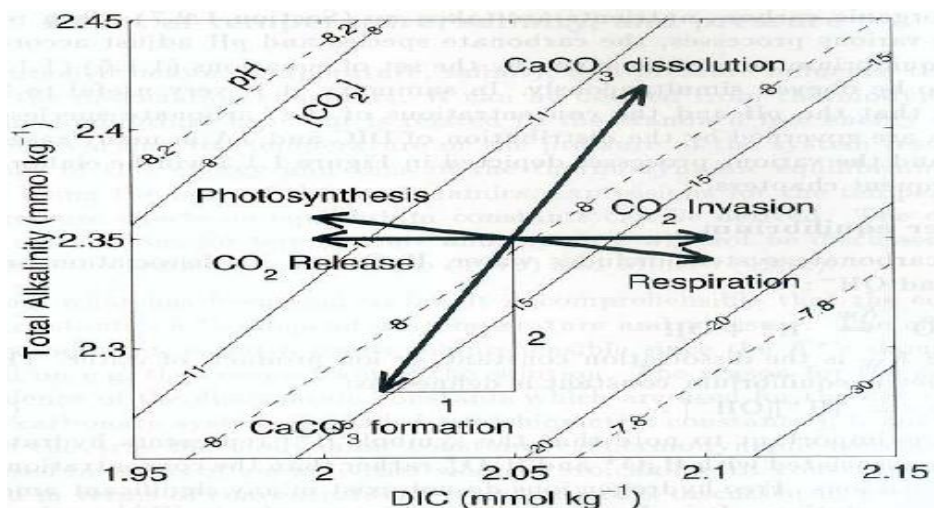


Figure 10: Effets sur le DIC et TA de la formation/dissolution du carbonate de calcium, de la biologie (photosynthèse/respiration) et de l'absorption et du dégazage du CO_2 par l'océan à température constante. Les isocontours du pH (traits pointillés) et du $[\text{CO}_2]$ en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (traits continus) en fonction du DIC et de TA sont aussi superposés à ce diagramme. Cette figure est issue de la figure 1.1.3 de Zeebe and Wolf-Gladrow (2001).

1.3.3. Distribution de ΔpCO_2

La figure 11 montre les cartes mensuelles globales de distribution de la ΔpCO_2 ($\text{pCO}_2^{\text{océan}} - \text{pCO}_2^{\text{atm}}$) (Takahashi et al, 2009). Elle a été construite à partir de la synthèse de plus de 3 millions de mesures de pCO_2 des eaux de surface de l'océan mondial réalisées de 1970 à 2007 en dehors de conditions El Niño. Ces données de pCO_2 ont été ensuite interpolées à l'aide d'un modèle d'advection-diffusion à résolution spatiale de 4° de latitude par 5° de longitude avec l'année 2000 pour année de référence.

Les zones de hautes latitudes sont le siège de formation d'eaux profondes. Ce sont des régions où les eaux superficielles froides chargées en CO_2 (par effet de la pompe de solubilité), pénètrent dans l'océan profond par des mouvements convectifs transférant le CO_2 de la surface en profondeur. Ces zones constituent donc un puits de CO_2 pour l'atmosphère. En retour, l'équilibre de la circulation générale des masses d'eau fait remonter à la surface dans les régions des basses latitudes, au niveau des zones d'upwelling des eaux profondes riches en CO_2 .

Les eaux profondes sont riches en DIC car depuis leur départ de la couche superficielle, elles ne sont plus soumises qu'à des apports de matière organique particulaire en cours de sédimentation et à la reminéralisation de la matière organique. Elles sont donc sursaturées en CO₂ lorsqu'elles remontent en surface. Les zones d'upwelling constituent donc une source de CO₂ pour l'atmosphère. L'enchaînement de processus physiques et biologiques explique la distribution de la différence de pCO₂ entre l'océan et l'atmosphère.

Dans l'Est de l'Atlantique tropical les données climatologiques mensuelles de $\Delta p\text{CO}_2$ varient entre 0 et 30 μatm . De janvier à août, les valeurs de $\Delta p\text{CO}_2$ sont comprises entre 15 μatm et 30 μatm . En février –mars, des valeurs plus élevées de $\Delta p\text{CO}_2$ sont observées (~40 μatm). De septembre à décembre, dans le sud de l'équateur (0°-10°S) les valeurs de $\Delta p\text{CO}_2$ chutent et s'annulent presque (0 à 10 μatm). Au nord de l'équateur, les valeurs mensuelles de $\Delta p\text{CO}_2$ sont toujours comprises entre 15 μatm et 30 μatm . Il y a donc un gradient nord –sud de $\Delta p\text{CO}_2$ qui s'installe à cette période de l'année. La moyenne de $\Delta p\text{CO}_2$ observée dans cette région est de 20 μatm . Cette zone est une source de CO₂ atmosphérique avec une faible variabilité saisonnière.

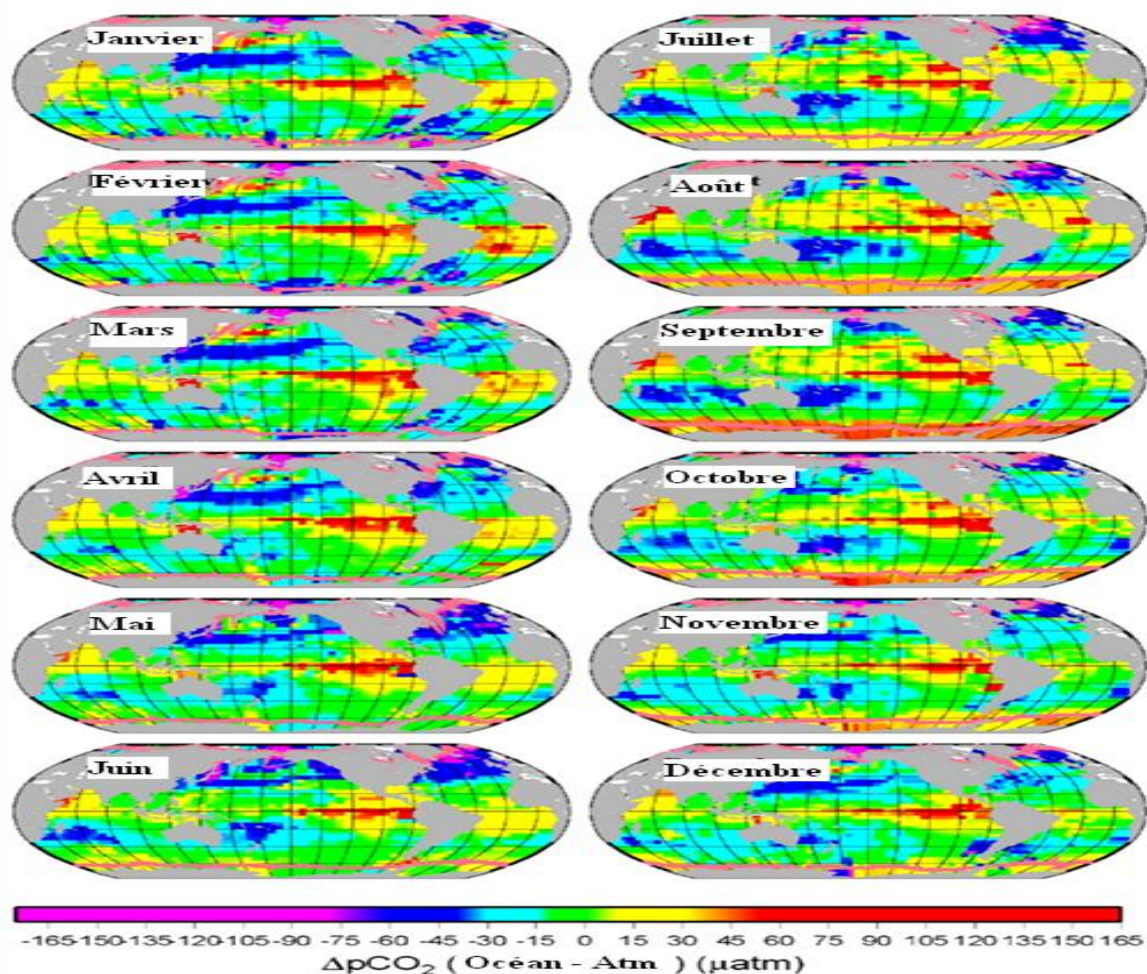


Figure 11 : Différences des valeurs moyennes mensuelles climatologiques de la pCO₂ océan – atmosphère dans l'océan global ayant l'année 2000 pour référence (sans les conditions El Niño) (Takahashi et al., 2009).

CHAPITRE 2 : DONNEES ET METHODES

2.1. Méthodes de mesures

Pendant la période de juin 2005 à septembre 2007, six campagnes océanographiques scientifiques EGEE 1 à EGEE 6 (Figure 12 ; Tableau 3) se sont déroulées dans l'Est de l'Atlantique tropical à raison de deux campagnes par année en début et fin de la mousson (juin et septembre). Ces campagnes s'intègrent dans la composante océanographique française du programme AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine ; Redelsperger, 2001 ; Redelsperger et al, 2006). Les campagnes EGEE 1, EGEE 3 et EGEE 5 ont eu lieu en juin. Les campagnes EGEE 2 et EGEE 6 ont été effectuées en septembre. La campagne EGEE 4 qui devrait se tenir en septembre a été décalée au mois de novembre pour des raisons logistiques. Ces campagnes avaient pour objectif principal d'acquérir des données in situ pour les études portant sur les couches de surface et les interactions océan- atmosphère ainsi que sur la dynamique océanique (Bourlès et Caniaux, 2004). Des informations plus détaillées sur le déroulement des campagnes EGEE/AMMA et des mesures acquises sont disponibles sur le site <http://www.brest.ird.fr/actualites/EGEE.htm>.

L'échantillonnage a été organisé de façon à assurer une bonne couverture spatiale de la région en paramètres du carbone dans les eaux de surface.

Campagnes	Dates
EGEE 1	7 Juin–6 Juillet 2005
EGEE 2	29 Août–30 Septembre 2005
EGEE 3	27 Mai–7 Juillet 2006
EGEE 4	19 Novembre –1 ^{er} Décembre 2006
EGEE 5	6 Juin–3 Juillet 2007
EGEE 6	1 ^{er} –30 Septembre 2007

Tableau 3 : Dates des différentes campagnes EGEE effectuées dans l'Est de l'Atlantique tropical de 2005 à 2007.

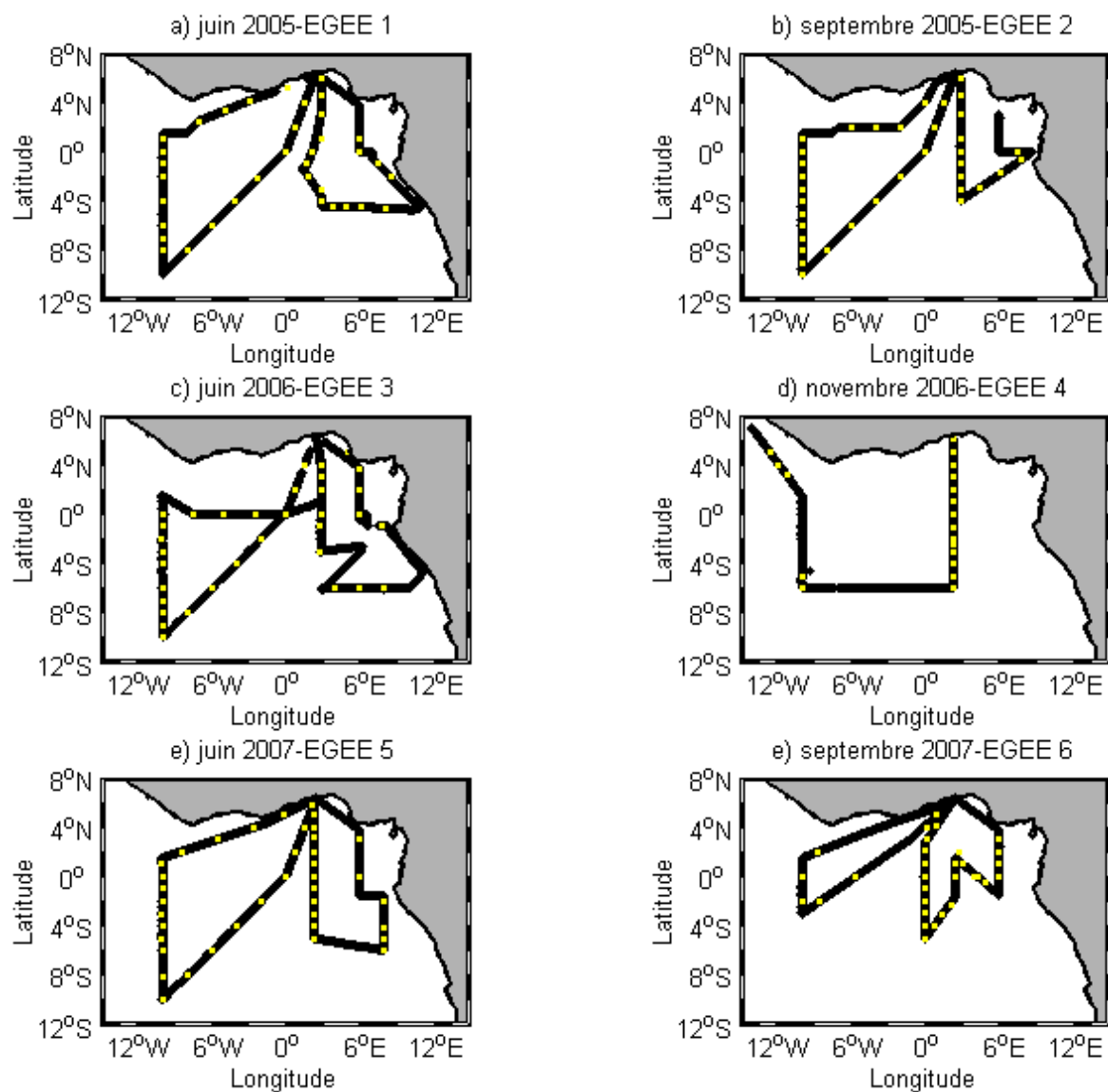


Figure 12 : Plan général des campagnes EGEE. Le parcours en trait plein et les carrés en jaune les positions de mesures des paramètres du carbone (TA, DIC).

2.1.1 Mesures des paramètres hydrologiques (SST, SSS)

2.1.1.1 Mesure de la salinité (SSS)

La salinité pratique est définie par le rapport (K_{15}) entre la conductivité d'un échantillon d'eau de mer à la pression atmosphérique standard et à la température de 15°C et celle d'une solution de KCl contenant 32,4356 g de KCl par kilogramme de solution aux mêmes pression et température (UNESCO, 1978).

Les échantillons sont recueillis dans des flacons de 200 mL dont l'étanchéité est assurée par une capsule en plastique et un bouchon en bakélite. Avant chaque prélèvement trois rinçages des flacons, des capsules et des bouchons sont effectués. Les échantillons sont entreposés dans un laboratoire du navire océanographique, dont la température est régulée ($23,5 \pm 1^\circ\text{C}$). Les échantillons sont analysés dans les 24 heures qui suivent leur prélèvement.

Les mesures sont faites avec deux salinomètres Guildline de type Portasal modèle 8410. La résolution de ces appareils est de 0,0003 à 15°C et pour une salinité de 35. La calibration du salinomètre est effectuée grâce à des flacons d'eau normale (IAPSO, Standard Seawater) fabriquées par Ocean Scientific International au Royaume Uni. La température du bain thermostaté est fixée à 25°C.

Le salinomètre est standardisé initialement par au moins deux flacons d'eau normale. Tous les jours, avant de commencer une série d'analyses, la standardisation est vérifiée puis ajustée si la valeur s'écarte de plus 0,0005 de la valeur précédente. Après l'analyse de deux stations au cours d'une journée, la stabilité du salinomètre est contrôlée à l'aide d'un flacon d'eau normale.

L'opération de rinçage de la cellule de mesure du salinomètre avec l'eau de l'échantillon est répétée trois fois avant de faire une première lecture. Après une nouvelle évacuation et remplissage de la cellule, une deuxième mesure est effectuée. Si l'écart de salinité entre les deux mesures est supérieur 0,0002, une autre lecture est nécessaire. La mesure est validée quand elle est reproductible au moins deux fois avec un écart de salinité de moins de 0,0002. La mesure retenue est la moyenne de ces deux lectures.

2.1.1.2 Mesure de la température (SST)

Durant les campagnes EGEE, la mesure de la température a été effectuée directement après le prélèvement de l'eau de mer des bouteilles de Niskin. Une fois l'échantillon recueilli dans le flacon, le thermomètre est plongé dans l'eau de mer. L'erreur sur la mesure de la température est de $\pm 0,01^\circ\text{C}$.

Durant le trajet du bateau une prise d'eau de mer de surface est effectuée. Les mesures de température et salinité de surface sont enregistrées en continu, à l'aide d'un thermosalinographe SEABIRD. Ces mesures sont validées avec les prélèvements effectués à la CTD.

L'ensemble des techniques d'acquisition et de traitement des paramètres hydrologiques peut être consulté sur le site http://www.brest.ird.fr/pirata/pirata_cruises.php du programme PIRATA auquel étaient associées les campagnes EGEE.

2.1.2. Mesure de l'alcalinité totale (TA) et du carbone inorganique dissous (DIC)

Les échantillons d'eau de mer prélevés pour l'analyse de TA et du DIC se sont effectués à partir des bouteilles Niskin lors des stations hydrologiques. L'eau de mer est prélevée dans des flacons en verre de 250 mL après trois rinçages successifs. Pour stopper l'activité biologique, consommatrice de DIC, les échantillons sont empoisonnés avec une

solution de chlorure mercurique (HgCl_2). Au total 195 échantillons ont été prélevés, stockés et analysés sur la chaîne de mesure du LOCEAN de l'Université Pierre et Marie Curie (Figure 13).

La technique repose sur la méthode potentiométrique d'Edmond (1970) qui consiste à doser l'eau de mer (base faible) par un titrant (acide fort) dans une cellule étanche à l'air à volume variable jusqu'à l'acidification du mélange. Le cœur du système est la cellule de dosage. Elle est maintenue à température constante par un circuit d'eau thermostatée circulant dans ses parois. Elle peut être connectée soit à un circuit d'air soit à un circuit de remplissage par l'eau de l'échantillon à doser, ou alors être complètement étanche.

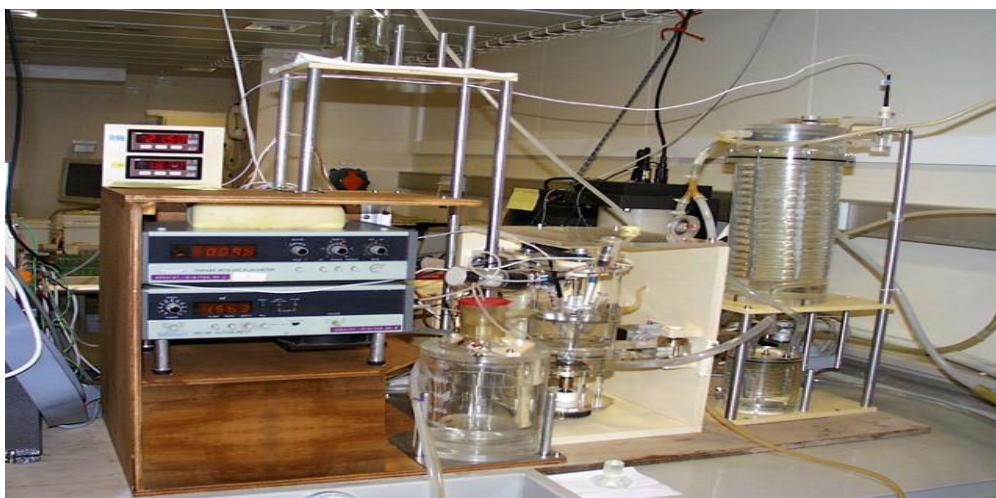


Figure 13: Dispositif d'analyse du SNAPO- CO_2 pour DIC et TA (source/ LOCEAN, Archives photos - Christian Brunet)

Différents éléments sont en contact avec l'eau de l'échantillon : une arrivée pour le titrant, une électrode de référence au chlorure de potassium (KCl), une électrode de verre, un thermomètre et un agitateur motorisé. La quantité d'échantillon nécessaire est automatiquement pompée au fond du flacon en un temps inférieur au temps nécessaire à la pénétration du CO_2 atmosphérique dans l'échantillon.

Le titrant est pompé jusqu'à une burette où il est mesuré avec précision (5 mL par dosage). Le dosage s'effectue dans une cellule fermée où le vide est maintenu par un piston au fur et à mesure que l'échantillon pompé est acheminé. Dans la cellule, le titrant versé est, à chaque dosage, identiquement mélangé à la solution à titrer.

A la fin du dosage, on obtient une courbe de dosage potentiel ou pH de la solution (Figure 14). Cette courbe présente deux points d'équivalence qui sont calculés en utilisant la méthode non linéaire de Dickson (D.O.E, 1994).

L'alcalinité totale (TA), le carbone inorganique dissous (DIC) et le pH (échelle libre) sont obtenus à la fin du dosage. Le premier point équivalent correspond à TA et la différence

entre les points équivalents (1^{er} et 2^e) correspond au DIC. La détermination des deux points d'équivalence (double acidité) effectuée par un algorithme de calcul en fortran permet d'obtenir les concentrations de DIC et TA.

Pour chaque acide utilisé, des échantillons standards de DIC et TA sont utilisés. La précision obtenue sur les mesures de TA et DIC est inférieure à 2 $\mu\text{mol/kg}$. Cette précision est celle recommandée au niveau international (programmes WOCE/JGOFS).

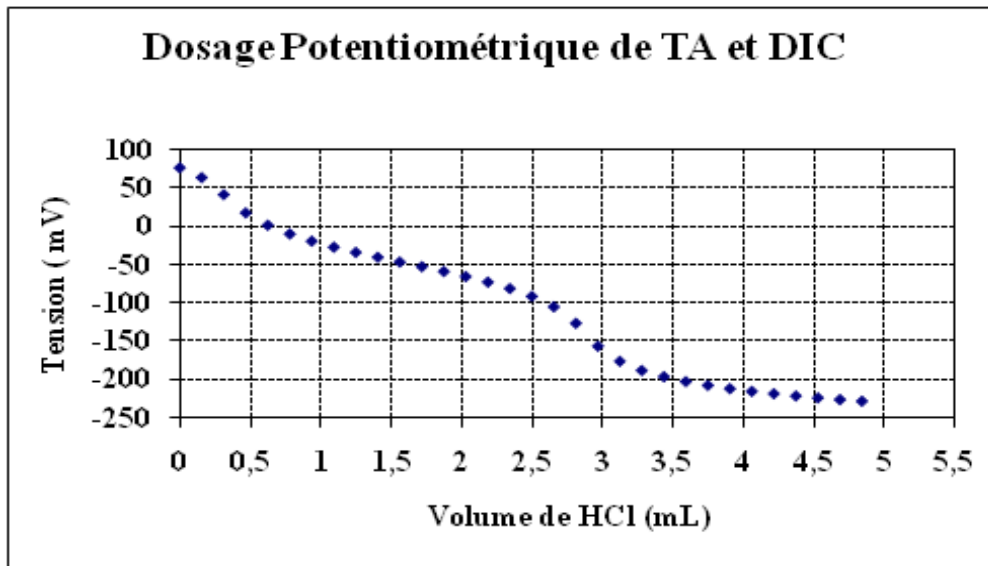


Figure 14: Exemple de courbe de dosage des paramètres du carbone DIC et TA par la méthode de dosage potentiométrique.

A partir donc de cette deuxième étape, les paramètres DIC et TA sont déterminés et permettent de calculer la $f\text{CO}_2$.

2.1.3. Détermination de la fugacité du CO_2 océanique ($f\text{CO}_2$)

$f\text{CO}_2$ a été calculée à partir des données TA et DIC des campagnes EGEE en utilisant les constantes d'équilibre définies à la section 1.2, à l'exception de la campagne EGEE 3 pendant laquelle la fugacité de CO_2 océanique a été directement mesurée à bord du navire.

2.1.3.1. Mesure directe de $f\text{CO}_2$

Pendant EGEE 3, la fugacité de CO_2 dans l'eau de mer de surface et dans l'air a été mesurée par une technique basée sur la détection infrarouge (Lefèvre, 2009). Le système se compose principalement d'un équilibrateur et d'un détecteur infrarouge Licor 6262 (Figure 15).

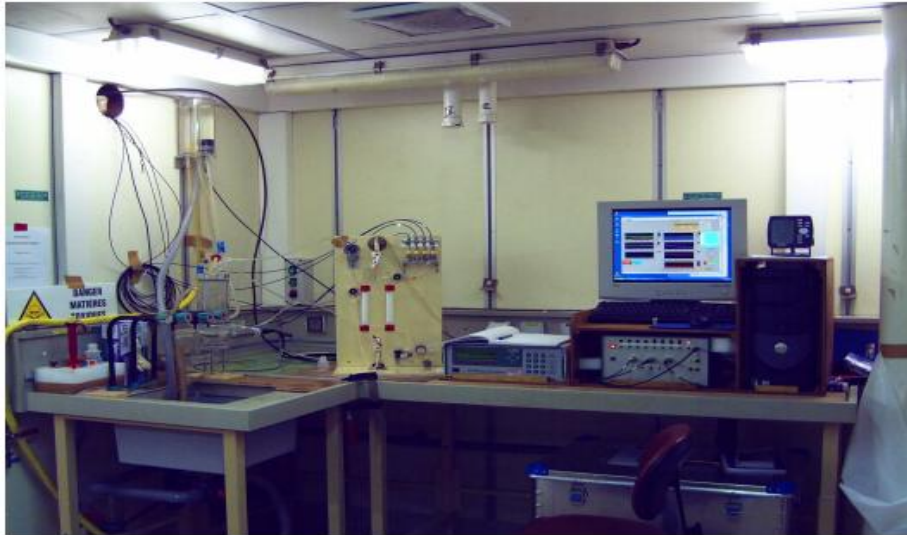


Figure 15 : Dispositif de mesure de la fugacité CO₂ (Source LOCEAN – Archives Photos - Nathalie Lefèvre)

Le système est automatisé et géré par un programme écrit en Labview. L'eau de mer est pompée à partir de 5 m de profondeur et circule dans l'équilibrateur avec un débit de 2 L/min ; un circuit fermé d'environ 100 mL d'air circule comme un contre-courant dans l'équilibrateur. L'équilibrateur est conçu de telle sorte qu'il n'y ait pas de bulles à l'interface air-mer. Le temps caractéristique de rééquilibrage de la cellule dépend principalement de l'ampleur du déséquilibre. Par exemple, il faut moins de 10 min à rééquilibrer une eau de mer avec une fugacité de 350 μatm en équilibre avec l'air, lorsque la fugacité de l'air augmente brusquement de 350 à 400 μatm ou diminue de 350 à 300 μatm en 5 s.

Les gaz étalons, l'air atmosphérique et l'air équilibré avec l'eau de mer ne sont pas exactement mesurés à la pression atmosphérique. Pour tenir compte de ces effets de la pression trois capteurs de pression sont utilisés: l'un mesure la pression atmosphérique (P_{atm}) ; les deux autres mesurent la différence entre P_{atm} et la pression dans la cellule du détecteur, et entre P_{atm} et la pression dans l'équilibrateur. Afin de diminuer l'effet de variation de température, la cellule est thermostatée avec la même eau de mer de surface que celle utilisée pour la mesure de $f\text{CO}_2$. La température de l'eau de mer dans l'équilibrateur est mesurée avec une sonde Seabird SBE38. L'air atmosphérique est pompé à l'avant du navire. Des étalons sont utilisés pour calibrer le détecteur. Ils ont des concentrations connues de CO₂ dans l'air sec (260, 350 et 479 ppm).

2.1.3.2. Calcul de $f\text{CO}_2$ à partir de TA et DIC

Le calcul de $f\text{CO}_2$ à partir de TA et DIC peut s'effectuer en utilisant différentes constantes de dissociation. Afin de choisir les meilleures constantes de dissociation pour le calcul $f\text{CO}_2$, nous avons effectué une comparaison entre les valeurs mesurées à bord durant la

campagne EGEE 3 et celles calculées à partir de TA et DIC. Cette comparaison a été effectuée en se basant sur les outils statistiques décrits dans le paragraphe 2.3 du chapitre 2. Il s'agit principalement ici de l'erreur quadratique (rmse en anglais : root mean square error) et de l'écart type. Dans le tableau 4 sont mentionnées les différentes constantes de dissociation utilisées pour le calcul de la fugacité de CO₂ avec leurs valeurs respectives de rmse et de la moyenne des écarts obtenus. Il ressort de la comparaison effectuée que l'utilisation des constantes de dissociations de Mehrbach et al, (1973) revues par Dickson and Millero (1987) fournit les plus faibles valeurs de rmse (~7 µatm) et de la moyenne des écarts (~4 µatm). Ce résultat est en accord avec différentes études (Lee et al, 2000 ; Lueker et al, 2000; Wanninkhof et al, 1999).

Dans la suite, nous utiliserons donc les constantes de dissociation de Mehrbach et al, (1973) revues par Dickson and Millero (1987) pour le calcul de fCO₂.

Constantes de dissociation	rmse fCO ₂ (mes-calc) (µatm)	Ecart-type fCO ₂ (mes-calc) (µatm)	Ecart-type fCO ₂ calc (µatm)	Moyenne fCO ₂ (mes-calc) (µatm)
Peng	14,76	6,83	30,54	-12,78
Roy	31,64	8,04	32,65	-29,86
Mehr, refit D&M87	7,32	6,22	30,16	3,76
Mehr-Hans, refit D&M	10,88	7,29	32,02	-7,88
Hans, refit D&M	17,90	7,19	31,71	-16,00
Goyet et Poisson	28,13	7,77	32,48	-26,38

Tableau 4 : Comparaison des différentes constantes de dissociations utilisées pour le calcul de la pression partielle de CO₂. rmse désigne en anglais : root mean square error et en français erreur quadratique.

2.1.4. Détermination du flux air-mer de CO₂

Le flux air –mer de CO₂ est fonction d'un coefficient d'échange qui dépend du vent et de la différence de fugacité de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère :

$$F = k s \Delta fCO_2 \quad \text{avec} \quad (16)$$

F : flux air-mer de CO₂,

k : vitesse de transfert du CO₂ à l'interface air-mer (fonction du vent)

s : solubilité du CO₂ (fonction de SST et SSS)

ΔfCO_2 : différence de fugacité entre l'océan et l'atmosphère.

Pour disposer de données de la fugacité de CO₂ dans l'atmosphère, nous avons utilisé les données de fraction molaire mensuelle de CO₂ (xCO₂) de la station de l'île d'Ascension localisée à 7,92°S et 14,42°W. Cette station fait partie du réseau de stations atmosphériques installées dans différentes zones de la planète pour la mesure des gaz à effet de serre dont le dioxyde de carbone. Le choix de cette station est lié au fait qu'elle est balayée par les masses d'air circulant dans la zone d'étude, et en plus elle est la plus proche de la zone d'étude. La fraction molaire mesurée montre une augmentation au cours du temps (Figure 16). Pour les campagnes EGEE, les valeurs de xCO₂ utilisées proviennent du site du WMO WDCGG, World Meteorological Organization World Data Centre for Greenhouse Gases (<http://gaw.kiskou.go.jp/wdcgg/>).

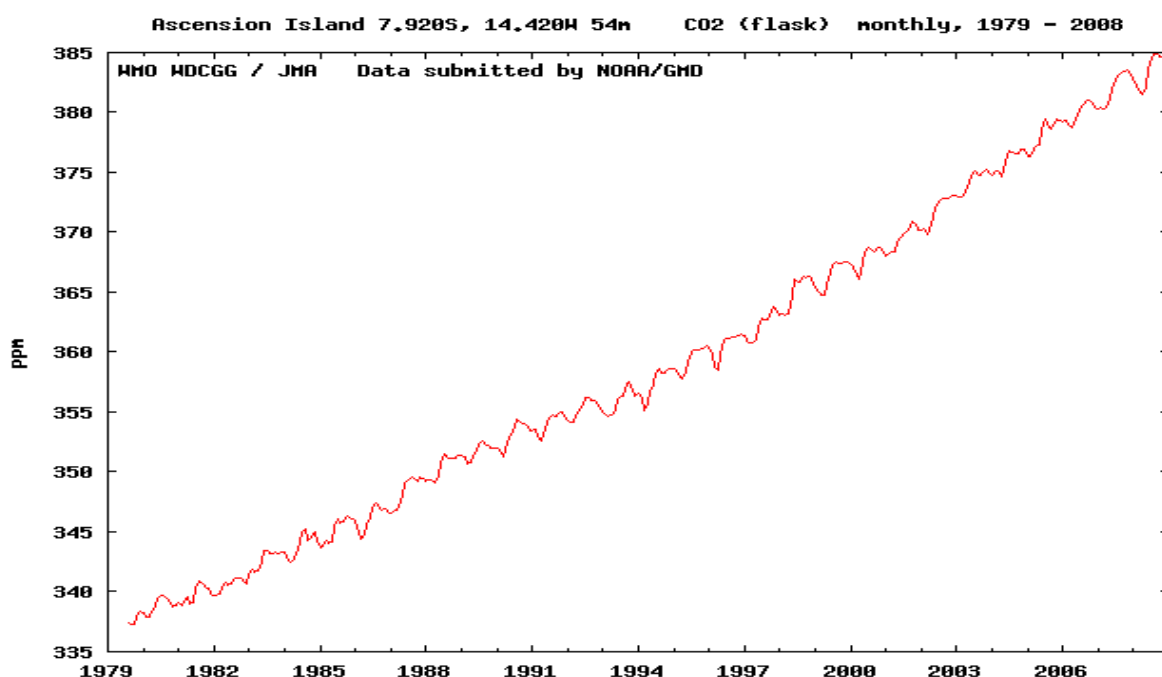


Figure 16: L'évolution de la fraction molaire de CO₂ (xCO₂) durant la période de 1979 à 2008 à la station de l'île d'Ascension à 7,92°S -14,42°W.

La fugacité de la CO₂ atmosphérique est déterminée à partir de la relation suivante :

$$\ln\left(\frac{f}{p}\right) = \frac{B(T)}{RT} p \quad (17)$$

avec $B(T) = -1636,75 + 12,0408 T - 3,27957 \cdot 10^{-2} T^2 + 3,16528 \cdot 10^{-5} T^3$ en cm³/mole, R la constante des gaz parfaits 8,314 J.K⁻¹, T la température en Kelvin.

La fugacité du CO₂ dans un mélange air- CO₂ est reliée à la pression de CO₂ par la relation (Weiss, 1974) :

$$f_i = \frac{n_i}{n_{tot}} p^* \exp\left[(B + 2\delta) \frac{p}{RT}\right] \quad (18)$$

où B correspond à B(T) donné précédemment, $\delta_{CO_2air} = 57,7 - 0,118 * T$ en $cm^3/mole$ et

$\frac{n_i}{n_{tot}}$ est fraction molaire du gaz dans le mélange.

Pour le calcul de la fCO_2 atmosphérique, nous supposons que le gaz a une humidité de 100% car il est juste au-dessus de la mer. Par convention internationale les calculs sont effectués avec une humidité de 100%. La pression de vapeur d'eau dépend de la température de surface de la mer (SST) et de la salinité (S). Cette pression de vapeur d'eau se détermine suivant la relation (Weiss and Price, 1980) :

$$pH_2O = \exp \left[24.4543 - 67.4509 * \left(\frac{100}{SST} \right) - 4.8489 * \ln \left(\frac{SST}{100} \right) - 0.000544 * S \right] \quad (19)$$

La pression partielle de CO_2 atmosphérique est donnée par :

$$pCO_{2atm} = xCO_{2atm} * (P_{atm} - pH_2O) \quad (20)$$

P_{atm} est la pression atmosphérique (atm) et xCO_2 la fraction molaire de CO_2 en partie par million (ppm).

Ainsi connaissant la fraction molaire xCO_2 et la pression partielle pCO_{2atm} , la fugacité de CO_2 atmosphérique est déterminée à partir de l'équation du viriel (D.O.E, 1994) de second ordre :

$$fCO_{2atm} = pCO_{2atm} * \exp \left[\frac{-1636.75 + 12.0408 * SST - 0.0327957 * SST^2 + 0.0000316528 * SST^3}{2 * (57.7 - 0.118 * SST) / (82.0578 * SST)} \right] \quad (21)$$

La fCO_2 atmosphérique est exprimée en μatm .

Plusieurs vitesses de transfert (k) de CO_2 ont été établies pour estimer le coefficient d'échange (K) air –mer de CO_2 qui intervient dans le calcul du flux (Figure 17). Liss and Merlivat (1986) ont proposé une relation empirique entre la vitesse de transfert du CO_2 à l'interface air-mer (k) et le module de la vitesse du vent mesuré à dix mètres au-dessus de la surface de la mer (U_{10}). Cette relation est basée sur des mesures effectuées en soufflerie et des modèles théoriques pour la dépendance de k avec le vent. Dans le cas du régime caractérisé par les vagues déferlantes, les mesures sont extrapolées afin d'établir une relation entre k et U_{10} .

Dans une récente étude (Takahashi et al, 2009), il est mentionné que différentes relations ont été proposés (Wanninkhof (1992), Wanninkhof and McGillis (1999), Nightingale

et al, (2000), Ho et al, (2006) et Sweeney et al, (2007)). Hormis la relation de Wanninkhof and McGillis (1999) et celle de Nightingale et al, (2000), les relations proposées sont de la forme : $k \text{ (cm h}^{-1}\text{)} = \Gamma U^2 (660/Sc)$ avec Γ constante estimée selon différentes procédures de mesure du vent, Sc est le nombre de Schmidt.

Le nombre de Schmidt est défini comme le rapport de la viscosité cinématique de l'eau et de la diffusion moléculaire du gaz dans l'eau ($Sc=v/D$). Ce rapport dépend de la nature du gaz, de la salinité et de la température.

L'amélioration des données de vent et de ^{14}C a engendré de petites valeurs de Γ comme l'a montré Wanninkhof (2007). Naegler et al, (2006) ont signalé que Γ dépend de l'inventaire ^{14}C et le champ de vent utilisé, ainsi il doit être estimé pour les mêmes données de vent utilisé pour le calcul du flux air –mer de CO_2 .

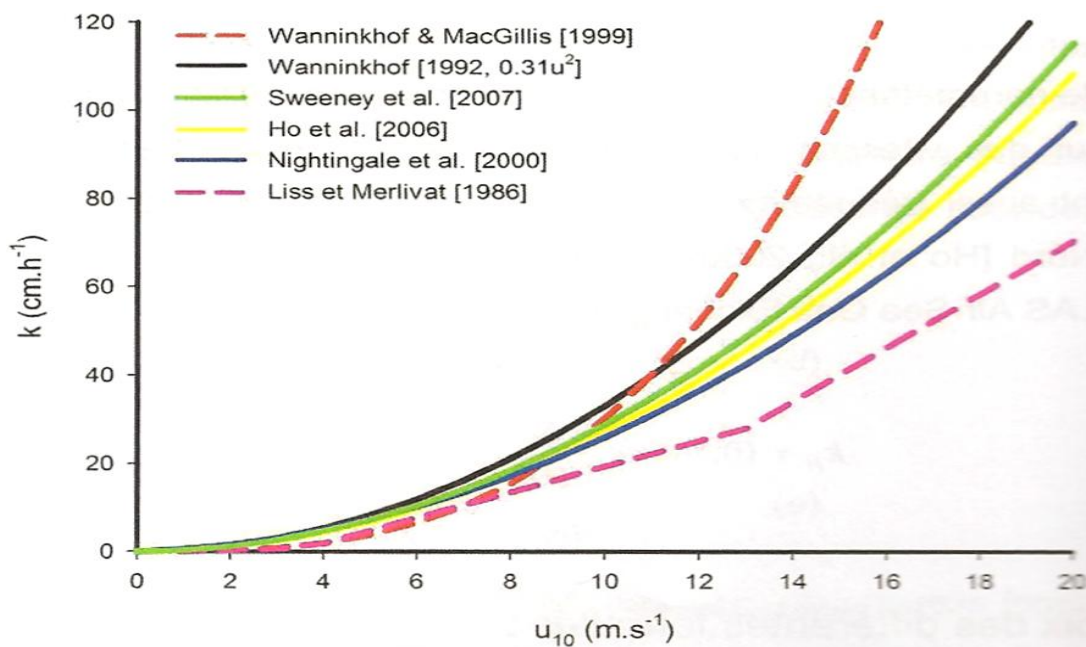


Figure 17: Vitesse de transfert du CO_2 à l'interface air –mer (k) en fonction de la vitesse du vent mesurée à 10 m au –dessus de la mer (U_{10}).

Sweeney et al, (2007) ont étendu cette approche en déterminant une valeur de Γ de 0,27. Cette valeur de Γ a été obtenue sur une moyenne climatologique (1954-2000) de données ré-analysées de vitesses de vents du National Center for Environmental Prediction (NCEP) (Kalnay et al, 1996).

La relation utilisée dans notre étude est celle de Sweeney et al, (2007) formulée comme suit :

$$k=0,27 U^2 (660/Sc)^{1/2} \quad (22)$$

2.1.5. Mesures Biologiques

Les dosages des sels nutritifs (nitrate, nitrite, phosphate) ont été effectués par des méthodes colorimétriques classiques automatisées sur des chaînes de type Auto-Analyseur Technicon selon les protocoles définis par Tréguer and le Corre (1975). Les échantillons étaient directement prélevés à la rosette dans des flacons en polyéthylène de 20 mL. Les analyses étaient effectuées à bord immédiatement après le prélèvement.

Les mesures de fluorescence ont été faites à l'aide de la CTD. Cette dernière dispose d'un capteur de fluorescence.

Les mesures de chlorophylle ont été réalisées uniquement durant la campagne EGEE 3. Les échantillons de chlorophylle –a étaient prélevés toutes les 2 à 10 heures et analysés par Ajit Subramaniam (University of Columbia, USA) selon les techniques standards d'HPLC avec une précision de 3 à 5% (Foster et al., 2009)

2.2. Données complémentaires du carbone

Les données EGEE ont été complétées par celles issues d'autres campagnes océanographiques. Il s'agit principalement des campagnes FOCAL, CITHER, ANTX1/1&5, BIOZAIRE 3 -PIRATA Fr-12, EQUALANT 99, ARAMIS et enfin PIRATA (6°S- 10°W) (Figure 18). Ces campagnes océanographiques se sont déroulées des années 1980 à 2000 dans l'Atlantique tropical (Tableau 5). Les données complémentaires du carbone ont été utilisées pour valider les résultats obtenus d'une part et d'autre part, pour étudier l'évolution temporelle du DIC et de fCO₂. Ces données ont été obtenues à partir d'articles de différents auteurs (Andrié et al., 1986 ; Oudot et al., 1995 ; Bakker et al., 1999 ; Vangriesheim et al., 2007 ; Tanguy et al., 2010 ; Parard et al., 2010).

Campagnes	FOCAL	CITHER 1	ANTXI/1	ANTXI/5	EQUALANT 99	BIOZAIRE 3 -PIRATA Fr 12	ARAMIS	PIRATA
Dates	-Janvier février 1983	-Janvier mars 1993	-Octobre novembre 1993	-Mai juin 1994	- Juillet août 1999	-Décembre 2003 -Janvier 2004	-Octobre 2005 -Mai 2006 -Avril 2007	-Juin 2006 à décembre 2009

Tableau 5 : Récapitulatif des campagnes effectuées dans l'Atlantique tropical des années 80 aux années 2000.

➤ FOCAL

Le programme FOCAL (Français Océan et Climat dans l'Atlantique Equatorial) avait pour objectif général la compréhension des mécanismes physiques responsables du climat et de son évolution. A ce programme était associé un autre programme dénommé PIRAL (**P**rogramme **I**nterdisciplinaire de **R**echerche en **E**nvironnement dans l'**A**tlantique **T**ropical) dont l'objectif était de fournir les informations nécessaires à la prévision de l'évolution de la teneur de CO₂ atmosphérique consécutive à l'utilisation croissante des combustibles fossiles.

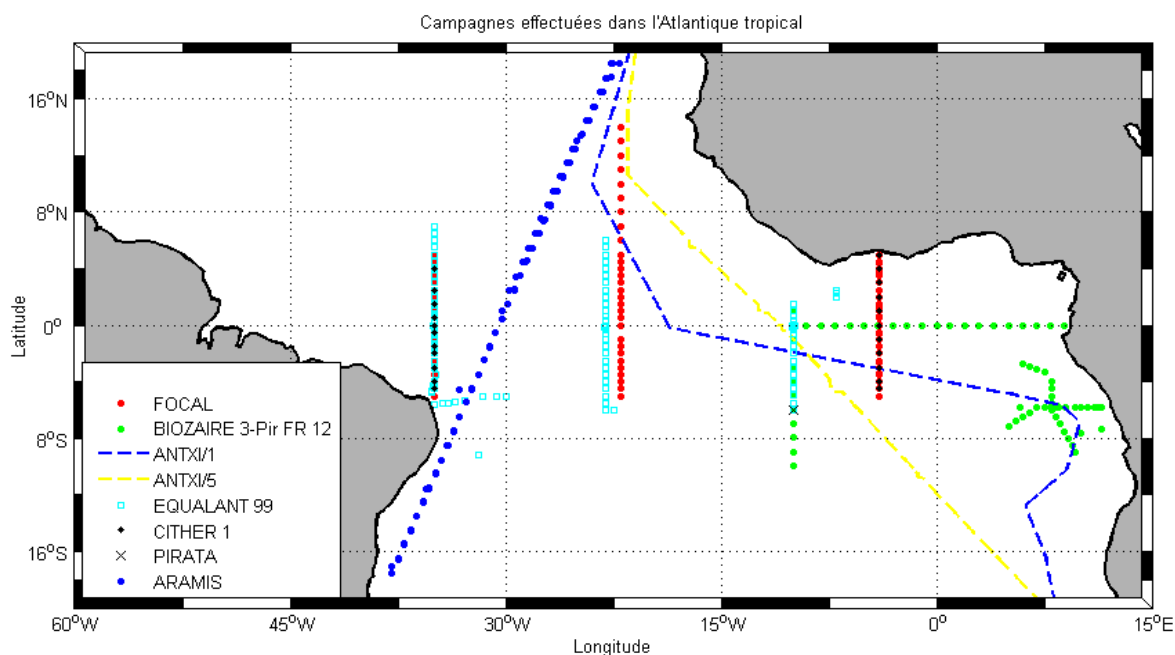


Figure 18 : Points de mesures des paramètres hydrologiques et de carbone utilisés dans notre étude fourni par différentes campagnes de la période 1980 à 2000 dans l'Atlantique tropical.

De juillet 1982 à août 1984, à raison d'une campagne tous les six mois, la zone tropicale de l'océan Atlantique a été couverte avec le N.O. CAPRICORNE en tout ou partie pour étudier la distribution des paramètres physico-chimiques et des pigments chlorophylliens. L'itinéraire du navire est peu différent d'une campagne à l'autre.

Le nombre total des stations des campagnes FOCAL ayant donné lieu à des analyses chimiques est de 400 dont 335 situées entre 5°N et 5°S (Andrié et al., 1986). Durant les campagnes FOCAL 2, 4 et 8, seule la fCO₂ océanique a été mesurée. En outre durant la campagne FOCAL 6, en plus de la mesure de la fCO₂ océanique, une observation du DIC a été faite. Lors de ce travail, la fCO₂ et le DIC seront utilisés pour effectuer les comparaisons sur l'évolution de ces paramètres dans notre zone d'étude.

➤ CITHER

Le projet CITHER (Circulation THERmohaline) est une des composantes du programme WOCE (WOCE (World Ocean Circulation Experiment)). Il a pour objectif

d'analyser la structure hydrologique des masses d'eau pour déterminer la circulation océanique moyenne à travers la ceinture équatoriale Atlantique et d'estimer des transports méridiens de masse d'eau et de chaleur intégrés à travers les sections zonales à 4,30°S et 7,30°N. Il a permis de réaliser entre 1993 et 1995 cinq sections d'hydrologie et de géochimie (Oudot et al, 1995).

➤ **ANTXI/1& 5**

Les campagnes ANTXI/1 et XI/5 (ANTXI/1&5) se sont déroulées dans l'Atlantique tropical respectivement en octobre –novembre 1993 et en mai –juin 1994. Les trajets des campagnes traversent trois principales régions hydrographiques : le gyre subtropical du nord et du sud, et le courant circumpolaire antarctique. La traversée s'est effectuée entre 48°N et 29°S abord du R.V. Polarsten avec un trajet très peu différent d'une campagne à l'autre. Ces campagnes avaient pour objectif les évaluations de l'absorption du CO₂ océanique par la compréhension des processus qui affectent les échanges air –mer de DIC et de TA dans les régions de faibles salinités (LSR) (Bakker et al, 1999).

➤ **EQUALANT 99**

Le projet **EQUALANT** (<http://nansen.ipsl.jussieu.fr/EQUALANT/>) a été créé dans le but d'étudier les modes de variabilité du climat en zone tropicale Atlantique. Il fait partie du programme national ECLAT (Etudes Climatiques dans l'Atlantique Tropical), composante du programme international CLIVAR (Climate VARIability and predictability). Le projet EQUALANT visait plusieurs objectifs dont l'un portait sur la variabilité des flux de chaleur et de CO₂ à l'interface océan-atmosphère et sur le rôle des processus équatoriaux (upwellings, jets profonds) dans la bande équatoriale (6°N-6°S) (Gouriou et al., 2001). La campagne océanographique Equalant 99 s'est effectuée dans la période du 12 juillet au 22 août 1999. Au cours de cette campagne des paramètres du système de carbonates et des paramètres hydrologiques ont été mesurés.

➤ **ARAMIS**

ARAMIS (Altimétrie sur un Rail Atlantique et Mesures In Situ) est un projet qui consiste à effectuer une surveillance, via une ligne de bateaux marchands, des structures thermohalines de couche de surface océaniques en Atlantique tropical pendant au moins 5 ans. Les campagnes ARAMIS (voir <http://aramis.locean-ipsl.upmc.fr/>) ont lieu successivement en octobre 2005 (ARAMIS 7), mai 2006 (ARAMIS 8) et avril 2007 (ARAMIS 9) de la France au Brésil à bord du navire Monte Olivia. Les trajets passent l'équateur autour de 30°W entre 20°N et 20°S (Tanguy et al, 2010). Un total de 128 échantillons pour l'analyse de DIC et TA ont été collectés lors de ces campagnes.

➤ PIRATA - BIOZAIRE

Le programme expérimental PIRATA (Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic) a été mis en place en 1997 dans l'océan Atlantique tropical, dans le cadre du programme international CLIVAR (CLImatic VARIability and predictability). Il avait pour objectif principal d'étudier les interactions océan –atmosphère ayant un lien avec la variabilité du climat régional aux échelles saisonnière, interannuelle et à long terme (Servain et al, 1998 ; Boulès et al., 2008). Le programme multidisciplinaire BIOZAIRE avait pour objectif l'étude des écosystèmes benthiques dans le Congo–Angola du Golfe de Guinée (Sibuet and Vangriesheim, 2009). Les campagnes PIRATA et BIOZAIRE offraient l'opportunité de réaliser des mesures de paramètres du carbone. Ainsi durant les missions PIRATA Fr-12 et BIOZAIRE 3, réalisées durant la période de janvier à décembre 2003 des échantillons de paramètres du carbone collectés. Un capteur CARIOCA pour mesurer fCO_2 en continu a été installé sur la bouée PIRATA localisée à 6°S, 10°W en juin 2006, lors de la campagne EGEE 3 (Lefèvre et al., 2008).

2.3. Méthodes statistiques

Des relations empiriques entre les paramètres hydrologiques et biogéochimiques ont été déterminées pour la zone Est de l'Atlantique tropical. Afin de valider ces relations et d'établir des comparaisons avec d'autres relations du même type, nous avons eu recours à des outils statistiques. Les différentes fonctions statistiques utilisées sont : l'écart –type (déviation standard), l'erreur quadratique moyenne (rmse), le biais moyen (mbe) et le coefficient de détermination r^2 .

2.3.1. Ecart-Type

L'écart type permet d'estimer la dispersion d'un ensemble de mesures par rapport à la moyenne de cet ensemble.

Soit un ensemble de n mesures : X_1, X_2, \dots, X_n

La moyenne \bar{X} est donnée par : $\bar{X} = \frac{1}{n} * \sum_{i=1}^n X_i$,

L'écart –type σ est défini par:

$$\sigma = \left[\frac{1}{n-1} * \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \right]^{1/2} \quad (23)$$

2.3.2. Erreur quadratique moyenne

L'erreur quadratique moyenne exprime la différence entre les valeurs prédites par un modèle (Y_i) et les valeurs observées effectivement (X_i). Elle donne une mesure non systématique de la déviation du modèle.

$$rmse = \left[\frac{1}{n-1} * \sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2 \right]^{1/2} \quad (24)$$

Plus les rmse sont faibles et tendent vers zéro plus le modèle utilisé pour décrire le phénomène est meilleur.

2.3.3. Biais moyen

La moyenne des écarts permet une mesure systématique de la déviation du modèle. Le

biais moyen est donné par :

$$mbe = \frac{1}{n} * \left[\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i) \right] \quad (25)$$

2.3.4. Coefficient de détermination

Le coefficient de détermination donne la proportion de la variation de **Y** qui s'explique par les variations de **X**. Il est donné par :

$$r^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X}) * (Y_i - \bar{Y}) \right]^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 * \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (26)$$

Il est compris entre 0 et 1. Plus le coefficient de détermination est proche de 1, plus la corrélation est bonne.

CHAPITRE 3 : CONDITIONS HYDROLOGIQUES ET BIOGEOCHIMIQUES DURANT LES CAMPAGNES EGEE

3.1. Distribution des paramètres hydrologiques (Salinité et Température)

Les campagnes EGEE ont eu lieu durant les périodes de début et de fin de la mousson africaine, soit aux mois de juin et de septembre de chaque année, à raison de deux campagnes par an pendant trois ans (2005, 2006 et 2007). La campagne EGEE 4 prévue initialement pour le mois de septembre de l'année 2006, s'est déroulée en novembre 2006 pour des raisons logistiques. Les périodes précises de chaque campagne ont été déjà indiquées dans le tableau 3 (chapitre 2).

Lors de ces campagnes les données hydrologiques (SST et SSS) ont été mesurées en continu avec le thermosalinographe (données TSG) et sur des échantillons discrets (données discrètes) collectés le long du trajet.

Ces deux types de données ont été utilisés pour caractériser la situation hydrologique des campagnes EGEE. En plus, dans le but d'élargir l'analyse des conditions hydrologiques des campagnes EGEE à l'ensemble du bassin de l'Est de l'Atlantique tropical, nous avons eu recours aux données mensuelles de SST (TMI) et de climatologie mensuelles de SSS de Levitus. Cette approche permettait de situer chaque campagne EGEE dans le contexte général hydrologique qui a prévalu dans le Golfe de Guinée durant la période de la campagne.

La figure 19 fournit les cartes de distribution de SST TMI dans l'Est de l'Atlantique tropical pendant les 6 campagnes EGEE. Ces cartes de distribution de SST (ainsi que la climatologie de SSS ; Figure 8) montrent, indépendamment de l'année et du mois de campagne, deux régions océaniques (à l'exclusion de la région très proche des côtes) aux caractéristiques hydrologiques distinctes. L'une est localisée au nord de l'équateur avec des températures élevées ($SST > 25^{\circ}\text{C}$) associées à de faibles salinité ($SSS < 35$). L'autre est située au sud de l'équateur avec de faibles températures ($SST < 25^{\circ}\text{C}$) associées à des salinités élevées ($SSS > 35$).

En juin de l'année 2005, les températures de surface sont plus froides que celles de 2006 et 2007 au même mois dans la partie sud du bassin ($0-4^{\circ}\text{S}$). Les SST observées en cette année de juin 2005 sont en moyenne de 24°C . Il y a un plus fort développement de la langue d'eau froide d'est en ouest en juin 2005 qu'en juin 2006 et 2007. Au nord de 2°N , les SST (juin 2005) sont relativement élevées ($\sim 26^{\circ}\text{C}$) comparées à celles de juin 2006 et 2007 avec des SST respectivement supérieures à 28°C et à 27°C . Ce mois de juin 2005 reste plus froid

que les mois de juin 2006. Le mois de juin 2007 présente une situation intermédiaire entre juin 2005 et juin 2006.

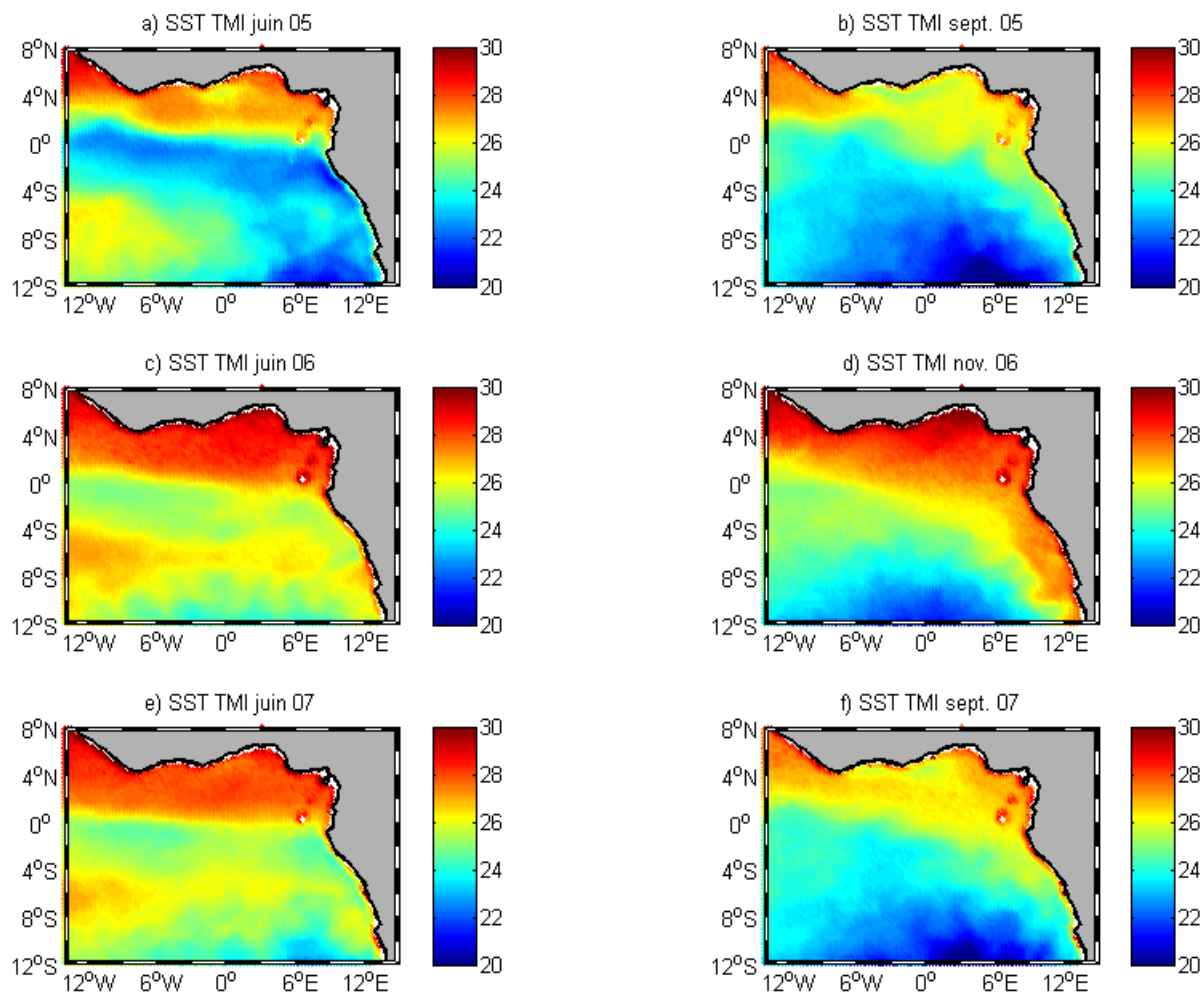


Figure 19 : Cartes mensuelles de température TMI pour l'Est de l'Atlantique tropical : a) juin 2005, b) septembre 2005, c) juin 06, d) novembre 2006, e) juin 2007 et f) septembre 2007.

Les figures 20 et 21 montrent la distribution de la salinité et de la température le long du trajet pour les six campagnes EGEE, dans la région comprise entre 10°S-6°N et 10°W-10°E. De manière générale la salinité croît du nord de l'équateur au sud de l'équateur en couvrant une gamme de valeurs de 32 à 37. La température évolue en sens opposé et décroît du nord de l'équateur au sud de l'équateur dans une gamme de valeurs de 20°C à 30°C. Les conditions hydrologiques de l'ensemble des campagnes EGEE sont caractérisées en moyenne par des valeurs de SSS plus faibles (< 35) associées à des SST plus élevées (>25°C) au nord de l'équateur (6°N-0) et des valeurs de SSS plus élevées (> 35) associées à des SST (<26°C) plus faibles au sud de l'équateur (0-10°S). Les SST fournies par le TSG sont en bon accord avec celles présentées par les données SST TMI.

Il apparaît des différences de SSS entre les campagnes d'un même mois à différentes années notamment dans l'est en juin 2005 et 2006. En effet, à l'est de la bande latitudinale de

0°-4°S, les valeurs observées de SSS de juin 2005 et 2007 sont supérieures à 36. Dans cette même zone pour juin 2006 les valeurs de SSS (~34) sont relativement faibles en comparaison de celles observées en juin 2005.

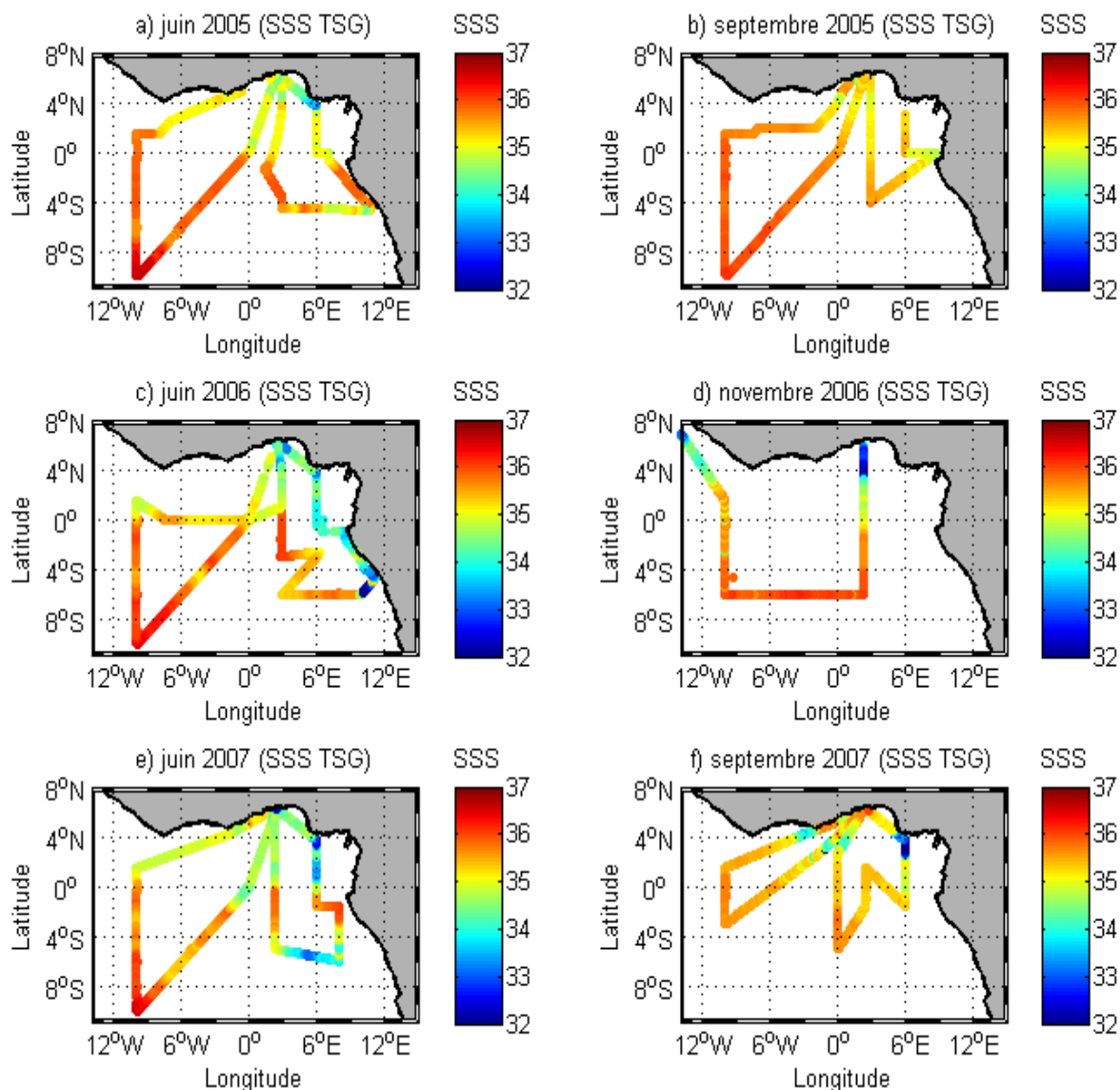


Figure 20 : Distribution de la salinité de surface (SSS) lors des campagnes a) juin 2005 (EGEE 1), b) septembre 2005 (EGEE 2), c) juin 2006 (EGEE 3), d) novembre 2006 (EGEE 4), e) juin 2007 (EGEE 5) et f) septembre 2007 (EGEE 6).

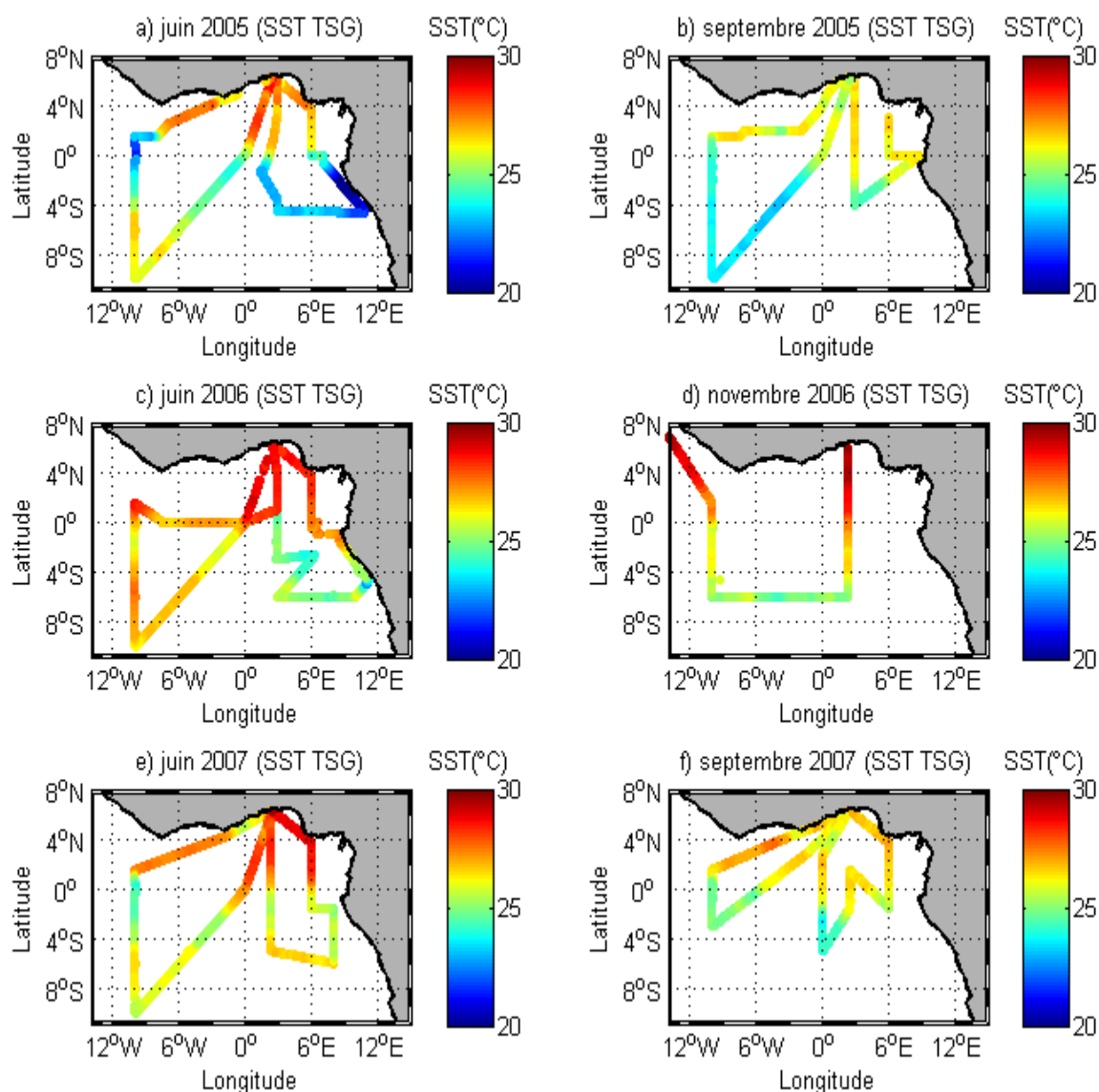


Figure 21 : Distribution de la température de surface (SST) lors des campagnes a) juin 2005 (EGEE 1), b) septembre 2005 (EGEE 2), c) juin 2006 (EGEE 3), d) novembre 2006 (EGEE 4), e) juin 2007 (EGEE 5) et f) septembre 2007 (EGEE 6).

Pour illustrer cette caractéristique hydrologique observée durant l'ensemble des campagnes EGEE, qui se traduit par le gradient nord – sud en salinité et en température, nous avons sélectionné une région océanique qui a été échantillonnée de manière régulière lors des six campagnes EGEE. Cette région est centrée autour de la radiale 2°E de 0,5° de longitude (1,5°E-2,5°E) et une bande de latitude comprise entre 6°N – 6°S. La campagne EGEE 5 ayant une couverture latitudinale plus large (6°N-6°S) a été choisie pour cette illustration avec les données hydrologiques des mesures discrètes. La figure 22 met bien en évidence ce phénomène de gradient nord -sud.

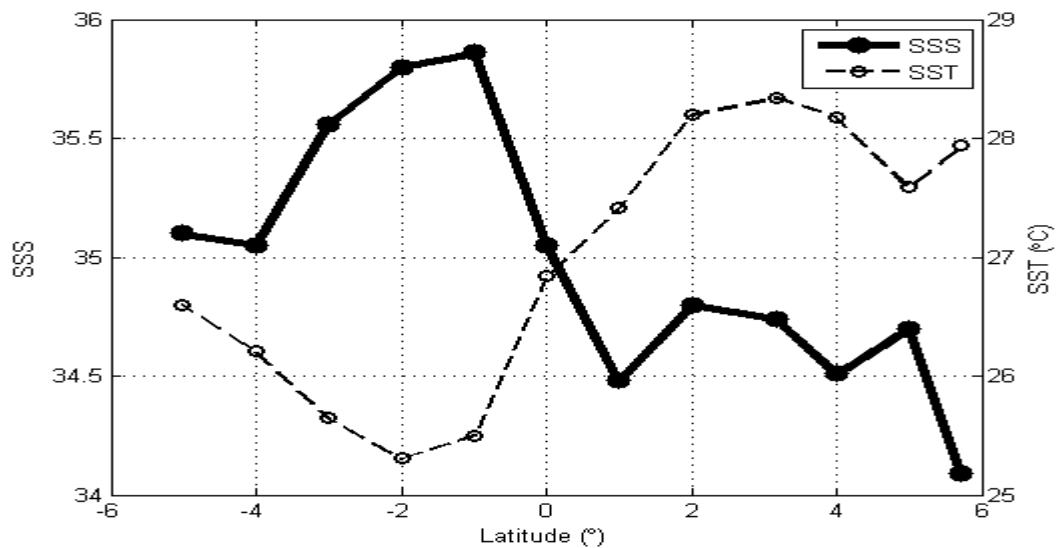


Figure 22: Distribution de la salinité et de la température de surface au Nord de l'équateur (6°N-0°) et au Sud de l'équateur (6°S-0°) le long de la radiale 2°E durant la campagne EGEE 5 en juin 2007.

La confrontation des deux situations hydrologiques décrites, l'une à une large échelle (données SST de TMI : ensemble Golfe de Guinée) et l'autre à une échelle réduite (données SST de TSG: trajets des campagnes) durant la même période montre de fortes similitudes.

Un gradient nord-sud est observé dans la distribution des paramètres hydrologiques. Aux valeurs élevées de SST sont associées les faibles SSS au nord de l'équateur tandis qu'au sud, les faibles SST s'apparentent les fortes SSS. Les valeurs de SSS et SST observées au nord de l'équateur sont dues au transport d'ouest en est par le Courant de Guinée, des eaux guinéennes chaudes (SST >24°C) et dessalées (SSS <35) formées en baie du Biafra (zones de fortes précipitations) et localisées au nord de 2°N. Tandis qu'au sud de l'équateur les valeurs de SSS et SST observées sont liées principalement à la présence de la langue d'eau froide qui s'établit entre juin et septembre. Sa présence induit de faibles températures (SST <24°C) associées à des salinités fortes (SSS > 35) (Wauthy et al, 1977). Cette langue d'eau froide prend naissance à partir de l'upwelling équatorial et de l'upwelling côtier sud. Une analyse comparative des conditions hydrologiques de l'Est de l'Atlantique tropical durant la période de juin 2005 (EGEE 1) et juin 2006 (EGEE 3) a montré que la langue d'eau froide s'étendait de 1°N à 5°S et de 25°W à la côte africaine. Elle est délimitée au nord par des eaux chaudes et au sud de l'équateur par un front intense qui ondule aux échelles horizontales de 800 à 1000 km. Cette analyse mentionne aussi que dans cette région des températures en dessous de 22°C sont observées entre 10°W et 0°E et le long de la côte africaine (Marin et al., 2009).

Cette situation hydrologique marquée par le gradient nord-sud en SST a été observée lors des campagnes FOCAL 4 et 8 durant la période de juillet à août de 1983 à 1984. En effet

l'analyse de la distribution de la SST a montré que le long de la radiale 4°W, la SST (24,8°C) dans la bande de latitude 5°N–0°N était de 2°C plus élevée que la SST (22,8°C) dans la bande de latitude 5°S–0°S (Oudot et al., 1986).

Par ailleurs l'analyse des anomalies de SST sur l'ensemble du bassin du Golfe de Guinée (Bourlès et al., 2009 ; Com. Pers.) pour les années de la période de campagne EGEE, indique que l'ensemble du Golfe de Guinée se trouve dans des conditions hydrologiques d'anomalie de SST froide en juin 2005 et d'anomalie de SST chaude en juin 2006 et 2007. Cette différence est reproduite par le maximum de SST déterminé durant chaque campagne EGEE du mois de juin. En effet le maximum de SST en juin 2005 est de 0,5°C plus faible que le maximum de SST de juin 2006 et de 2007.

3.2. Distribution des paramètres biogéochimiques

3.2.1. Distribution des paramètres biologiques (sels nutritifs et fluorescence) en surface

3.2.1.1. Sels nutritifs

Dans le tableau 6 sont fournies pour chaque campagne EGEE les valeurs maximale et minimale de sels nutritifs avec leur localisation. Durant l'ensemble de la période de juin à septembre des campagnes EGEE, les valeurs maximales de sels nutritifs mesurées varient de 0,98 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 3,19 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ pour les nitrates; 0,20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 0,35 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ pour les phosphates et de 2,00 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 5,54 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ pour les silicates. Les valeurs élevées de sels nutritifs sont observées près des zones côtières et dans les régions d'upwelling.

En moyenne, les concentrations en sels nutritifs des eaux de surface sont très faibles et restent inférieures à 1 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ pour les nitrates et les phosphates.

Sels Nutritifs dans les eaux de surface ($\mu\text{g L}^{-1}$)	EGEE 1		EGEE 2		EGEE 3		EGEE 4		EGEE 5		EGEE 6	
	max	Min	Max	min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	min
Nitrates	3,19	0	1,67	0	3,61	0	0,18	0,07	0,98	0	0,59	0
Latitude ($^{\circ}\text{N}$)	1	2,25	-4,5	0	-4,78	-7	-5,5	0,5	0	-2,5	0	-1
Longitude ($^{\circ}\text{E}$)	10	2,83	-10	7,5	-11,11	-10	-10	2,33	-10	6	10	6
Phosphates	0,35	0	0,35	0	0,33	0,02	0,19	0	0,20	0	0,23	0
Latitude ($^{\circ}\text{N}$)	-4,55	1,5	-4,55	1,5	-4,78	-6	0	0,5	0	3	0	3,5
Longitude ($^{\circ}\text{E}$)	10	2,83	10	2,83	-11,11	-10	-10	2,33	-10	2,33	10	6
Silicates	2,88	0,23	2,16	0,46	5,54	0,55	1,41	0,16	2,23	0,11	2	0,42
Latitude ($^{\circ}\text{N}$)	-4,5	3,75	0	0,5	-4,78	-5	-1,5	0,5	6	3,5	3	2,5
Longitude ($^{\circ}\text{E}$)	8,17	2,83	8,75	6	-11,11	-10	-10	2,33	8	2,33	6	10

Tableau 6 : Valeurs minimales et maximales des sels nutritifs et leurs localisations lors des campagnes EGEE.

3.2.1.2. Fluorescence

Dans le Tableau 7 sont consignées les valeurs de fluorescence observées durant les campagnes EGEE.

Campagnes EGEE		Fluorescence En surface ($\mu\text{g L}^{-1}$)	Latitude	Longitude	Fluorescence En subsurface ($\mu\text{g L}^{-1}$)	Profondeur
EGEE 1	Max	0,87	1 $^{\circ}\text{N}$	10 $^{\circ}\text{W}$	1,18	15-20m
	Min	0,00	4 $^{\circ}\text{S}$	10 $^{\circ}\text{W}$		
EGEE 2	Max	0,56	1,49 $^{\circ}\text{S}$	10 $^{\circ}\text{W}$	0,58	25-30m
	Min	0,00	1,51 $^{\circ}\text{N}$	2,85 $^{\circ}\text{E}$		
EGEE 3	Max	0,58	5,35 $^{\circ}\text{S}$	10,65 $^{\circ}\text{E}$	0,59	3-5m
	Min	0,00	0,5 $^{\circ}\text{S}$	2,82 $^{\circ}\text{E}$		
EGEE 4	Max	0,19	1 $^{\circ}\text{S}$	10 $^{\circ}\text{W}$	0,35	35-40m
	Min	0,01	2 $^{\circ}\text{S}$	2,3 $^{\circ}\text{E}$		
EGEE 5	Max	0,69	0,04 $^{\circ}\text{N}$	9,92 $^{\circ}\text{W}$	0,85	25-30m
	Min	0,04	1 $^{\circ}\text{N}$	2,3 $^{\circ}\text{E}$		
EGEE 6	Max	0,61	0,5 $^{\circ}\text{S}$	10 $^{\circ}\text{W}$	0,68	20-25m
	Min	0,02	1 $^{\circ}\text{N}$	2,5 $^{\circ}\text{E}$		

Tableau 7 : Gamme de valeurs de fluorescence observée en surface et en subsurface durant les campagnes EGEE 1 à 6.

Les valeurs de fluorescence de surface varient d'un minimum de 0 $\mu\text{g L}^{-1}$ à un maximum de 0,87 $\mu\text{g L}^{-1}$. Le maximum est localisé à 1 $^{\circ}\text{N}$ -10 $^{\circ}\text{W}$ observé en juin 2005 (EGEE 1). Par contre la localisation du minimum est variable et dépend des campagnes.

Les images de chlorophylle *a* obtenues par satellite (SEAWIFS) dans la région 0-10 $^{\circ}\text{S}$ et 0-20 $^{\circ}\text{W}$ montrent un cycle saisonnier de chlorophylle avec une moyenne maximale au mois d'août (0,52 $\mu\text{g L}^{-1}$) et minimale (0,16 $\mu\text{g L}^{-1}$) en avril (Perez et al, 2005). Les valeurs de

fluorescence obtenues durant les campagnes EGEE sont du même ordre de grandeur que celles obtenues au mois d'avril. Les valeurs maximales de fluorescence sont plus élevées en juin qu'en septembre de la même année.

3.2.1.3. Analyse des profils de fluorescence et de nitrates

L'activité biologique dans la couche de surface dépend des apports en nutriments. Les profils de fluorescence et de nitrates durant la saison d'upwelling sont représentés sur la figure 23 en juin pour les campagnes des années 2005, 2006 et 2007.

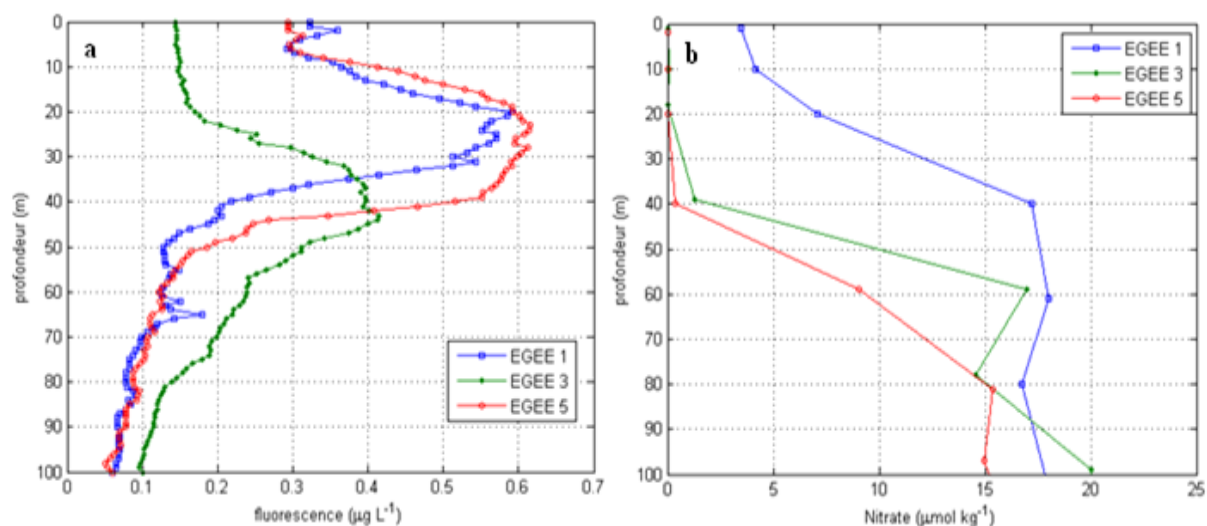


Figure 23 : Exemple d'un profil de fluorescence (a) et de nitrate (b) correspondant en juin à 1°S, 10°W lors des campagnes EGEE 1 (2005), EGEE 3 (2006) et EGEE 5 (2007).

L'analyse des profils de fluorescence (Figure 23) montre qu'en surface les valeurs de fluorescence sont faibles et situent entre 0,1 en juin 2006 et 0,35 $\mu\text{g/L}$ en juin 2005 et 2007. Elles augmentent progressivement jusqu'à atteindre des valeurs maximales en subsurface de 0,4 $\mu\text{g/L}$ en juin 2006 à 0,6 $\mu\text{g/L}$ en juin 2005 et 2007. Elles décroissent et atteignent les valeurs minimales inférieures à 0,1 $\mu\text{g/L}$.

Les maxima de fluorescence en subsurface de juin 2005 et de juin 2007 se situent à une profondeur (15-30 m) plus faible que celle de juin 2006 (35-45m). La différence observée entre le profil de fluorescence de juin 2006 et ceux de juin 2005 et juin 2007 est liée à l'apparition tardive de l'upwelling en 2006 comparée à celui de 2005. En effet en 2005, l'upwelling est apparu en juin tandis qu'en 2006, il est apparu en juillet.

Ce type de profil de fluorescence avec de faibles valeurs de fluorescence en surface et des valeurs maximales en subsurface est régulièrement observé dans les régions tropicales. Il a été défini comme une Structure Tropicale Typique (Herbland and Voituriez, 1979).

Les profils de nitrates présentent quasiment la même tendance de distribution verticale que ceux de la fluorescence. Au maximum de fluorescence est associé à une décroissance rapide de nitrates. A chaque valeur maximale de fluorescence de subsurface est associée une valeur faible de nitrate. A la valeur maximale de fluorescence de subsurface d'environ $0,6 \mu\text{g L}^{-1}$ est associée la valeur minimale de nitrate ($<1 \mu\text{mol kg}^{-1}$) en juin 2007.

Par ailleurs les fortes valeurs de nitrates ($> 5 \mu\text{mol kg}^{-1}$) s'observent en-dessous de 50 m car ils sont consommés par le phytoplancton lors de la formation du maximum de fluorescence. En conséquence, l'activité biologique en surface est extrêmement faible, malgré la présence de l'upwelling équatorial. Lors de leur remontée en surface, les sels nutritifs sont rapidement consommés.

En juin les eaux de surface à 1°S , 10°W présentent en moyenne des valeurs de SST relativement faible ($<25^{\circ}\text{C}$) et de SSS relativement élevées (> 36) qui sont associés à de faibles valeurs de nitrates. En effet l'existence d'une couche épuisée en sels nutritifs ne permet pas le développement du phytoplancton dans des conditions satisfaisantes à la surface (Herbland et al, 1983).

L'activité biologique dans l'Atlantique tropical Est est faible dans les eaux de surface en raison de la consommation rapide en subsurface des sels nutritifs ; même en présence d'upwelling (Herbland and Voituriez, 1979).

3.2.2. Distribution des paramètres du carbone (TA et DIC)

Les distributions de TA et de DIC durant chaque campagne EGEE dans l'Est de l'Atlantique tropical présentent de fortes variabilités. Les valeurs de TA sont comprises entre $2115 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et $2405 \mu\text{mol kg}^{-1}$ avec une amplitude de $290 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Figure 24). Les valeurs de DIC se situent entre $1834 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et $2085 \mu\text{mol kg}^{-1}$ avec une amplitude de $151 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Figure 25). TA et DIC décroissent du nord au sud. Les minimum ($\sim 2115 \mu\text{mol kg}^{-1}$; localisés à $3^{\circ}\text{N} - 6^{\circ}\text{E}$) et maximum ($\sim 2406 \mu\text{mol kg}^{-1}$, $9,9^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{W}$) de TA sont observés respectivement durant les campagnes EGEE 6 en septembre 2007 et EGEE 5 en juin de l'année 2007. Les minima ($\sim 1834 \mu\text{mol kg}^{-1}$; localisés à $3,98^{\circ}\text{N} 2,33^{\circ}\text{E}$) et maxima ($\sim 2084 \mu\text{mol kg}^{-1}$, $4^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{W}$) de DIC sont observés respectivement durant les campagnes EGEE 4 en novembre 2006 et EGEE 2 en septembre 2005. Les minima de TA et DIC observés sont localisés au nord-est du bassin tandis que les maxima se situent dans le sud-ouest de la zone.

Les valeurs de TA et de DIC mesurées durant EGEE sont dans la gamme des valeurs observées dans l'océan Atlantique ($80^{\circ}\text{N}-60^{\circ}\text{S}$) de 2180 et à $2450 \mu\text{mol kg}^{-1}$ pour TA (Millero

et al, 1998) et de 1800 à 2100 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ pour DIC (Oudot et al, 1986 ; Andrié et al, 1986 ; Bakker et al, 1999).

Au nord de l'équateur (6°N - 0°) apparaissent les faibles TA ($<2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$) et DIC ($<2000 \mu\text{mol kg}^{-1}$) et au sud de l'équateur (0° - 10°S), on observe les fortes alcalinités et forts DIC.

Les valeurs élevées de TA ($>2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$) et DIC ($>2000 \mu\text{mol kg}^{-1}$) sont associées à des températures relativement faibles ($< 26^{\circ}\text{C}$) et à des salinités élevées (> 35) et les faibles valeurs de TA ($< 2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$) et DIC ($<2000 \mu\text{mol kg}^{-1}$) sont associées à des températures élevées (26 - 30°C) et des salinités faibles (32 - 35). Les distributions de TA et de DIC suivent celle de la salinité, et sont opposées à celle de la température. Les valeurs les plus élevées du DIC ($>2040 \mu\text{mol kg}^{-1}$) sont situées au sud-ouest (2°S - 10°S ; 10°W - 2°W). Cette zone est isolée des précipitations et des fleuves. Le gradient nord-sud observé pour les paramètres hydrologiques se retrouve avec les paramètres du carbone.

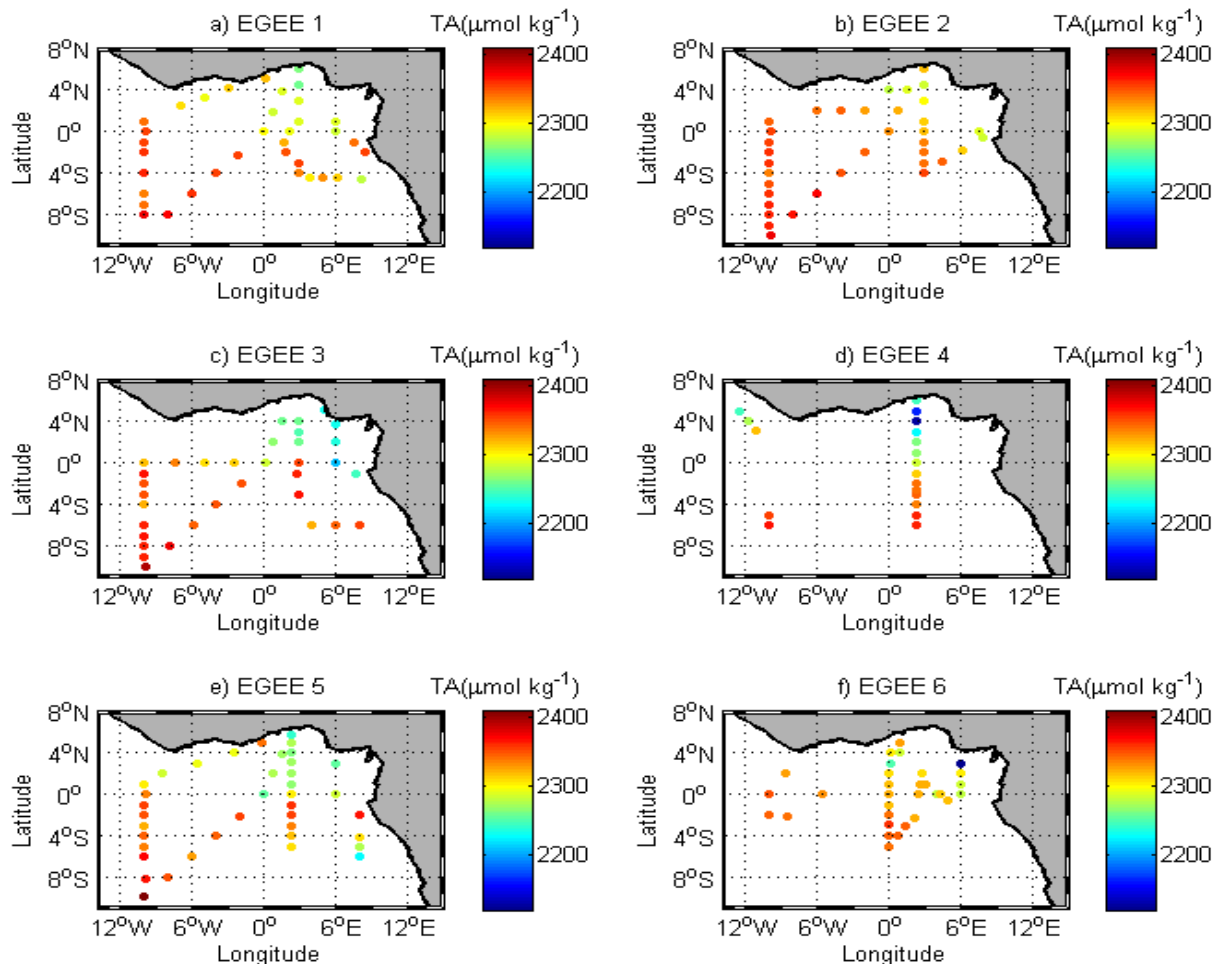


Figure 24 : Distribution de l'Alcalinité Totale (TA) lors des campagnes EGEE (a) EGEE 1, b) EGEE 2, c) EGEE 3, d) EGEE 4, e) EGEE 5 et f) EGEE 6 des mois de juin (pour les nombres impairs) et de septembre (nombre pair) sauf EGEE 4 (novembre 2006)

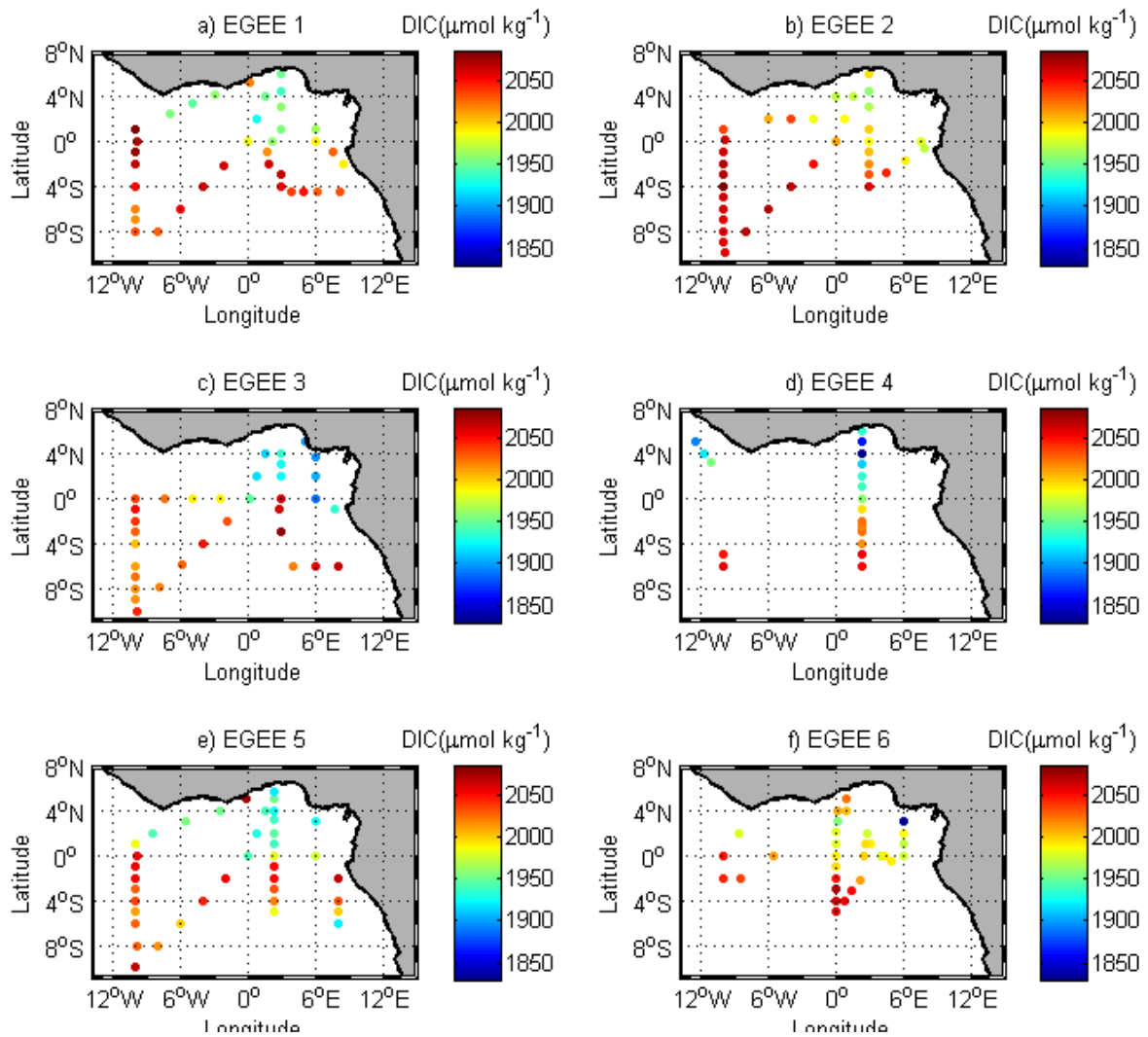


Figure 25 : Distribution du carbone inorganique dissous (DIC) lors des campagnes EGEE (a) EGEE 1, b) EGEE 2, c) EGEE 3, d) EGEE 4, e) EGEE 5 et f) EGEE 6) des mois de juin (pour les nombres impairs) et de septembre (nombre pair) sauf EGEE 4 (novembre 2006).

3.2.2.1. Facteurs de variabilité des paramètres du carbone (TA et DIC)

Dans la région de l'Est de l'Atlantique tropical, les variations de l'alcalinité totale sont liées à celles de la salinité, en particulier les précipitations et l'évaporation. Afin de déterminer l'impact de la salinité sur les variations de TA, les valeurs de TA ont été normalisées à une salinité de 35 ($\text{NTA} = \text{TA} * 35 / \text{SSS}$).

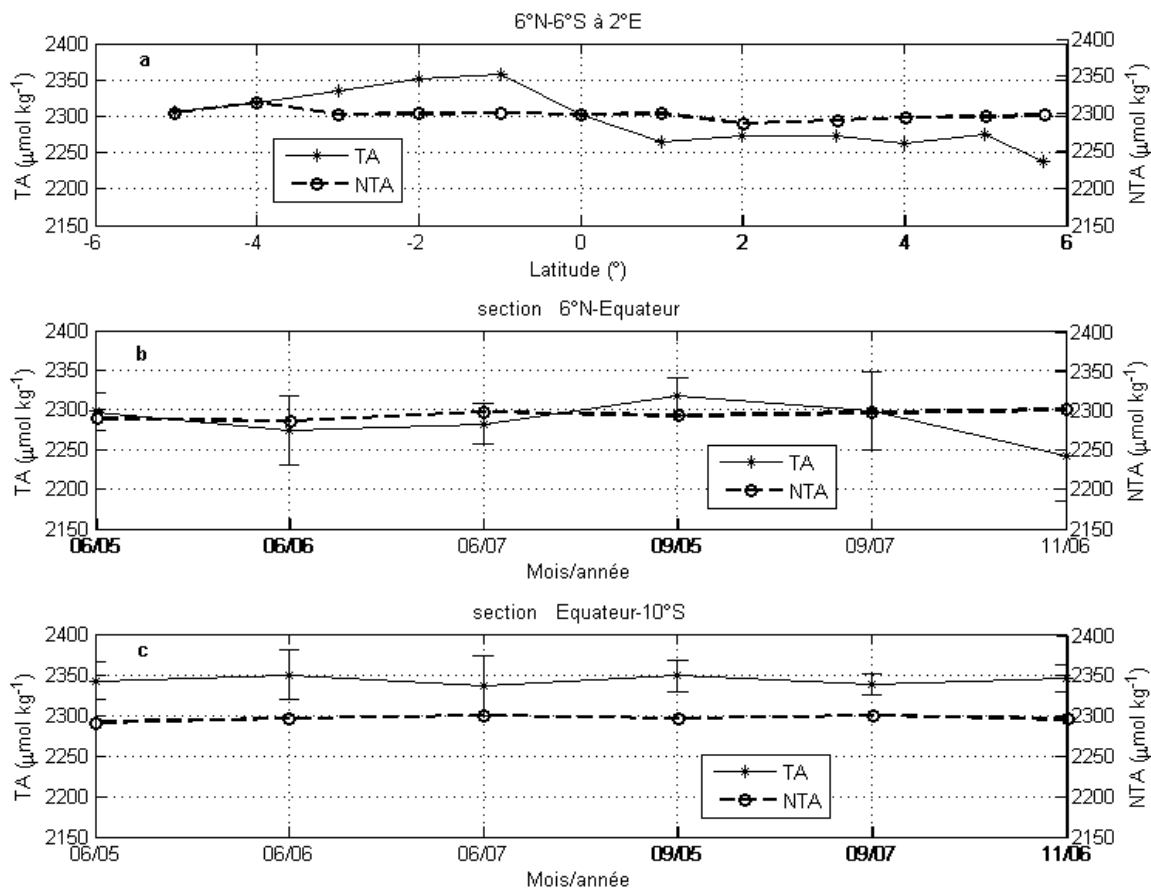


Figure 26 : a) Gradient Nord –Sud de TA et TA normalisée entre 6°N et 6°S à 2°E durant EGEE 5. b) et c) variabilité spatio–temporelle de TA respectivement au Nord et au Sud de l’équateur. Les écarts –types sont indiqués par les barres verticales.

Le gradient nord –sud de TA disparaît totalement après cette normalisation, ce qui signifie que la variabilité de TA est expliquée entièrement par les variations de SSS résultant des effets de dilution (évaporation, précipitations) (Figure 26). En moyennant sur toutes les longitudes, au nord de l’équateur, TA varie de $2285 \pm 33 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en septembre à $2292 \pm 52 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en juin (Figure 26b). Au sud de l’équateur, la valeur moyenne de TA varie entre $2342 \pm 31 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en septembre et $2345 \pm 18 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en juin (Figure 26c). Au nord et au sud de l’équateur, les valeurs de TA sont semblables en juin et en septembre. Le long de 2°E, les valeurs de NTA sont presque constantes montrant que les variations de TA sont entièrement expliquées par des variations de SSS (Figure 26a). La normalisation de TA à une température constante égale à 25°C ($\text{NTA}_{\text{SST}} = \text{TA} \cdot 25 / \text{SST}$) ne modifie pas la distribution de l’alcalinité et n’élimine pas le gradient nord –sud.

Le long de la radiale 2°E, le DIC varie de $1920 \mu\text{mol kg}^{-1}$ à $1980 \mu\text{mol kg}^{-1}$ entre l’équateur et 6°N avec une valeur moyenne de $1967 \pm 48 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et de $1983 \mu\text{mol kg}^{-1}$ à $2050 \mu\text{mol kg}^{-1}$ entre l’équateur et 10°S avec une valeur moyenne $2037 \pm 29 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Après la normalisation du DIC à la salinité de 35 ($\text{NDIC} = \text{DIC} \cdot 35 / \text{SSS}$) (Figure 27a), ou la température à 25°C ($\text{NDIC} = \text{DIC} \cdot 25 / \text{SST}$), le gradient nord –sud est toujours présent ; ce qui

suggère qu'il ne peut pas être expliqué uniquement par des processus thermodynamiques. Par ailleurs les valeurs de DIC restent légèrement plus fortes au sud qu'au nord de l'équateur.

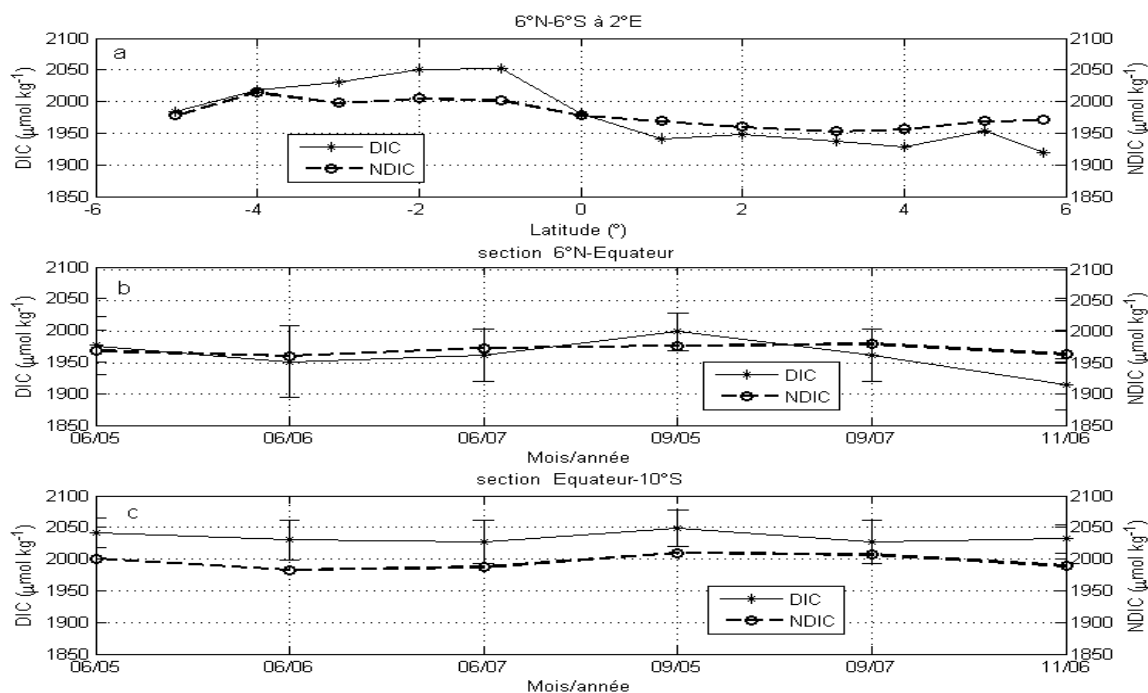


Figure 27 : a) Gradient Nord –Sud de DIC et DIC normalisée entre 6°N et 6°S à 2°E durant EGEE 5. b) et c) variabilité spatio–temporelle de DIC respectivement au Nord et au Sud de l'équateur. Les écarts –types sont indiqués par les barres verticales.

3.3. Variabilité saisonnière des paramètres hydrologiques et du carbone

L'étude de la variabilité des paramètres hydrologiques et biogéochimiques des campagnes EGEE aux échelles saisonnière et interannuelle a été faite en se focalisant sur les radiales 10°W et 2°E couvrant la bande latitudinale 4°N-4°S. Ces deux radiales ont été choisies parce qu'elles ont été échantillonnées de manière identique durant les mois de juin et de septembre de l'année 2005. Les années 2006 et 2007 n'ont pas été prises en compte parce qu'il y a eu d'une part un décalage temporel de la campagne EGEE 4 (novembre 2006) et d'autre part du fait de la faible densité d'échantillonnage durant la campagne EGEE 6 (septembre 2007).

Le long de la radiale 10°W, la salinité montre peu de variations en juin et en septembre 2005 entre les latitudes entre 1°N et 5°S (Figures 28a). Entre 5°S et 7°S, la salinité est légèrement plus faible d'environ 0,25 en juin qu'en septembre. Cette légère variation est localisée dans la région au voisinage de la bouée PIRATA (10°W, 6°S). La tendance est inversée entre 7°S et 10°S où la salinité est plus élevée de 0,50 en moyenne en juin qu'en septembre. De 1°N à environ 1°S, la température en septembre est de 0,5°C à 3°C plus grande que celle de juin (Figure 28c). De 1°S à 3°S, les températures observées en juin et septembre sont très proches. A partir de 4,5°S jusqu'à 10°S, l'évolution de la température est homogène et elle est plus élevée de 2°C en juin qu'en septembre.

Le long de la radiale 2°E, la salinité est quasi semblable en juin et en septembre entre 3°N et 1°S. Toutefois elle est plus élevée en juin qu'en septembre entre 3°N et 4°N (Figure 28d). De 1°S à 4°S, la salinité est plus élevée de 0,2 à 0,4 (3,5°S) en juin qu'en septembre. De 4°N à l'équateur, la température en juin est plus élevée d'environ 1°C qu'en septembre. Par contre de l'équateur à 4°S, la température en septembre est plus élevée de 1°C à 3°C (à 1,5°S) qu'en juin.

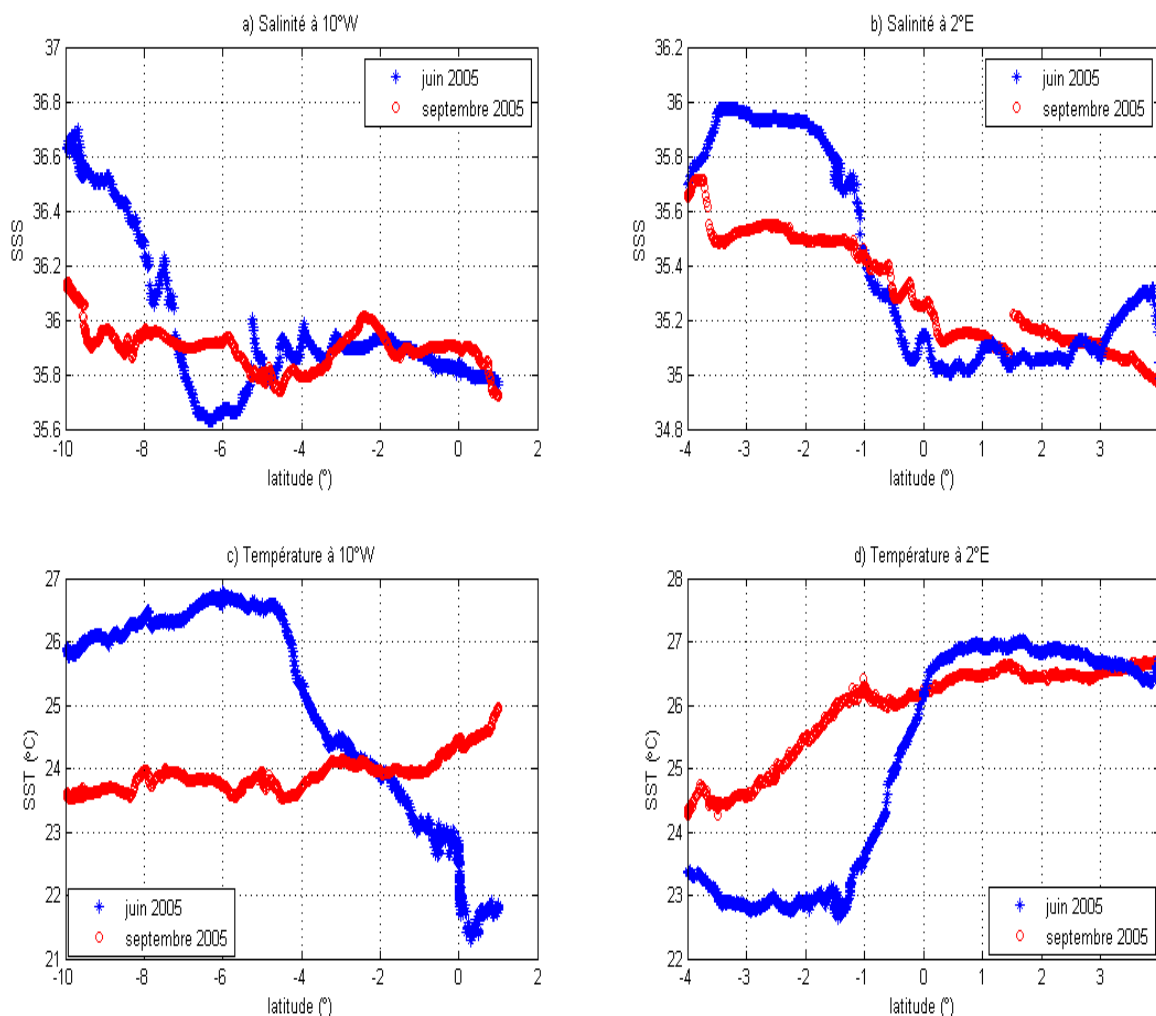


Figure 28 : Distribution de la SSS : a) 10°W et b) 2°E, et de la SST : c) 10°W et d) 2°E en juin et septembre 2005.

Les paramètres hydrologiques montrent une très faible variabilité au nord du bassin et une variabilité relativement forte au sud du bassin avec une amplitude différente selon la bande latitudinale considérée. L'amplitude de la variation saisonnière dans cette région oscille entre 0,2 et 0,5 en salinité et entre 1°C et 3°C en température.

La différence de variabilité zonale très marquée dans le sud du bassin est liée à la présence de la langue d'eau froide qui s'installe en juin et disparaît au mois de septembre. Cela explique les températures plus élevées observées au mois de juin comparées à celles du mois de septembre avec une tendance opposée pour la salinité. Au nord du bassin la variabilité saisonnière de la salinité est liée à la position de l'ITCZ. Cette variabilité de la SSS

entre juin et septembre est faible. Elle s'explique par la présence permanente durant cette période de l'ITCZ sur le continent (Xie and Carton, 2004). En effet, l'ITCZ a une première position moyenne à 5°N entre mai et juin, puis une seconde de juillet à septembre à 10°N (Sultan, 2002).

La faible variation saisonnière de SST et de SSS observée au nord du bassin est donc due à la présence de l'ITCZ sur le continent. Son influence océanique induisant la variabilité des paramètres hydrologiques est faible entre en juin et en septembre de l'année 2005.

Le long de la radiale 10°W, de 1°N à 2°S, l'alcalinité ne varie pratiquement pas de juin à septembre (Figure 29a). De 2°S à 10°S, l'amplitude de variation de l'alcalinité couvre la gamme de 10 à 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. En effet, cette partie du bassin n'est soumise à l'influence d'aucun fleuve et les précipitations sont rares. Ainsi, la faible variabilité de TA en juin comme en septembre s'explique par l'absence de précipitation. Ces eaux océaniques ne sont donc pas diluées.

Entre 1°N et 2°S, le DIC en juin est surestimé par le DIC en septembre avec des variations comprises entre 20 et 40 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (Figure 29c). Ces valeurs élevées de DIC en juin sont dues à l'installation de l'upwelling équatorial avec des eaux riches en CO_2 et des SST faibles (24°C). Dans la partie sud (2°S-8°S), le DIC est plus élevé en septembre qu'en juin avec une gamme de variation allant de 10 à 40 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Ces DIC élevés en septembre proviennent de la langue d'eau froide riche en CO_2 qui est encore présente à cette période de l'année dans le sud du bassin. Durant cette période la moyenne de SST (~24°C) est plus faible en septembre qu'en juin (>25°C) ce qui montre la présence de l'upwelling.

Le long de la radiale 2°E, de 6°N à l'équateur, la tendance saisonnière est marquée par des valeurs de TA et de DIC plus élevée en septembre qu'en juin avec une amplitude de variation allant d'un minimum de 10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (3°N) à un maximum de 60 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (6°N) (Figure 29b, d). Au nord de l'équateur, les SST élevées (>27°C) et de faibles SSS (<35,5) en comparaison avec celles de septembre engendrent des DIC et TA plus faibles en juin qu'en septembre. De 1°S à 3°S, la tendance saisonnière est inversée et se caractérise par des valeurs de TA et de DIC plus élevée en juin qu'en septembre avec un écart maximal de 10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et de 40 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ respectivement pour TA et DIC. Ainsi au sud du bassin, ces valeurs élevées des paramètres du carbone s'expliquent par la tendance hydrologique inversée avec des SST faibles (présence de l'upwelling équatorial, apport de CO_2) et des SSS élevées en juin comparées à celles du mois de septembre.

La variation saisonnière de TA et DIC dépend de la latitude avec des amplitudes maximales allant de 20 à 60 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. L'amplitude maximale observée pour TA est trois fois plus élevée à l'est (60 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) qu'à l'ouest (20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$). Par contre pour le DIC elle est de 40 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à l'est comme à l'ouest du bassin.

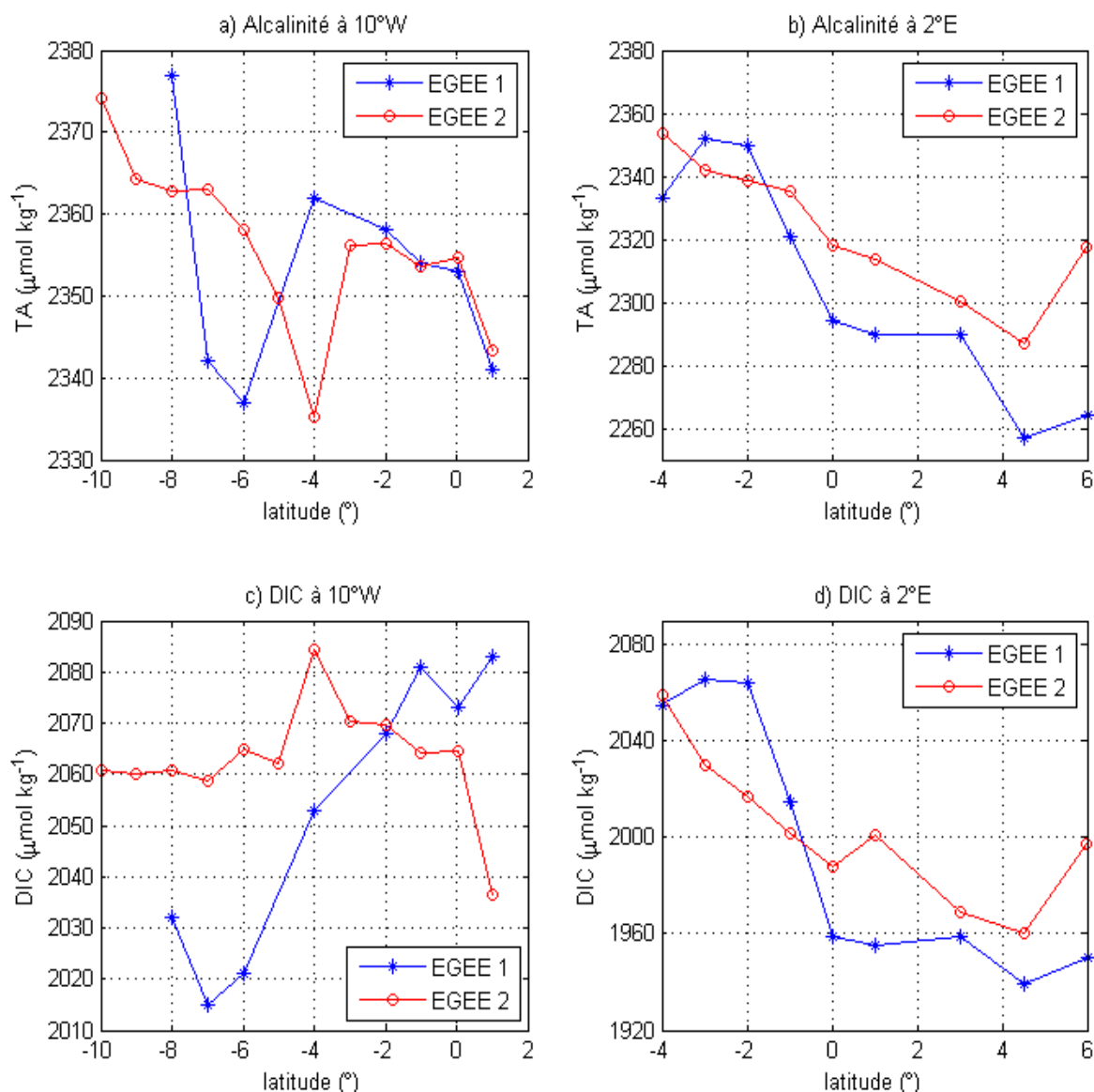


Figure 29 : Distribution de TA le long de : a) 10°W et b) 2°E, et de DIC le long de : c) 10°W et d) 2°E durant les campagnes EGEE 1 (juin 2005) et EGEE 2 (septembre 2005).

3.4. Variabilité interannuelle des paramètres hydrologiques et du carbone

Les figures 30 (a,c) et 30 (b,d) représentent respectivement les distributions latitudinales de la salinité et de la température des eaux de surface à l'ouest du bassin (10°W) et l'est du bassin (2°E) pour les années consécutives 2005, 2006 et 2007 durant le mois de juin. De manière générale, il est observé sur les différentes distributions des écarts entre les valeurs des paramètres hydrologiques SSS et SST. Ces écarts de SSS et de SST entre deux années consécutives du même mois sont plus ou moins importants selon la bande de latitude et les années consécutives considérées.

Le long de la radiale 10°W la différence en SSS (figure 30 a) entre deux années consécutives est relativement faible et ne dépasse pas 0,5 sur toute la bande de latitude comprise entre 10°S et 2°N. Elle est légèrement plus importante entre 2005 et 2006 qu'entre 2006 et 2007.

Pour la SST (Figure 30c), cette différence est en moyenne de 1°C entre 10°S et 4°S, le long de la radiale 10°W. Elle atteint un maximum de 3°C entre juin 2005 et 2006 pour les latitudes comprises entre 4°S et 2°N.

Le long de 2°E, la SSS varie entre 33,5 et 36 en juin 2005, 2006 et 2007 (Figure 30b). En général, les salinités observées dans la partie sud de la zone (4°S -0°) sont comprises entre 35,5 et 36 tandis qu'au nord, elles sont de entre 35,5 à 36. Elle est plus élevée que celle dans la partie nord (0°- 4°N) de la zone qui varie entre 33,5 et 35. Les écarts de SSS en juin entre deux années consécutives de 2005 à 2007 sont de l'ordre 0,5. Le gradient nord –sud apparaît nettement pour ces mois de juin de ces années 2005, 2006 et 2007 avec le secteur 1°N-équateur constituant une zone de transition de la SSS en juin 2006 et 2007 où il y a une baisse de 36 à 34,5. A partir de 1°N, la SSS se stabilise autour de 34 mais elle reste légèrement élevée en juin 2005 à environ 35. De faibles SSS sont observées (~33,5) entre 3°N et 4°N en juin 2006.

Le long de cette même radiale (2°E), le minimum de SST (~22°C) est observé en juin 2005 et le maximum de SST (~28°C) en juin 2007 (Figure 30d). Au sud de l'équateur, les SST couvrent une gamme de 23°C à 26°C tandis qu'au nord de 1°N elles sont situées entre 26,5°C et 28°C. Au sud de l'équateur, l'écart de SST observé entre juin 2005 et juin 2006 est de ~2°C. Au nord de 1°N, cet écart de SST chute de 1°C. Une zone de transition localisée autour de l'équateur laisse apparaître une brusque remontée de la SST beaucoup plus marquée en juin 2006 qu'en juin 2005 induisant un écart de SST de 3°C.

La différence observée entre les valeurs des paramètres SSS et SST de deux années consécutives, à partir de leurs distributions latitudinales le long des radiales 10°W et 2°E indique que pour la SSS cette différence est faible et ne dépasse guère 0,5 tandis que pour la SST elle peut atteindre 3°C. Cette différence est variable selon la latitude. Dans la zone au sud de l'équateur, elle est liée à la présence de la langue d'eau froide.

Par ailleurs le long de la radiale 2°E, aux SST relativement élevées sont associées les SSS relativement basses. Cette observation n'est pas faite sur la radiale 10°W. Cela est attribuable au faible échantillonnage le long de cette radiale (le trajet était limité à ~2°N).

Dans le paragraphe suivant nous allons examiner l'amplitude des variations interannuelles de l'upwelling équatorial.

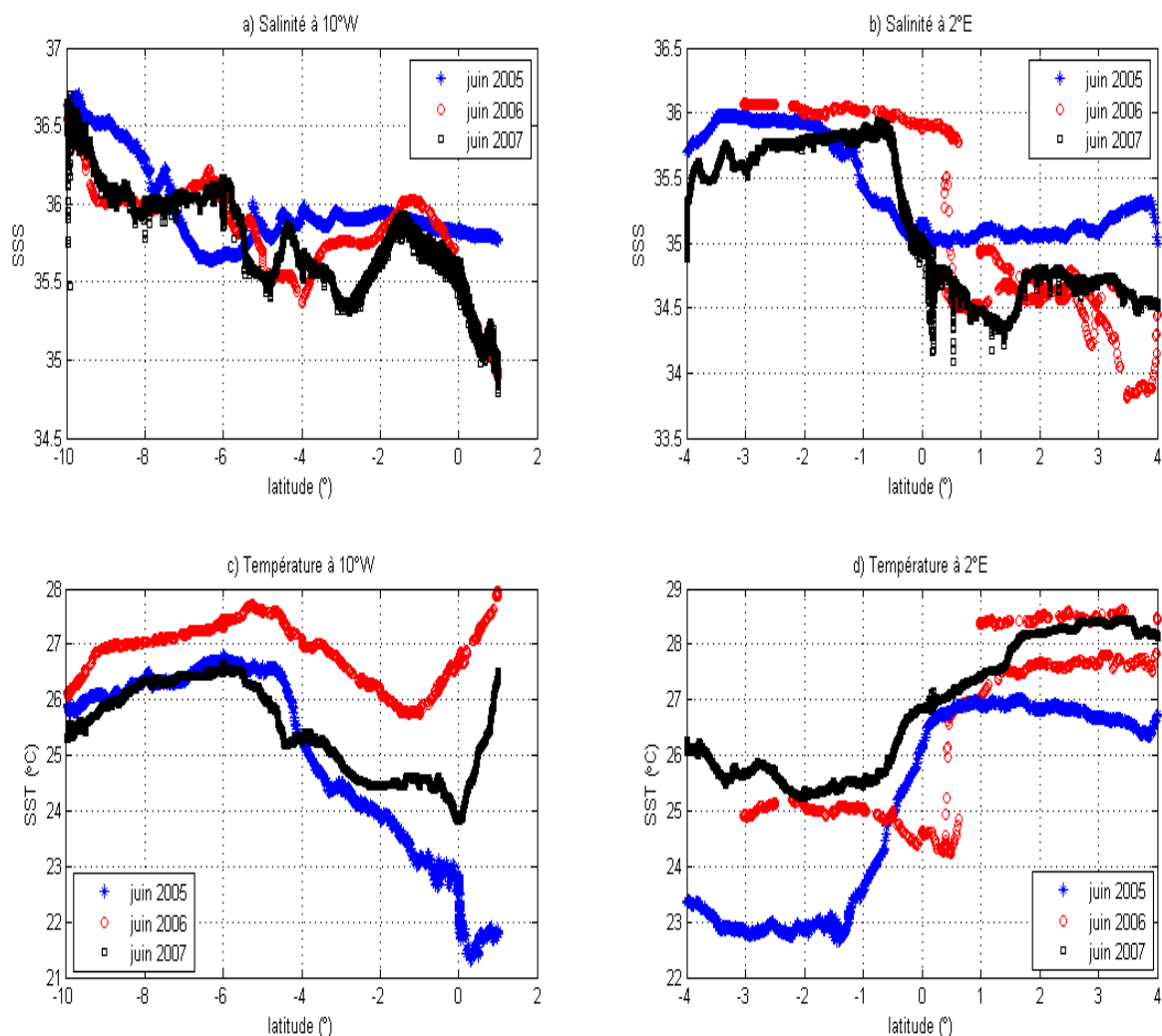


Figure 30 : Distribution de la SSS le long de : a) 10°W et b) 2°E, et de la SST le long de: c) 10°W et d) 2°E en juin 2005 (bleu), juin 2006 (rouge) et juin 2007 (noir).

3.4.1. Amplitude des variations interannuelles de l'upwelling équatorial

Pour déterminer l'intensité de l'upwelling, différents indices ont été proposés. Dans une étude récente une synthèse a été faite sur les différents types d'indices utilisés (Ali, 2008). Cette synthèse fait ressortir d'une part que l'indice d'Ekman est le plus couramment utilisé pour déterminer l'intensité de l'upwelling induit par le vent soufflant parallèlement à la ligne de côte (Wooster et al, 1976). Cet indice est déterminé à partir de la tension locale du vent et de la latitude du lieu. D'autre part, elle souligne que dans des conditions de vents faibles, l'indice d'Ekman n'est pas adapté (Bakun, 1978). Dans ce cas, il faut recourir à d'autres indices. Ainsi un indice annuel a été utilisé pour étudier l'upwelling de la région ivoiro-ghanéenne située entre Tabou (~ 7,5°W ; 3,4°N) à l'ouest de la Côte d'Ivoire et Keta (~ 1°E, 5°N) à l'est du Ghana, où les vents enregistrés sont faibles (Arfi, 1993). Cet indice a été aussi utilisé avec un seuil thermique de 24°C au lieu de 26°C (Binet, 1982). Cet indice est

obtenu en multipliant le nombre de quinzaines où la température moyenne est inférieure au seuil thermique par la différence entre le seuil thermique et la température moyenne de ces périodes. Le seuil thermique est la température à partir de laquelle l'upwelling est soit établi ou se retire. L'upwelling est établi quand la SST dans sa baisse devient inférieure au seuil thermique. L'upwelling se retire quand la SST dans sa remontée devient supérieure au seuil thermique. Le seuil thermique de 26°C se justifie par le fait qu'en dessous de 26°C, il n'y a plus de convection (Arfi et al, 1993 ; Gallardo, 1993). Le choix du seuil thermique peut aussi dépendre de l'intensité de l'upwelling. En situation de faible intensité d'upwelling le seuil de 26°C est préférable à un seuil thermique plus bas, car il permet de mieux prendre en compte l'abaissement des températures observées (Arfi et al, 1993).

Un autre indice annuel utilisé est celui basé sur la somme des anomalies thermiques mensuelles calculées par rapport à la moyenne des températures des périodes froides (juillet à septembre et janvier –février) (Cury and Roy, 1987).

En vue de mieux mettre en évidence la variabilité spatio-temporelle de l'intensité de l'upwelling, un découpage temporel est proposé pour le calcul de l'indice. Il permet une meilleure connaissance des périodes concernées par le refroidissement de l'eau (prise en compte du début et de la fin du refroidissement). A ce niveau deux formules sont proposées. La première concerne le découpage par quinzaine de la période d'upwelling (Arfi et al., 1993) pour la détermination de l'indice en utilisant la relation suivante :

$$I_{qz} = (T_s - M_{qz}) * N_{qz} \text{ (en } ^\circ\text{C.j)} \quad (27)$$

avec :

I_{qz} : Indice d'upwelling par quinzaine

N_{qz} : nombre de jours de la quinzaine pour lesquels la température est inférieure à T_s

M_{qz} : moyenne des températures inférieures à T_s pour la quinzaine considérée.

T_s : seuil thermique ou température de seuil.

La seconde concerne le découpage hebdomadaire de la période d'upwelling (Ali, 2008) pour la détermination de l'indice en utilisant la relation suivante:

$$I = N * \sum_{i=1}^n (T_s - T_i) \quad (28)$$

avec :

I : Indice d'upwelling

N : nombre total de semaines sur toute la période considérée.

n : nombre total de semaines de la période froide.

T_s : seuil thermique ou température de seuil ($T_s < T_i$)

Malgré le large inventaire des possibilités de choix de détermination de l'indice d'upwelling, nous nous sommes limités dans le cadre de notre analyse de l'impact de l'upwelling sur la variabilité interannuelle de la SST à une relation simplifiée dérivant de celles mentionnées ci-dessous. Cette relation est donnée par la formule suivante (Bakun, 1978):

$$I = 25,00 - \overline{SST} \quad (29)$$

avec \overline{SST} désignant la moyenne de la température pour une certaine surface bien délimitée.

Quand l'indice I est positif alors il y a présence d'upwelling. Quand il est négatif alors il y a absence d'upwelling. Pour une saison donnée, l'intensité maximale d'upwelling correspond à la valeur maximale de l'indice pour une aire définie (Hardman-Mountford and McGlade, 2003).

Les observations de SST à l'échelle de la zone couverte par les campagnes EGEE mettent en évidence le développement d'une langue d'eau froide qui est localisée au sud du bassin durant la période de juin à septembre. Elle s'étend entre l'équateur et 4°S puis s'élargit jusqu'à 12°S lorsque l'on se rapproche des côtes congolaises.

Les indices d'upwelling ont été déterminés en utilisant les données de SST de TMI de la région comprise entre l'équateur et 4°S, et entre 10°W et 10°E pour les mois de la période de mai à octobre des années 2005, 2006 et 2007. Toutefois, l'upwelling n'apparaît pas systématiquement dans les mêmes bandes de longitudes (Figure 5) et avec la même amplitude. Cette moyenne de SST effectuée entre 10°W et 10°E ne permet que de mettre en évidence un éventuel signal interannuel de grande échelle affectant toute la zone. Les valeurs d'indice d'upwelling trouvées sont rapportées dans le tableau 8.

Pour l'année 2005, les valeurs positives de l'indice d'upwelling sont observées durant la période de juin à septembre. Le mois de juin marque le début du démarrage de l'upwelling. Elle s'intensifie et atteint son maximum d'intensité au mois de juillet (I=2,49). En mai la valeur négative de I indique que l'upwelling n'est pas encore apparu. Au mois de septembre la valeur positive la plus faible est observée. Elle marque le retrait de l'upwelling car en octobre la valeur de I trouvée est négative.

Pour les années 2006 et 2007, les valeurs positives de I sont observées durant la période de juillet (démarrage de l'upwelling) à septembre (retrait de l'upwelling). Les valeurs négatives de I sont trouvées respectivement en juin et en septembre marquant les bornes des mois de début et de la fin de l'upwelling.

Campagnes	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre
Indice (I) d'upwelling (°C) en 2005	-0,38	2,04	2,49	1,73	0,77	-0,28
Indice (I) d'upwelling (°C) en 2006	-1,92	-0,73	1,41	2,08	0,91	-0,29
Indice (I) d'upwelling (°C) en 2007	-2,94	-0,33	1,04	1,07	0,22	-0,25

Tableau 8 : Indice d'upwelling de mai à octobre des années 2005, 2006 et 2007 (0°-4°S ; 10°E-10°W) calculé à partir de SST TMI.

La variabilité interannuelle de la SST est marquée par le décalage temporel d'un mois entre l'apparition de l'upwelling en juin 2005 et celle en juillet 2006. Ce décalage temporel n'est pas observé entre l'apparition de l'upwelling des années 2006 et 2007. L'upwelling apparaît pour ces deux années consécutives en juillet avec une amplitude différente. L'amplitude de l'upwelling de l'année 2006 est plus élevée que celle de juillet 2007 d'environ un facteur 0,5. Sur toute la période de la présence de l'upwelling (juin à septembre) pour les trois années consécutives (2005 à 2007), la valeur maximale de l'amplitude d'upwelling est observée en juillet 2005 (2,49) suivie par ordre décroissant de celle respectivement des années 2006 (2,08) et 2007 (1,07) en août.

En considérant une région plus étroite en longitude (4°W-4°N) et plus large en latitude (4°N-10°S) comparée à celle que nous avons utilisée pour la détermination de nos indices d'upwelling, Marin et al, (2009) ont analysé les différences entre les conditions de SST de juin 2005 et 2006. Les données de SST utilisées provenaient de la base de données de « operational OSI-SAF project ». Les moyennes latitudinales de SST ont été faites sur la région considérée sur la période du 12 juin au 18 juin de chaque année. Marin et al, (2009) ont observé que le mois de juin 2005 juin était plus froid que juin 2006. Il est aussi plus froid que juin 2007.

La région considérée pour cette analyse correspond à une région où l'upwelling est maximal durant la saison froide (Veingartner and Weisberg, 1991). Il ressort de cette analyse que les variations latitudinales de SST de juin et juillet 2006 étaient respectivement très semblables à celles de mai et juin 2005. Cela a été justifié par le fait que les vitesses de refroidissement entre mars et juin des années 2005 et 2006 étaient en déphase temporel et que le refroidissement de 2006 était retardé d'un mois comparé à celui de 2005 (Marin et al, 2009). Ce décalage temporel a été mis en évidence par le biais des indices d'upwellings mensuels. Par ailleurs cette analyse a aussi montré que la décroissance de la température était similaire en 2005 et en 2006 durant la période d'avril et août (entre la saison chaude et la saison froide) pour les deux années 2005 et 2006 (de l'ordre de 6°C). De ce fait la différence de SST est plus le fait du déphasage temporel du début de la saison de la langue d'eau froide,

lequel a commencé plus tôt en 2005 qu'en 2006, que de la différence de l'amplitude et de l'intensité de la langue d'eau froide équatoriale.

En considérant notre région (0° - 4° S ; 10° E- 10° W) de calcul des indices d'upwelling, la moyenne de DIC était de $2037 \pm 39 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en juin 2005, puis de $2013 \pm 52 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en juin 2006 et enfin de $2029 \pm 35 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en juin 2007. La moyenne de DIC était plus élevée en juin 2005 qu'en juin 2007 qui elle-même demeurait plus élevée que celle de juin 2006. L'intensité de l'upwelling influe sur la valeur de DIC observé dans cette région. Le mois de juin 2005 avec une intensité d'upwelling la plus élevée affecte la valeur de DIC dont la valeur est la plus forte. Ainsi, le mois de juin 2007 présente une valeur de DIC comprise entre celle de juin 2005 et celle de juin 2006 qui a la plus faible valeur de DIC.

L'intensité d'upwelling a une forte influence sur la variabilité de DIC dans l'est de l'Atlantique tropical.

3.4.2. Variabilité interannuelle des paramètres du carbone

La figure 31a montre une forte variabilité de TA de juin 2005 à juin 2006 à 10° W. Entre 1° N et 4° S, les TA mesurées en juin 2005 sont supérieures à celles de 2006 avec des écarts compris entre 10 et $37 \mu\text{mol kg}^{-1}$. De 6° S à 8° S, les TA de 2005 sont inférieures à celles de 2006 avec une amplitude moyenne de $25 \mu\text{mol kg}^{-1}$. La variabilité interannuelle de juin 2006 à juin 2007 est faible avec un écart compris entre $\sim 5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et $10 \mu\text{mol kg}^{-1}$.

Les DIC mesurés sont plus élevés entre 1° N et 6° S en juin 2005 qu'en juin 2006 à 10° W (Figure 31c). L'écart interannuel se situe entre $8 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et $50 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Entre 6° S et 8° S, il y a une alternance entre les pics de DIC d'une année à l'autre avec des écarts compris entre $5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et $10 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Les DIC observés en juin 2006 sont supérieurs à ceux de juin 2007 avec un écart pouvant atteindre un maximum de $40 \mu\text{mol kg}^{-1}$.

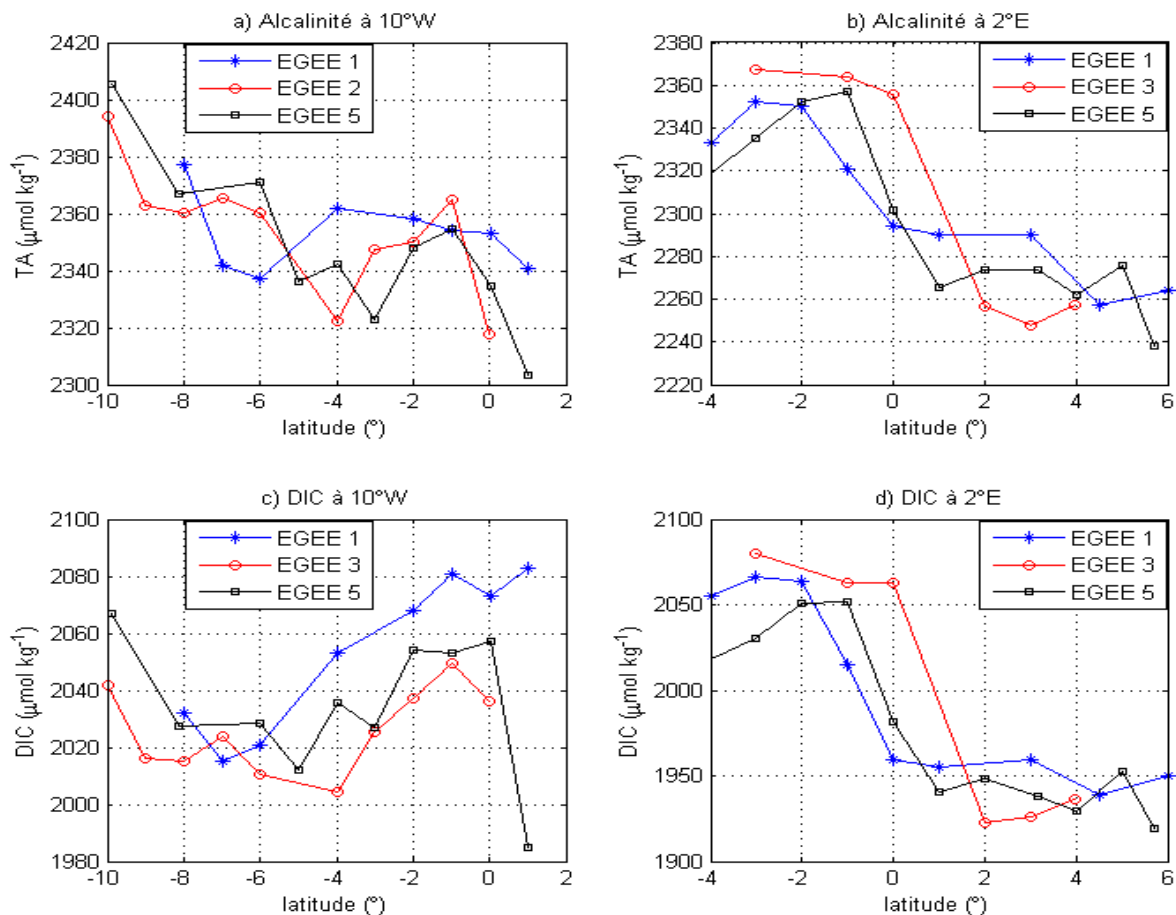


Figure 31 : Distribution de TA le long de : a) 10°W et b) 2°E, et DIC le long de : c) 10°W et d) 2°E durant les campagnes EGEE 1 (juin 2005), EGEE 3 (juin 2006) et EGEE 5 (juin 2007).

Les figures 31b et d présentent la variabilité interannuelle de TA et de DIC à 2°E dans l'Est de l'Atlantique tropical. Au sud de l'équateur (4°S-0°), TA varie entre 2300 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et 2370 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et le DIC est compris entre 1980 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et 2080 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Au nord de 1°N, TA couvre une gamme de 2240 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 2290 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Dans cette même partie du bassin océanique, le DIC se situe entre 1930 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et 1960 $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

De juin 2005 à juin 2006, entre 2°N à 4°N, la variation interannuelle est respectivement de 30 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ pour TA et de 20 à 30 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ pour le DIC. Dans cette même bande de latitude, de juin 2006 à juin 2007, la variation interannuelle est de l'ordre 10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ pour TA et de 5 à 25 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ pour le DIC. La variation interannuelle est légèrement plus faible de 2006 à 2007 que de 2005 à 2006 au mois de juin.

Au sud de l'équateur (3°S-0°), entre juin 2005 et juin 2006 l'amplitude de variation interannuelle de TA était de 20 à 60 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et celle du DIC de 10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 100 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Entre juin 2006 et juin 2007, la variabilité de TA était de 10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 60 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et celle du DIC de 10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 80 $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

Les variations interannuelles de TA et de DIC durant les trois années successives de 2005 à 2007, couvrent une large gamme d'amplitude allant de 10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 100 $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

A 10°W comme à 2°E dans la partie nord du bassin, les faibles variations de TA et DIC résultent du faible changement des conditions hydrologiques (SSS, SST) durant les mois de juin des trois années. Ainsi en juin 2005 et 2007, le DIC est élevé et est associé à des faibles SST. Par contre en juin 2006 le DIC est faible avec des SST élevées. Au sud de la zone (0°-4°S), les valeurs de TA sont très peu variables. Dans cette région, la faible influence des précipitations peut expliquer la faible variabilité de TA. Sur l'ensemble de ces trois années, les conditions d'évaporation et de précipitation étaient quasiment identiques.

Les variations interannuelles du DIC sont importantes entre 2005 et 2006, puis faibles entre 2006 et 2007. Elles suivent celles de l'amplitude de l'upwelling. Les amplitudes de variations interannuelles de l'upwelling peuvent donc expliquer celles du DIC. En effet lorsque l'upwelling est intense, l'apport de carbone en surface est important et le DIC est alors élevée. Toutefois cet apport de carbone en surface par le biais de l'upwelling peut être contrebalancé par l'activité biologique. Dans la zone étudiée, l'activité biologique étant faible, le DIC et l'upwelling varient dans le même sens.

3.5. Distribution de fCO₂ dans l'océan durant EGEE

La figure 32 montre la distribution de la fugacité du CO₂ calculée à partir des données de TA et de DIC lors des campagnes EGEE dans l'Est de l'Atlantique tropical (10°S-6°N et 10°W-10°E). La fCO₂ calculée croît du nord au sud avec des valeurs comprises entre un minimum de 324 µatm (2°N, 0,80°E) en septembre 2005 (EGEE 2) et un maximum de 484 µatm (2,2°S, 2,97°W) en juin 2005 (EGEE 1). Les faibles valeurs de fCO₂ sont en moyenne situées au nord de l'équateur et les valeurs élevées au sud de l'équateur. Il apparaît un gradient nord –sud dans la distribution de la fCO₂ comme observé dans la distribution des deux précédents paramètres du carbone (TA et DIC).

Durant EGEE 3, les mesures en continu de fCO₂ ont montré une forte variabilité au sud –est (4,9°S-5,67°S ; 10°E-11°E) du bassin avec des valeurs atteignant 650 µatm (Figure 33). Cette valeur correspond à l'upwelling côtier à 10,99°E, 4,91°S et est associée à la température la plus froide de la campagne (22,60°C) avec une SSS de 35,46. Ces valeurs élevées de fCO₂ sont souvent observées dans les zones d'upwelling côtier. Par exemple, des fCO₂ supérieures à 1000 µatm ont été enregistrées dans l'upwelling côtier du Pérou (Copin-Montégut and Raimbault, 1994).

L'analyse de la distribution de surface de TA, DIC, fCO₂, SST et SSS a permis de mettre en évidence un gradient nord –sud marqué, et de façon générale une forte dépendance entre les paramètres du carbone et les paramètres physiques.

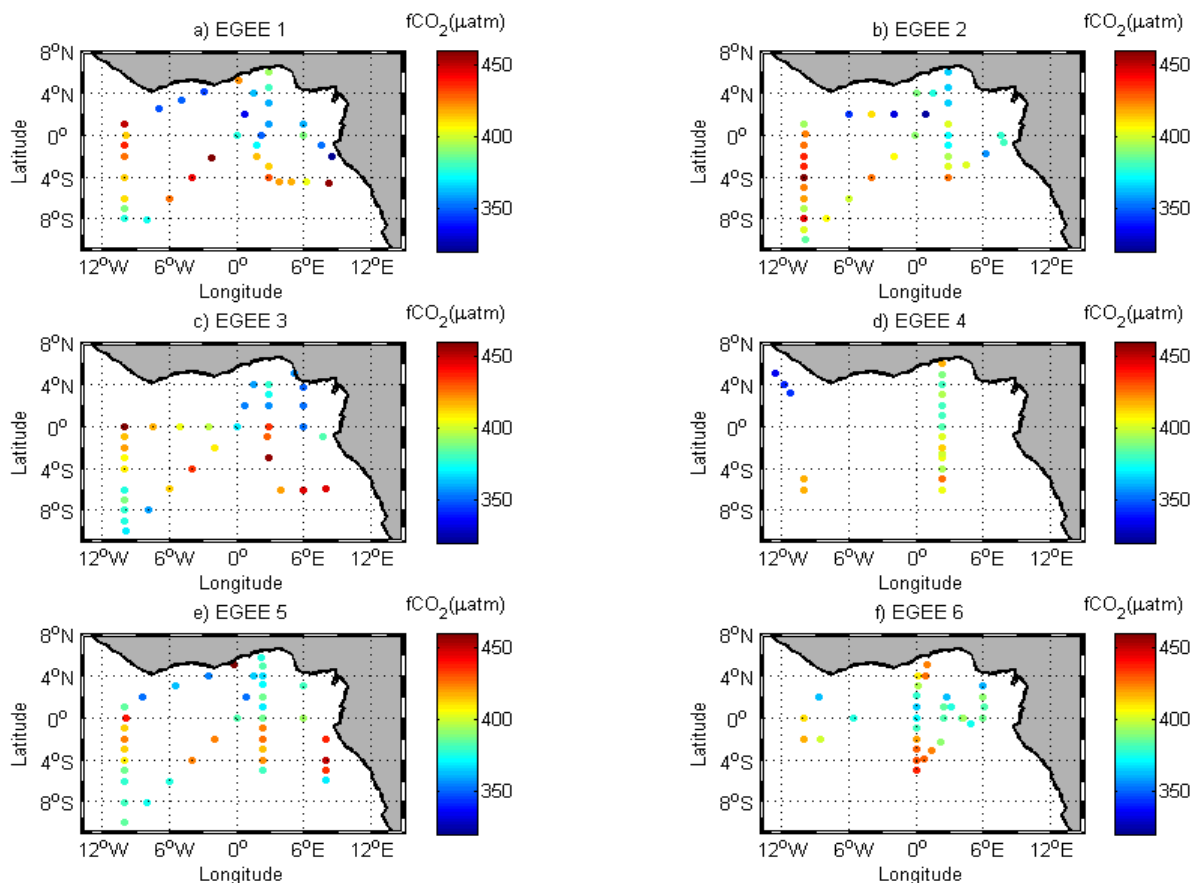


Figure 32 : Distribution des fCO_2 durant les campagnes EGEE (EGEE 1 : juin 2005, EGEE 2 : septembre 2005) EGEE 3 : juin 2006 ; EGEE4 : novembre 2006 ; EGEE 5 (juin 2007 ; EGEE6 : septembre 2007).

L'activité biologique reste très faible en surface et a donc peu d'influence sur les distributions de surface des paramètres du carbone. D'autre part, les distributions de DIC et TA ne montrent pas de variations significatives d'une campagne EGEE à l'autre de 2005 à 2007. Ces résultats vont permettre d'explorer de manière plus quantitative les relations entre les variables DIC, TA et les paramètres physiques SST et SSS.

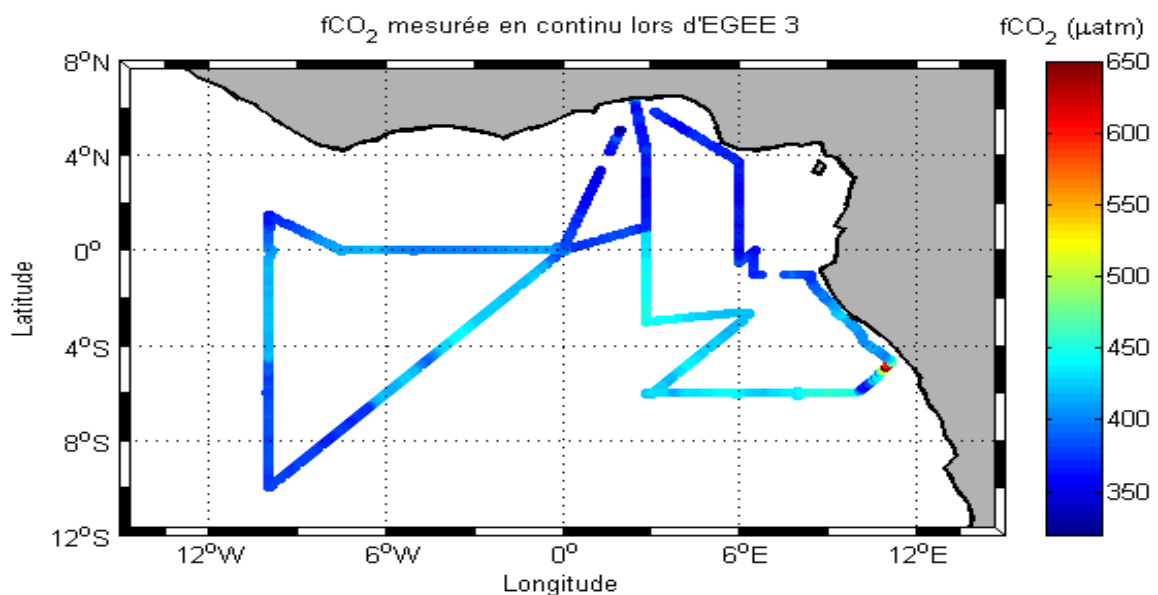


Figure 33 : Mesure de la fugacité de CO_2 (fCO_2) en continu lors de la campagne de juin 2006-EGEE 3.

CHAPITRE 4 : RELATIONS ENTRE LES PARAMETRES HYDROLOGIQUES ET LES PARAMETRES DU CARBONE DANS L'EST DE L'ATLANTIQUE TROPICAL

4. 1. Alcalinité et Salinité

La mise en œuvre des mesures directes des paramètres du système du carbone alcalinité totale (TA), carbone inorganique dissous (DIC), fugacité de CO₂ océanique (fCO₂), lors des campagnes océanographiques, est délicate. Lorsque ces mesures sont effectuées, les couvertures spatiale et temporelle sont parfois insuffisantes pour décrire de manière satisfaisante la zone étudiée. Pour cette raison, des relations empiriques entre les paramètres du système du carbone et les paramètres hydrologiques sont recherchées car ces derniers sont plus faciles à mesurer et régulièrement collectés. Ainsi à partir des relations trouvées et des champs de salinité et température, il devient alors possible de reconstruire des champs de TA, DIC, sur des périodes temporelle et spatiale plus grandes.

4.1.1 Relation alcalinité et salinité

L'analyse de la variabilité de l'alcalinité a montré que celle-ci était fortement corrélée à la salinité. Pour chaque campagne EGEE, nous avons déterminé une relation linéaire empirique entre l'alcalinité et la salinité. Les relations obtenues ont un coefficient de détermination élevé (Tableau 9), compris entre 0,97 et 0,98. La pente de la régression varie très peu et se situe entre 63 et 71 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. La barre d'erreur sur les pentes varie entre 1,41 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et 2 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Cette variation de la barre d'erreur est peu significative vu la valeur des pentes.

Les différences entre les pentes des régressions sont essentiellement dues aux différences de salinité observées. Lorsque la gamme de salinité couverte est supérieure à 34, la pente de régression est proche de 70 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et lorsqu'elle est en deçà de 34, elle est d'environ 65 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. La rmse déterminée varie très faiblement pour les campagnes effectuées dans la même année. Les valeurs de rmse sont comprises entre 4 et 9 $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

En considérant le faible degré de variation des pentes (de l'ordre de 10%), de la non-dépendance des différentes relations avec la période selon l'année, nous avons combiné l'ensemble des campagnes pour rechercher une relation unique pour une gamme de salinité comprise entre 32 et 37 (Figure 34).

Campagnes	TA = a SSS + b		Gamme de la SSS	N	r ²	rmse (μmol kg ⁻¹)
	a	b				
EGEE 1 (7 juin-6 juillet 2005)	70,71±1,80	-185,64±63,62	34,5-36,30	36	0,98	4,75
EGEE 2 (29 août-30 sept. 2005)	70,65±2,05	-180,69±72,60	34,75-36,15	36	0,97	4,35
EGEE 3 (27 mai-7 juillet 2006)	70,24±2,01	-167,97±71,23	34,00-36,50	34	0,97	8,39
EGEE 4 (19 nov.-1 ^{er} déc. 2006)	63,15±2,00	87,20±69,74	32,30-36,10	19	0,98	8,84
EGEE 5 (6 juin-3 juillet 2007)	65,88±1,41	-6,10±49,68	33,90-36,60	39	0,98	5,47
EGEE 6 (1 ^{er} -30 sept. 2007)	64,05±1,58	57,24±55,77	32,10-35,75	31	0,98	5,78

Tableau 9 : Comparaison des différentes relations obtenues à partir de chaque campagne EGEE : TA est exprimée en μmol kg⁻¹. N : nombre d'échantillons ; r² : coefficient de détermination ; rmse : root mean square error (en anglais) – en français erreur quadratique moyenne.

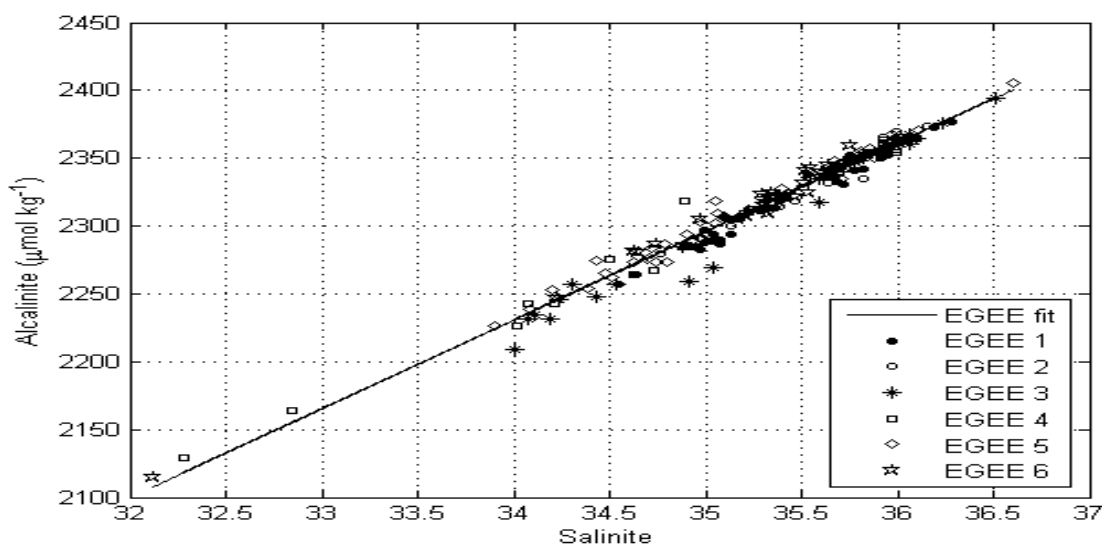


Figure 34 : Relation TA-SSS de l'ensemble des campagnes EGEE

Pour l'ensemble des campagnes EGEE, la relation entre TA et SSS trouvée est :

$$TA = 65,52 (\pm 0,77) * SSS + 2,50 (\pm 27,22) \quad r^2 = 0,97 \quad (30)$$

Cette relation a un coefficient de détermination de 0,97 proche de 1 et la rmse est de 7,21 μmol kg⁻¹ appartenant à la gamme de valeurs de rmse des différentes campagnes. Par ailleurs le biais systématique (mbe) déterminé est extrêmement faible. La valeur de l'ordonnée à l'origine est très faible (2,50). Elle a été déterminée à partir de l'ensemble de toutes les valeurs de TA et de SSS disponibles sur les six campagnes (N= 195). Cependant elle présente une très forte dispersion d'un facteur 10 fois plus élevé que la valeur de l'ordonnée à l'origine. Elle s'explique par les variations de TA d'une campagne à l'autre. En effet la valeur de cette dispersion (± 27,22) est de l'ordre de grandeur des variations de TA observées (environ 1%).

4.1.2. Validation de la relation TA-SSS

La relation TA–SSS établie dans l’Est de l’Atlantique tropical a été comparée à celles établies dans d’autres secteurs de l’Atlantique tropical par différents auteurs (Millero et al., 1998 ; Friis et al, 2003 ; Rios et al, 2003; Lefèvre et al, 2008). Les relations proposées sont de la forme $TA = a \text{ SSS} + b$ et couvrent des zones océaniques plus larges que celle occupée durant les campagnes EGEE. En général, les relations proposées sont valables pour la gamme de salinité comprise entre 33 et 37. Toutefois une relation entre l'alcalinité, la SST et la salinité dans l'Atlantique tropical entre 30°N-30°S pour des températures supérieures à 20°C et des salinités entre 31 et 38 a été proposée par Lee et al., (2006).

La pente des relations varie entre $50 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et $70 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et cette variabilité est liée à la diversité des secteurs océaniques visités dans l’Atlantique tropical (Tableau 10).

Zones	Relations TA-SSS-SST	rmse ($\mu\text{mol/kg}$)	mbe ($\mu\text{mol/kg}$)	Auteurs
6°N-10°S; 10°W-10°E	65,52 * SSS +2,50	7,21	0,01	EGÉE 1-6 (2005-2007)
20°N-20°S; 40°W-15°W	70,73*SSS-183,82	8,14	1,37	Lefèvre et al, (2008)
30°S-30°N (Océans Atlantique, Indien, Pacifique)	2305+58,66* (SSS-35) +2,32* (SSS-35) ² -1,41*(SST-20) +0,04*(SST-20) ²	8,42	-1,55	Lee et al, (2006)
31°N-12,5°S (Océan Atlantique)	58,47*SSS +253	8,75	-1,40	Friis et al, (2003)
10°N-33°S; 20°W-15°E	70,35*SSS -166	8,17	-2,02	Rios et al, (2003)
80°N-60°S (Océan Atlantique)	51,24*SSS + 520,1	17,83	-13,12	Millero et al, (1998)

Tableau 10 : Comparaison des rmse et du biais systématique (mbe) des relations appliquées aux 195 données EGEE (rmse : root mean square error (en anglais) – en français erreur quadratique moyenne ; mbe : mean bias error (en anglais) – en français biais systématique).

Chaque relation rapportée dans le tableau 10 a été appliquée aux données hydrologiques (SSS et/ ou SST) des campagnes EGEE pour générer TA. Ces valeurs de TA obtenues ont été comparées aux données des mesures TA des campagnes EGEE. La rmse qui en résulte varie entre 7 et $18 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Hormis la relation de Millero et al, (1998), les valeurs de rmse obtenues avec les autres relations sont voisines (comprises entre 7 et $9 \mu\text{mol kg}^{-1}$). La rmse la plus élevée (presque deux fois la rmse moyenne) avec un biais en valeur absolue

d'environ $13 \mu\text{mol kg}^{-1}$ est fournie par la relation de Millero et al, (1998). Plus la zone est large, plus la relation s'écarte des observations. Pour des zones plus restreintes, l'écart entre la relation établie et les observations est plus faible. Les relations avec une pente comprise entre 65 et $70 \mu\text{mol kg}^{-1}$ fournissent la plus petite rmse. Nous pouvons donc considérer que la relation TA-SSS établie à partir des campagnes EGEE est valable pour la région 10°N - 10°S , 10°W - 10°E . Par ailleurs la relation de Lee et al, (2006), qui prend en compte la SST montre une différence avec la relation établie dépendant uniquement de la salinité. Cela indique aussi comme nous l'avons montré au paragraphe 3.2 du chapitre 3 que les variations de TA sont totalement expliquées par les variations de salinité.

Des données de TA ont été collectées plus à l'ouest lors des campagnes ARAMIS et permettent de déterminer si la relation peut s'appliquer dans cette partie de l'Atlantique tropical. Les différentes relations TA-SSS ou TA-SSS-SST ont été appliquées en utilisant les données de salinité, de température de ces campagnes ARAMIS. Les TA estimées ont été comparées aux TA mesurées. Les rmse varient entre $10,87$ et $15,36 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Comme à l'est, à l'ouest de l'Atlantique tropical les relations TA-SSS ayant des pentes comprises entre 65 et $70 \mu\text{mol kg}^{-1}$ permettent d'obtenir les faibles rmse. La relation établie durant EGEE donne les plus faibles valeurs de rmse et de mbe, respectivement de $10,87 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et de $0,52 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Nous pouvons déduire que la relation établie dans cette étude est applicable à l'ouest pour une gamme de salinité comprise entre 32 et 38 .

4.1.3. Cartes mensuelles (juin et septembre) d'alcalinité à partir des champs de salinité de surface

A partir de la relation empirique de l'alcalinité en fonction de la salinité, une carte d'alcalinité peut être construite à partir des champs de salinité de surface pour la région du Golfe de Guinée.

Les données climatologiques de salinité ont été extraites des champs mensuels de salinité fournis par la base de données *World Ocean Atlas 2005* avec une résolution spatiale de 1° latitude par 1° longitude (Antonov et al., 2006). Le site pour l'extraction des données climatologiques de salinité est:

<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NODC/.WOA05/.Grid-1x1/.Monthly/>

Seuls les mois de juin et septembre ont été utilisés car nos données étaient limitées au début et à la fin de la mousson ouest africaine. Ces données climatologiques ont été utilisées

aussi bien pour la reconstruction des cartes d'alcalinité que de carbone inorganique dissous dans l'Est de l'Atlantique tropical.

Les cartes de TA de juin et septembre montrent bien le gradient nord-sud associé à la variabilité de la salinité (Figure 35). Des faibles TA sont observées à 4°N-0, 4°E-9°E dans la baie du Biafra (~2100 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) ainsi que près de la côte congolaise (~2200 $\mu\text{mol kg}^{-1}$). Ces zones sont affectées par des fortes précipitations et l'impact des fleuves. Au sud-ouest du bassin (8°-10°S), les alcalinités estimées sont élevées ($\geq 2350 \mu\text{mol kg}^{-1}$).

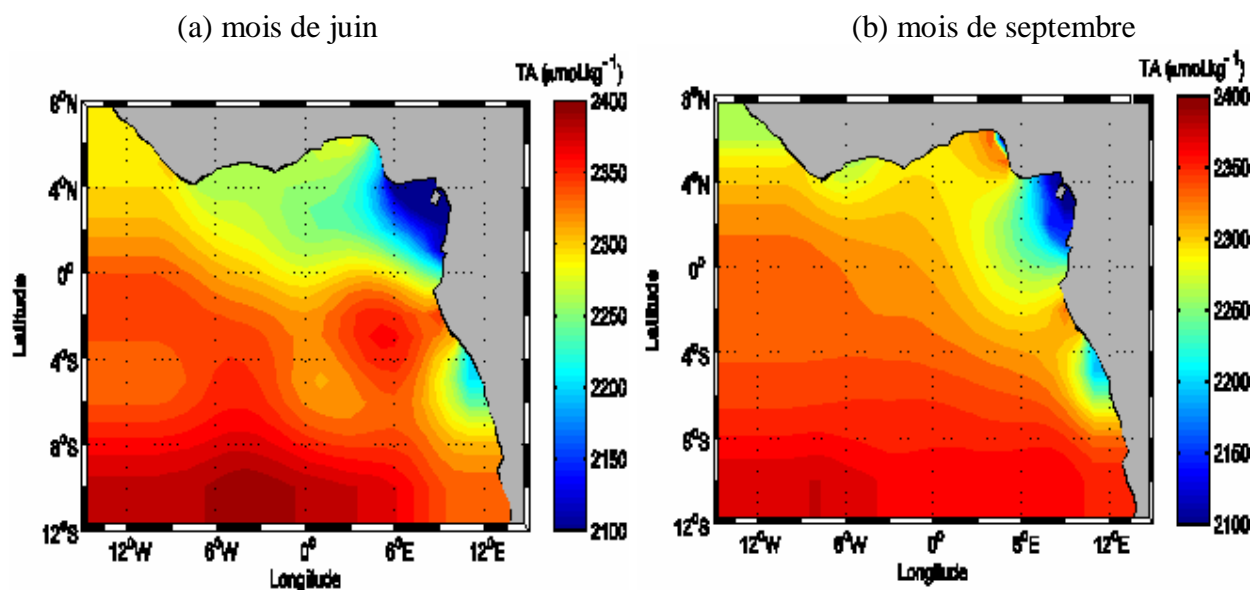


Figure 35 : Carte de distribution de TA dans l'est de l'Atlantique tropical (a) juin et (b) septembre à partir des données de SSS climatologiques (extrait de World Ocean Atlas, 2005).

Dans l'Est de l'Atlantique tropical, les extrema d'alcalinité calculée sont de 2017 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 3,5°N, 7,5°E et de 2397 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 10,5°S, 4,5°W en juin, puis de 2000 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 5,5°N, 4,5°E et de 2380 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 10,5°S, 8,5°W en septembre.

De l'équateur à 6°N, les alcalinités estimées ont des maxima de 2327 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 0,5°N, 10,5°W et de 2338 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 4,5°N, 4,5°E respectivement en juin et en septembre. Dans cette même zone, les minima d'alcalinité obtenue sont de 2017 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 3,5°N, 7,5°W en juin et de 2000 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 5,5°N, 4,5°E en septembre. Les amplitudes des TA estimées au nord sont de 310 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en juin et de 338 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en septembre. Cet écart important des TA estimées s'explique par le fait que les minima de TA se trouvent dans la partie nord-est du bassin influencé par les rivières (baie du Biafra) et fleuve (Niger) et les fortes précipitations locales enregistrées en juin (Figure 7).

De l'équateur à 10°S, les valeurs maximales d'alcalinité sont localisées à 10,5°S, 4,5°W (2397 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) en juin et à 10,5°S, 8,5°W (2380 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) en septembre. Les valeurs minimales sont de 2207 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en juin et 2199 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en septembre localisées à

4,5°S, 10,5°E sous l'influence des eaux du fleuve Congo. Les amplitudes des TA estimées au sud sont de 190 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en juin et de $\sim 180 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en septembre. Que ce soit en juin ou en septembre, les minima de TA sont plus faibles au nord qu'au sud, tandis que les maxima sont assez proches pour ces deux zones.

4.2. DIC-SSS-SST

4.2.1 Etablissement de la relation DIC-SSS-SST

La variabilité du DIC en fonction des paramètres hydrologiques a montré une forte dépendance avec la salinité mais contrairement à l'alcalinité, la salinité n'explique pas toute la variabilité du DIC. En particulier, l'upwelling équatorial apporte du carbone en surface et des fortes valeurs de DIC sont donc associées à des faibles températures. L'apport de carbone est également accompagné de sels nutritifs qui permettent le développement d'une activité biologique de surface. Les valeurs relativement plus élevées de fluorescence de surface mesurées pendant les campagnes EGEE sont observées en général dans la zone d'upwelling (4°S-0°) et sont donc associées à de faibles températures :

$$\text{Fluorescence} = -0,0593 * \text{SST} + 1,6502 \quad r^2 = 0,42 \quad N=323 \quad (31)$$

avec N : nombre d'échantillons

Cette corrélation entre la fluorescence et la température permet de chercher une relation empirique pour le DIC en fonction des seuls paramètres physiques : température et salinité. L'effet de la biologie est pris en compte par la SST. En effet à de faibles valeurs de SST sont associées des valeurs de fluorescence élevées dans les eaux de surface.

Les plus faibles DIC sont dans la région au nord de 2°N tandis qu'elles sont plus élevées dans la région au sud de 2°S. Compte tenu de ce gradient nord –sud des relations DIC-SSS-SST ont été établies dans chacune des régions : au nord de l'équateur (6°N-équateur) où les eaux chaudes à faibles salinités sont observées, et dans la région au sud de l'équateur où de plus fortes salinités et de faibles températures apparaissent en raison de la présence de la langue d'eau froide entre juin et septembre.

Région	DIC-SSS-SST	r ²	σ	N
6°N-0°	(45,33±3,22)*S + (-12,99±1,36)*T+ (731,56±137,62)	0,89	16,33	94
0°-10°S	(46,68±3,72)*S + (-10,97±1,15)*T+ (646,12±137,94)	0,73	15,07	100

Tableau 11 : Relations DIC-SSS-SST de 10°W à 10°E au nord et au sud de l'équateur. Le coefficient de détermination r² est indiqué ainsi que la rmse (σ) et le nombre d'échantillons (N).

Les coefficients des relations sont peu différents et les erreurs standards sur les estimations du DIC varient peu d'une relation à l'autre (Tableau 11). Nous avons donc regroupé l'ensemble des données des campagnes EGEE et établi une relation unique. L'équation suivante a été obtenue pour une gamme de salinité comprise entre 32 et 37:

$$\text{DIC} = 51,71(\pm 2,16) * \text{SSS} - 12,79(\pm 0,89) * \text{SST} + 507,82(\pm 91,32) \quad r^2 = 0,90 \quad (32)$$

L'erreur standard sur le DIC est de $\pm 16,6 \mu\text{mol kg}^{-1}$. La variabilité de DIC est expliquée à 90% par les effets de la température et de la salinité.

Le coefficient de la SST négatif indique qu'aux faibles températures sont associées des fortes concentrations de carbone (DIC élevé) ; ce qui correspond à une situation d'upwelling. Par ailleurs à partir des données collectées à la bouée située à 6°S, 10°W de juin à septembre 2006, au moment où la langue d'eau froide est présente, Lefèvre et al, (2008) ont déterminé la relation DIC-SST suivante :

$$\text{DIC} = -17,1 \text{ SST} + 20473,1 \quad r = -0,95 \quad (\text{coefficient de corrélation négative}) \quad (33)$$

En utilisant cette relation pour éliminer l'effet de l'upwelling, le DIC restant est fortement corrélé à la salinité avec 76% de la variabilité du DIC expliquée par la salinité.

4.2.2 Validation de la relation DIC-SSS-SST des campagnes EGEE

Afin de valider la relation établie, les campagnes océanographiques du Polarstern qui ont échantillonné la région en 1993-1994 (Bakker et al, 1999) et de la campagne BIOZAÏRE 3 (Vangriesheim et al, 2009) ont été utilisées.

A partir des données de SST et SSS issues des campagnes océanographiques ANTXI/1&5, ANTXI/1 et BIOZAÏRE de 10°W à 10°E et de 10°S à 6°N, DIC a été calculé en utilisant la relation (32). Ces valeurs de DIC sont comparées à celles mesurées directement lors de ces campagnes (Figure 36).

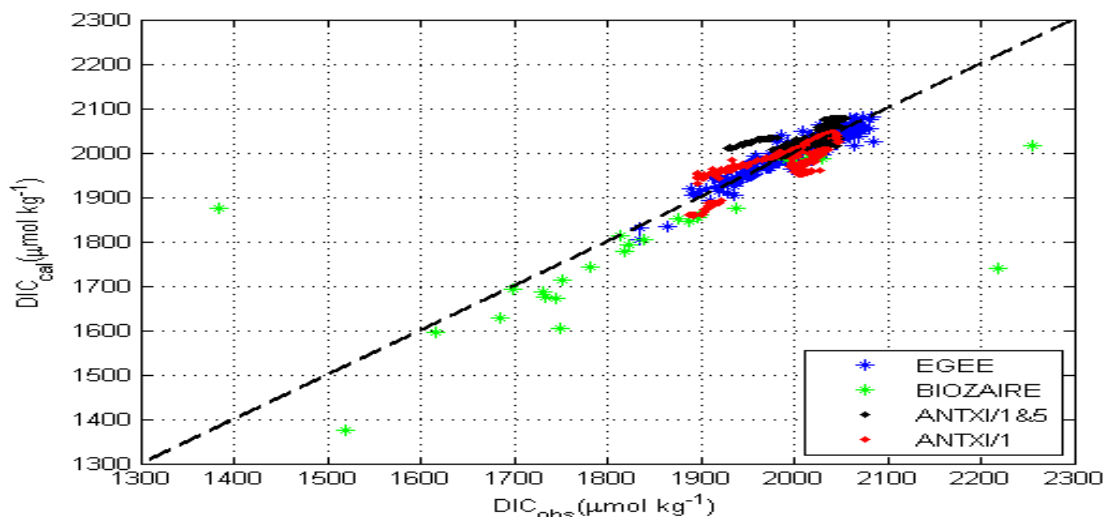


Figure 36 : Comparaison entre DIC calculé et observé à partir des données des campagnes EGEE, ANTXI/1&5, BIOZAIRE, ANTXI/1 (zone de faible salinité et zone proche du Congo), $y=x$ (trait discontinu).

Les faibles valeurs de DIC calculé ($<1850 \mu\text{mol kg}^{-1}$) correspondent aux faibles salinités (< 33). De façon générale, la rmse ($26,03 \mu\text{mol kg}^{-1}$) et le biais ($-12,75 \mu\text{mol kg}^{-1}$) obtenus pendant les campagnes ANTXI/1&5 sont, en valeur absolue, plus élevés que ceux obtenus en utilisant les données des campagnes EGEE. Cependant, un ensemble de DIC mesurés (de $1930 \mu\text{mol kg}^{-1}$ à $1980 \mu\text{mol kg}^{-1}$) est assez éloigné de la droite de régression linéaire. Ces valeurs de DIC sont localisées entre 10°W et 8°W à 2°S en octobre –novembre 1993 et sont assez différentes des mesures faites pendant la même campagne. Dans cette zone, les moyennes de SST, SSS et DIC pendant ces campagnes ANTXI/1&5 sont respectivement $26,32 \pm 0,39^{\circ}\text{C}$, $35,85 \pm 0,09$ et $1957 \pm 17 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Toutefois, les SSS et les SST mesurées dans cette zone sont semblables à celles pour lesquelles le DIC observé est en bon accord avec le DIC calculé (la différence est inférieure à $10 \mu\text{mol kg}^{-1}$) pendant la même campagne à 2°E , 4°S . Par conséquent, la grande différence observée à 2°S peut être attribuée à l'activité biologique ou à une arrivée d'une masse d'eau aux propriétés biogéochimiques différentes mais des propriétés physiques semblables. En ne considérant que les zones où les variations de DIC sont dues aux mêmes facteurs, le biais devient $-8 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et la rmse a une valeur de $16,6 \mu\text{mol kg}^{-1}$ comparable à la rmse obtenue avec les données des campagnes EGEE. Par ailleurs la majeure partie des données (75%) est située dans la partie occidentale de cette région (à l'ouest de 0°W) et les autres données restantes sont localisées à l'est. Quand nous représentons seulement les données situées à l'est de 0° , les DIC des campagnes ANTXI/1&5 sont mieux reproduits ; ce qui prouve que la relation estime mieux le DIC à l'est qu'à l'ouest du bassin. En tenant compte des 12 années d'écart entre les campagnes ANTXI/1&5 et les campagnes EGEE, le biais obtenu correspond à une augmentation de DIC de $0,7 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{an}^{-1}$. En considérant le facteur de Revelle (défini au paragraphe 1.2.1 du chapitre 1) de 9 et

une augmentation de $f\text{CO}_2$ atmosphérique de $1,6 \mu\text{atm an}^{-1}$ (selon les mesures fournies par la station atmosphérique de l'île de l'Ascension à $7,92^\circ\text{S}$, $14,42^\circ\text{W}$), le taux d'accroissement de DIC attendu est de $0,9 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{an}^{-1}$, ce qui explique le biais observé.

La relation établie lors de notre étude ne prend pas en compte les domaines de faibles salinités ($\text{SSS} < 30$). Dans ces régions les relations établies par différents auteurs (Bakker et al, 1999 ; Vangriesheim et al, 2009) prennent en compte uniquement la SSS (Tableau 12).

(Est Atlantique tropical) ($10^\circ\text{W}-10^\circ\text{E}$)	DIC = $a \cdot \text{SSS} + b$		R	Références
	a	b		
$4^\circ\text{N}-1^\circ\text{S}$	95,5	-1415	0,99	Bakker et al, (1999)
$5^\circ\text{S}-10^\circ\text{S}$	54	109	0,96	Vangriesheim et al, (2009)
	46,5	355	0,98	
	50,6	221	0,98	

Tableau 12 : relations DIC-SSS proposées dans l'est de l'Atlantique tropical dans les zones proches du Congo et les zones de faibles salinités (LSR).

Les relations établies par Bakker et al, (1999) donnent une évolution de DIC dans les régions de basses salinités au nord-est du Golfe de Guinée et les zones proches de l'embouchure du fleuve Congo. La première relation établie par Vangriesheim et al, (2009) prend en compte une gamme de salinité étendue entre 22 et 38 fournissant une concentration de DIC à l'origine équivalant à $355 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Ces faibles salinités sont localisées à 6°S , $9^\circ\text{E}-12^\circ\text{E}$. En utilisant la gamme de salinité (≥ 33) de Bakker et al. (1999), ils obtiennent la seconde relation qui a une valeur de DIC à l'origine ($221 \mu\text{mol kg}^{-1}$) double ($109 \mu\text{mol kg}^{-1}$) de celle de Bakker et al, (1999) dans le même secteur océanique. Cette différence s'explique par une augmentation du DIC à travers la minéralisation de la matière organique dans les eaux de la surface les plus diluées (Vangriesheim et al, 2009).

Les DIC de la campagne BIOZAIRE offrent une gamme de variations comprises entre $1300 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et $2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Figure 36). On observe une dispersion importante dans l'estimation du DIC de la campagne BIOZAIRE à partir de la relation EGEE. Cette dispersion serait liée aux DIC observés ayant des valeurs inférieures à $1600 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et supérieures à $2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Elles se situant en dehors de la gamme de DIC ($1830-2085 \mu\text{mol kg}^{-1}$) de la relation DIC-SSS-SST. Pour évaluer l'effet de ces valeurs extrêmes, au nombre de quatre, sur les paramètres statistiques (rmse, mbe), elles ont été retirées de la base de données BIOZAIRE. De nouvelles valeurs des paramètres statistiques ont été déterminées en excluant les quatre valeurs extrêmes. Les résultats obtenus (rmse : $48,63 \mu\text{mol kg}^{-1}$; mbe : $39,80 \mu\text{mol kg}^{-1}$).

kg⁻¹) ne sont pas meilleurs. Cela indique d'une part que les valeurs élevées des paramètres statistiques ne sont pas dues aux valeurs extrêmes et d'autre part que les valeurs de DIC calculées à partir de la relation DIC-SSS-SST et celles observées durant la campagne BIOZAIRE ne sont pas concordantes. Cette absence de cohérence est certainement liée aux conditions hydrologiques et biologiques ayant prévalu dans la région échantillonnée durant la période de la campagne BIOZAIRE. Cette région est localisée plus à l'Est du bassin. Elle subit une influence plus grande du fleuve Congo avec une activité biologique plus intense, contrairement à la région d'échantillonnage des campagnes EGEE. Le décalage temporel entre les deux campagnes (EGEE : juin et septembre ; BIOZAIRE : Décembre) pourrait aussi expliquer cette différence entre les DIC calculés et observés de la campagne BIOZAIRE.

Contrairement à la campagne BIOZAIRE, les valeurs de DIC de la campagne ANTXI/1 sont relativement assez proches de celle des valeurs de DIC calculées à partir de la relation DIC-SSS-SST. Toutefois, il existe pour certains échantillons des écarts importants entre les valeurs de DIC ANTXI/1 observées et de DIC calculées. Pour ces échantillons les valeurs de rmse calculées sont élevées. Cette non concordance concerne les échantillons proches du Congo (5°S-10°S) avec un rmse de 33,51 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et ceux de la zone de faible salinité (4°N-1°S) avec un rmse de 22,30 $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

La relation DIC-SSS-SST utilisée pour générer les valeurs de DIC des campagnes BIOZAIRE et ANTXI /1 n'est pas tout à fait appropriée pour l'estimation du DIC dans les zones de faibles salinités. Une amélioration de cette relation est nécessaire pour mieux reproduire les valeurs de DIC observées durant ces campagnes.

4.2.3. Variabilité temporelle du DIC dans l'Est de l'Atlantique tropical

L'augmentation croissante du CO₂ atmosphérique induit une augmentation du DIC. Depuis les années 1980 aux années 2000, les campagnes FOCAL 6 (Andrié et al, 1986 ; Oudot et al, 1995), CITHER 1 (Oudot et al, 1995), ANTXI/1 (Bakker et al, 1999), ANTXI/5 (Bakker et al, 1999) et BIOZAIRE 3 (Vangriesheim et al, 2009) ont permis d'obtenir des données de DIC. La moyenne temporelle du DIC est présentée sur la figure 37 avec les dates correspondant aux campagnes FOCAL 6, CITHER 1, ANTXI/1, ANTXI/5 et EGEE 3 (campagne de juin 2006). La moyenne de DIC a été calculée sur les zones 6°N-0° et 0°-10°S, entre 10°W et 10°E.

La tendance générale de l'évolution temporelle du DIC est comprise entre 1968 (± 45) $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et 2037 (± 29) $\mu\text{mol kg}^{-1}$ au sud de l'équateur (0-10°S). Au nord de l'équateur (0°-10°S), elle est comprise entre 1923 (± 25) $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et 1967 (± 48) $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Au nord comme

au sud de l'équateur, les variations temporelles de DIC (Figure 37) indiquent un minimum en janvier 1993 (CITHER 1) et un maximum en juin 2006 (EGEE). L'allure de l'accroissement est identique au nord comme au sud de l'équateur. Toutefois, les évolutions temporelles de DIC observé sont plus grandes au sud de la zone que celles au nord de l'équateur.

Pour mieux cerner l'évolution temporelle du DIC, nous avons considéré les données de campagnes effectuées durant la même saison. Ainsi deux saisons se distinguent : l'hiver boréal regroupant les campagnes FOCAL 6 et CITHER 1 (janvier) le long de la radiale 4°W et la période de la mousson (mai –novembre) regroupant les campagnes ANTXI et EGEE. ANTXI/1 et EGEE (1, 3, 5) couvrent le début de la mousson (mai –juillet) et ANTXI/5 et EGEE (2, 4, 6) la fin de la mousson (septembre –novembre). La période de début et de fin de mousson est variable selon les années (cf. paragraphe 3.4.2).

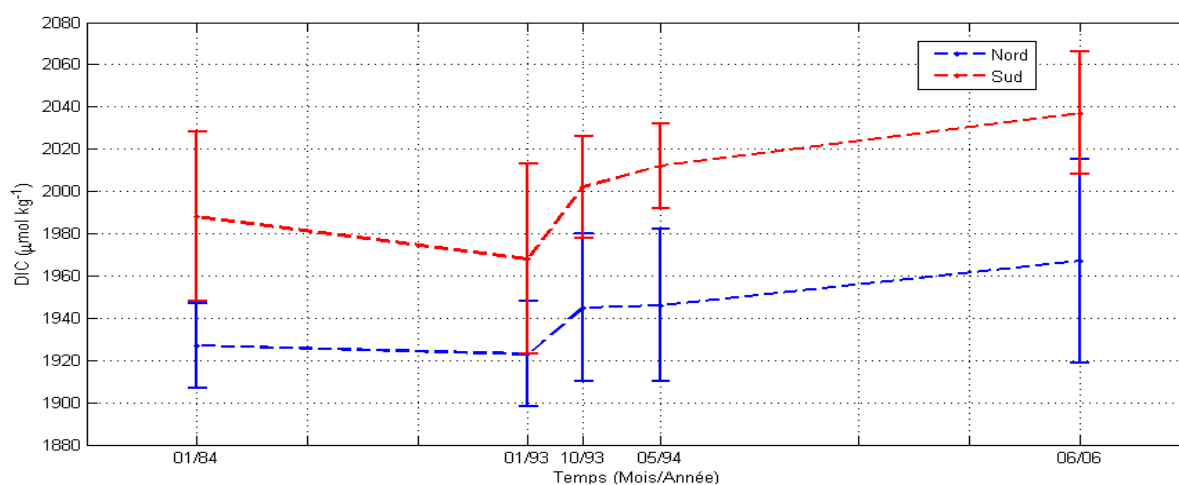


Figure 37 : Variabilité temporelle du DIC dans l'Est de l'Atlantique tropical. Les barres indiquent les écart-types sur les valeurs moyennes : nord (6°N-0°) et sud (0°-10°S).

En hiver boréal, au nord (6°N-0°) comme au sud, (0°-10°S) sur la période de 1984 (FOCAL 6) à 1993 (CITHER 1) le DIC reste constant. En effet les valeurs de DIC obtenues sont respectivement de 1923 (± 25) $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (CITHER 1) et de 1927 (± 20) $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (FOCAL 6) au nord et de 1968 (± 45) $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (CITHER 1) et de 1988 (± 40) $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (FOCAL 6) au sud.

En période de mousson (début ou /et fin), de 6°N à 0° le DIC se situe entre 1945 \pm 35 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (ANTXI/1) et 1967 \pm 48 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (EGEE). Pendant la même période au Sud de l'équateur, il couvre une gamme de 2002 \pm 24 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (ANTXI/1) à 2037 \pm 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (EGEE). Les écarts –types sur les valeurs du DIC estimées sont compris entre ± 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ et ± 50 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Ces valeurs élevées d'écarts –types montrent la forte variabilité du DIC dans cette zone océanique (nord et sud de l'équateur). Pour une évolution du DIC sur 1980-2000, la variabilité temporelle du carbone inorganique dans l'Est de l'Atlantique tropical reste assez complexe à déduire.

4.3 Cartes mensuelles (juin et septembre) de DIC à partir de champs de SST et SSS

La relation empirique DIC-SST-SSS permet de construire des cartes de DIC à partir de champs de salinité et température de surface. Concernant la salinité, le champ utilisé est le même que celui qui a été utilisé pour la reconstruction des cartes d'alcalinité. Pour la température nous disposons de données mensuelles de SST pour chaque année provenant de TMI ((Tropical Rain Mission Measurement) Microwave Imager). Nous avons sélectionné les données SST de TMI correspondant aux mois de juin et de septembre des trois années 2005, 2006 et 2007 de la période des campagnes EGEE. Une moyenne des champs de SST sur les trois années pour les mois de juin et de septembre a été faite. C'est ce champ moyen de SST de TMI avec une résolution de $0,25^\circ$ de latitude par $0,25^\circ$ de longitude qui a été utilisé pour la reconstruction du DIC dans la zone étudiée.

Des cartes de DIC moyen pour juin et septembre ont été établies à partir de champs de salinité et de SST TMI (Figure 38). Les faibles DIC sont localisés dans l'est du bassin près des côtes. Ainsi en juin comme en septembre, à 4°N - 0° , 4°E - 9°E le DIC est inférieur à $1900 \mu\text{mol kg}^{-1}$. De 8°S à 10°S , les DIC calculés sont en général supérieurs à $2050 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en septembre.

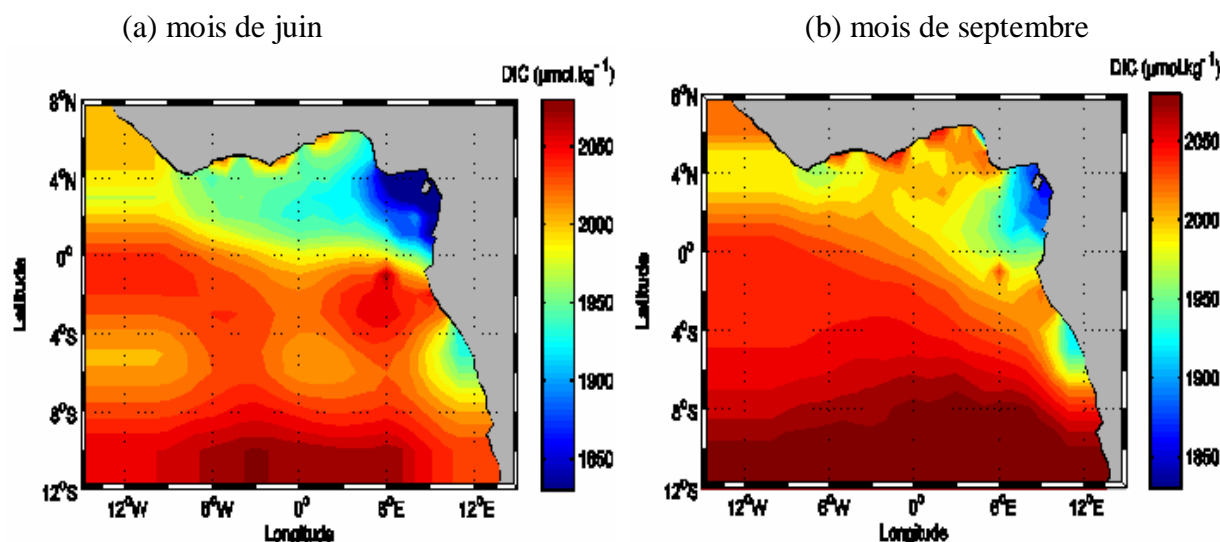


Figure 38 : cartes de distribution de DIC dans l'est de l'Atlantique tropical (a) juin et (b) septembre calculée à partir des SSS mensuelles climatologiques (World Ocean Atlas, 2005) et de SST moyennes mensuelles de TMI des mois de juin et septembre sur la période 2005 à 2007.

Au nord du bassin (6°N - 0°), les valeurs maximales de DIC sont de $2023 \mu\text{mol kg}^{-1}$ localisées à $0,5^\circ\text{N}$, $9,5^\circ\text{W}$ en juin et de $2050 \mu\text{mol kg}^{-1}$ à $4,5^\circ\text{N}$, $1,5^\circ\text{W}$ en septembre. Les minima de DIC sont de $1755 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ($0,5^\circ\text{N}$, $10,5^\circ\text{W}$) en juin et de $1823 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ($5,5^\circ\text{N}$, $4,5^\circ\text{E}$) en septembre. Les amplitudes entre les extrema de DIC sont plus élevées en juin ($\sim 300 \mu\text{mol kg}^{-1}$) qu'en septembre ($200 \mu\text{mol kg}^{-1}$).

Au sud de notre zone d'étude, les maxima de DIC sont localisées à 10,5°S, 3,5°W (2081 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) en juin et à 10,5°S, 3,5°E (2114 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) en septembre. Les minima dans cette partie du bassin sont de 1932 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (0,5°S, 8,5°E) en juin et de 1925 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (4,5°S, 10,5°E) en septembre. Les amplitudes entre les extrema sont un peu plus faibles au sud qu'au nord de la zone en juin comme en septembre.

Le gradient nord-sud semblable à celui observé sur les cartes d'alcalinité est également présent sur les cartes de DIC et provient essentiellement des variations de température. La carte de DIC de septembre montre des valeurs très élevées au sud de la zone par rapport à la carte de juin. Cette caractéristique est due aux variations de SST car les SSS en juin comme en septembre sont de l'ordre de 36. En effet, les SST entre 8°S et 10°S sont plus élevés en juin ($\sim 25^\circ\text{C}$) qu'en septembre ($\sim 23^\circ\text{C}$). Dans la relation DIC-SSS-SST, pour une même salinité, une baisse de la SST implique une augmentation de DIC. Ainsi, les fortes valeurs de DIC en septembre résultent de l'écart de 2°C observé entre les mois de juin et septembre. Cela s'explique par le retrait de la langue d'eau froide en septembre (Figure 18).

Dans la reconstruction des cartes de DIC comme de l'alcalinité dans l'Est de l'Atlantique tropical, la résolution choisie est de 1° de latitude x 1° de longitude. La résolution des données de température étant plus grande que celle des données de salinité, les données de température ont été moyennées sur une grille 1° latitude x 1° longitude. Ce calcul effectué masque les variations de température que l'on pourrait observer dans la meilleure résolution fournie par le fichier original. Il serait intéressant d'avoir la même résolution en salinité. En outre une meilleure résolution des données en salinité permettrait de réduire les erreurs sur les cartes de DIC ou d'alcalinité obtenues à partir des différentes relations empiriques établies.

A partir des cartes de TA et de DIC, il est possible de calculer la fugacité océanique de CO_2 dans l'ensemble de l'Est de l'Atlantique tropical ; ce qui conduit à la détermination du flux de CO_2 air-mer dans cette zone océanique.

CHAPITRE 5 : FLUX AIR-MER DE CO₂ DURANT LA PERIODE DE LA MOUSSON AFRICAINE

5.1. La fugacité de CO₂ océanique (fCO₂)

5.1.1. Calcul de la fCO₂

La fCO₂ a été calculée à partir des valeurs de TA et DIC obtenues par les relations TA-SSS et DIC-SSS-SST déterminées, en utilisant les équations du système des carbonates. Pour estimer l'erreur commise en utilisant cette méthode, nous avons comparé les valeurs de fCO₂ calculée avec celles mesurées en continu lors de la campagne EGEE 3. Pour cela nous avons utilisé les données de salinité et de température mesurées au thermosalinographe lors de la campagne EGEE 3.

Pour réaliser cette comparaison, nous avons sélectionné les sections 10°W et 2°E dans les bandes de latitude 10°S - 2°N et 6°N - 4°S. La figure 39 présente les distributions de fCO₂ mesurée en continu (fCO₂ mes), fCO₂ calculée à partir des relations TA-SSS et DIC-SSS-SST (fCO₂ calc) et la fCO₂ calculée à partir des mesures directes de TA et DIC (fCO₂ cal-TA-DIC).

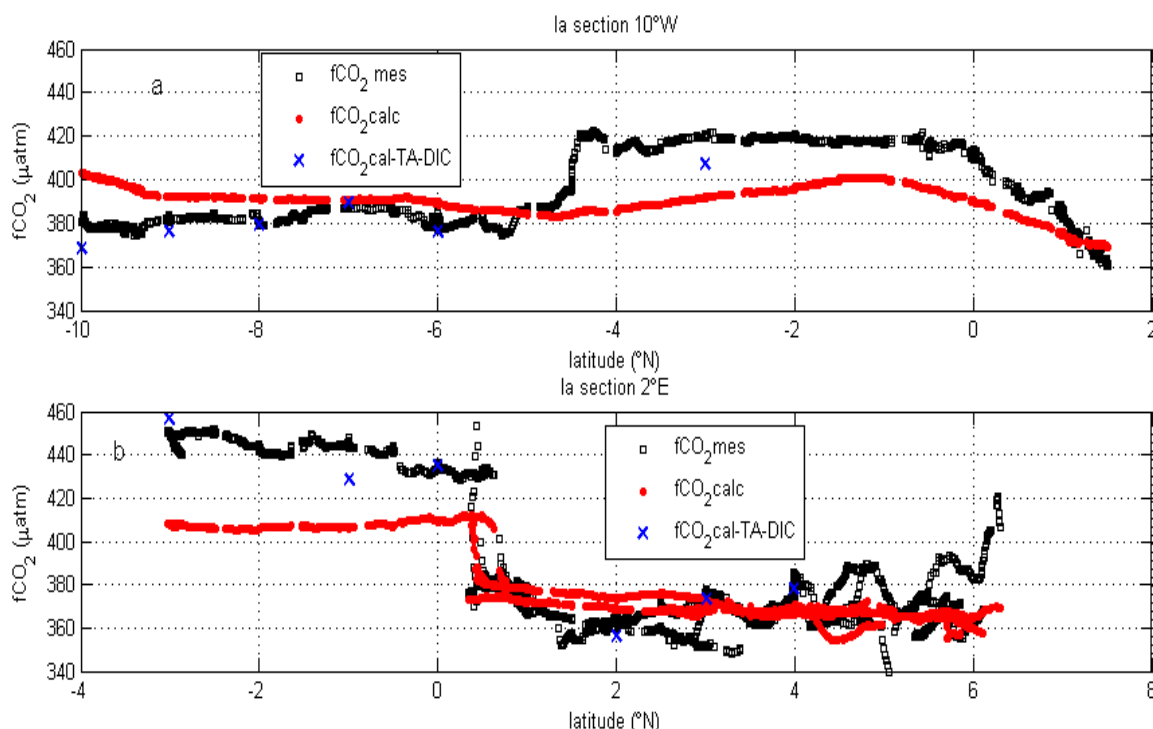


Figure 39 : Comparaison de la fCO₂ mesurée et calculée durant la campagne EGEE 3 : a) 10°W et b) 2°E (section parcourue 2 fois à un environ mois d'intervalle pendant chaque legs)

Les valeurs de fCO₂ calculées à partir de DIC et de TA mesurés sont comparables aux fCO₂ mesurées. Les différences apparaissent lorsqu'on calcule TA et DIC à partir de SST et SSS. Les fCO₂ mesurées et calculées sont en bon accord entre 6°N et 0,5°N le long 2°E (rmse = 11,3 µatm et mbe = 0,4 µatm) et entre 4,5°S et 9°S le long de 10°W (rmse = 11,60 µatm et

mbe = $-9,80 \mu\text{atm}$). Par contre, on observe des biais importants le long de 2°E au Sud de $0,5^\circ\text{N}$ (rmse = $34,2 \mu\text{atm}$ et mbe = $31,8 \mu\text{atm}$) et le long de 10°W entre $4,5^\circ\text{S}$ et 2°N (rmse = $20,3 \mu\text{atm}$ et mbe = $17,6 \mu\text{atm}$) avec des $f\text{CO}_2$ calculées plus faibles que celles mesurées.

La différence entre $f\text{CO}_2$ mesurée et calculée varie de $20 \mu\text{atm}$ à $40 \mu\text{atm}$ entre $0,5^\circ\text{N}$ et $4,5^\circ\text{S}$. Dans cette zone, le nombre de données est faible, ce qui pourrait expliquer ce biais important. En outre, les erreurs sur les relations de DIC et TA contribuent aux différences entre les $f\text{CO}_2$ calculées et mesurées. Ces erreurs sont de $7,21 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et $16,6 \mu\text{mol kg}^{-1}$ respectivement pour TA et DIC.

5.1.2. Cartes de la fugacité de CO_2 océanique en juin et septembre

Les $f\text{CO}_2$ mensuelles moyenne de la période de 2005 à 2007, sur une grille $1^\circ \times 1^\circ$ sont présentées (Figure 40 a, b) pour les mois de juin et septembre. Dans l'Est de l'Atlantique équatorial, la $f\text{CO}_2$ est légèrement plus faible en juin ($340 - 420 \mu\text{atm}$) qu'en septembre ($360 - 460 \mu\text{atm}$). Les plus faibles $f\text{CO}_2$ ($340-390 \mu\text{atm}$) sont situées entre $6^\circ\text{N}-0^\circ\text{N}$ et $10^\circ\text{W}-10^\circ\text{E}$ au nord de l'équateur. Les valeurs les plus élevées de $f\text{CO}_2$ ($>390 \mu\text{atm}$) sont au sud de 2°S .

L'augmentation de $f\text{CO}_2$ de juin à septembre est associée à des SST plus élevées en juin ($>25^\circ\text{C}$) qu'en septembre ($<24^\circ\text{C}$) dans la partie sud du bassin (Figure 40 c, d). Quelque soit la période, le minimum de $f\text{CO}_2$ (juin: $340 \mu\text{atm}$; septembre: $360 \mu\text{atm}$) est observé dans la baie du Biafra

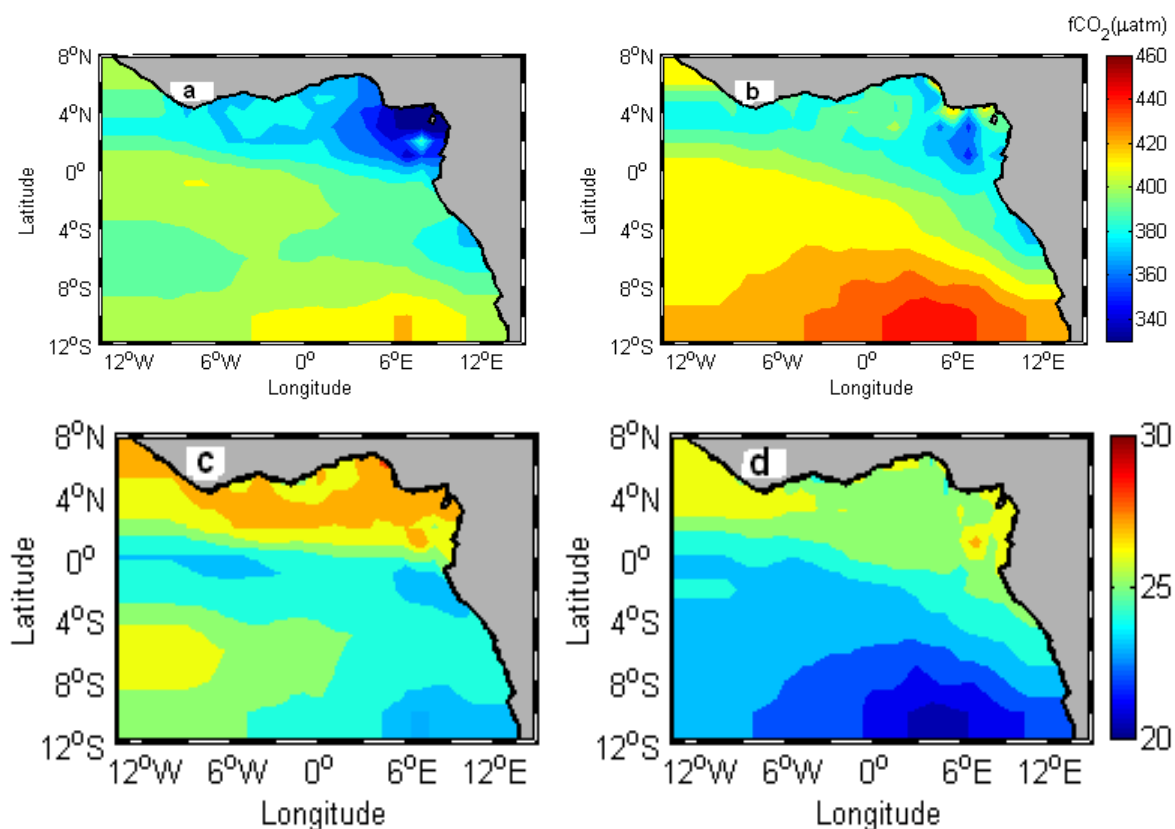


Figure 40 : Distribution moyenne de la $f\text{CO}_2$ (en haut) et de la SST (en bas) dans l'Est de l'Atlantique tropical en juin (a, c) et septembre (b, d) couvrant la période 2005 à 2007.

De l'équateur à 10°S, la $f\text{CO}_2$ est plus élevée. Elle avoisine 400 μatm en juin et demeure légèrement supérieure ($>400 \mu\text{atm}$) en septembre. La $f\text{CO}_2$ augmente du nord de l'équateur à 10°S pendant ces deux mois. La $f\text{CO}_2$ suit la tendance de SSS mais est opposée aux variations de températures et augmente quand la température décroît. Le long des côtes congolaises des $f\text{CO}_2$ observées sont supérieures à 500 μatm en juin 2006 associées à de très faibles SST ($<24^\circ\text{C}$), lieu de naissance d'une langue d'eau froide se propageant d'est en ouest. La climatologie de Takahashi et al, (2009) donne une valeur plus basse de 386 μatm . Les valeurs élevées de $f\text{CO}_2$ au sud de l'équateur résultent de l'effet de l'upwelling.

La distribution de $f\text{CO}_2$ calculées à partir des relations est comparée à la climatologie de Takahashi et al, (2009) le long de 10°W et de 2°E entre 2°N et 10°S (Figure 41). Les valeurs climatologiques de $f\text{CO}_2$, à l'origine référencées à l'année 2000, ont été corrigées à l'année 2006. Cette correction a été faite en se basant sur le taux d'augmentation de 1,5 $\mu\text{atm an}^{-1}$ du $f\text{CO}_2$ des eaux de surface. Ainsi, 9 μatm (6 ans \times 1,5 $\mu\text{atm an}^{-1}$) ont été ajoutées à la $f\text{CO}_2$ climatologique. Les valeurs de $f\text{CO}_2$ sont néanmoins plus faibles que celles de $f\text{CO}_2$ calculée à partir de nos relations. La $f\text{CO}_2$ climatologique sous estime la $f\text{CO}_2$ calculée mais cette $f\text{CO}_2$ calculée reste toujours inférieure à celle mesurée en juin le long de 2°E et de 10°W lors d'EGEE 3. En moyenne, la différence entre la climatologie et la $f\text{CO}_2$ calculée en juin est de -11 μatm . On observe le biais le plus important en septembre le long de 2°E à 10°S avec des différences atteignant -60 μatm (Figure 41d).

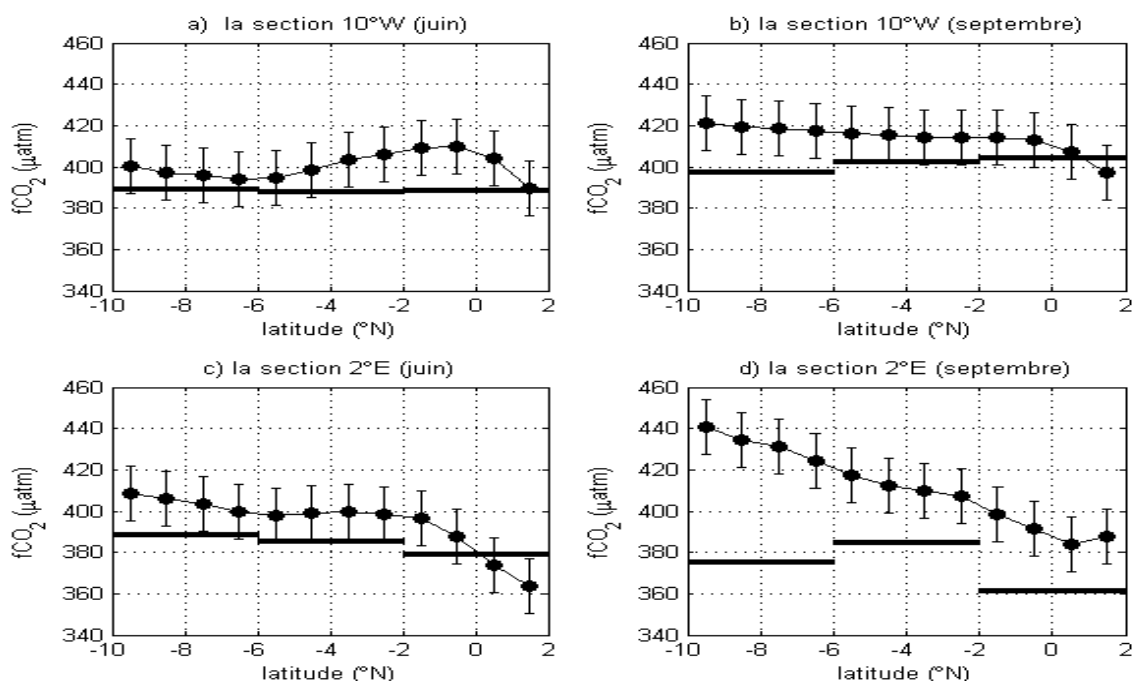


Figure 41 : $f\text{CO}_2$ calculée (point) et $f\text{CO}_2$ climatologique de Takahashi (traits gras) entre 10°S et 2°N à 10°W a) en juin et b) en septembre, et le long de 2°E c) en juin et d) en septembre. Les écarts –types sont indiqués par des barres verticales.

La SSS et la SST sont respectivement de $35,80 \pm 0,29$ et $21,90 \pm 0,52^\circ\text{C}$ de 6°S à 10°S le long de 2°E et les SSS et de SST climatologiques sont de $35,87$ et de $22,14^\circ\text{C}$. La différence entre la $f\text{CO}_2$ calculée à partir des relations EGEE et la climatologie ne peut pas être attribuée à une différence dans les paramètres hydrologiques. Néanmoins les $f\text{CO}_2$ estimées sont toujours plus élevées que celles de la climatologie. En juin entre $1,5^\circ\text{N}$ et 2°S , les $f\text{CO}_2$ calculées passent de $390 \mu\text{atm}$ à $410 \mu\text{atm}$ correspondant aux fortes $f\text{CO}_2$ dans la langue d'eau froide pendant la période upwelling. La $f\text{CO}_2$ climatologique est de $388 \mu\text{atm}$ et reste presque constante. L'effet de la langue d'eau froide n'est pas détecté probablement en raison du manque de données dans la climatologie. En outre, la résolution spatiale de 4° (latitude) x 5° (longitude) utilisée en climatologie tend à lisser les différences entre les eaux du nord et du sud. Sur la figure 40, la transition nord-sud est autour de $0,5^\circ\text{N}$ et le pixel correspondant de la climatologie s'étend de 2°S à 2°N ainsi la $f\text{CO}_2$ résultante est un mélange d'eaux riches en CO_2 et d'eaux pauvres en CO_2 .

5.3.3. Evolution temporelle de $f\text{CO}_2$ dans l'océan ($f\text{CO}_2$)

Depuis les années 80 jusqu'aux années 2000, des campagnes de mesures de $f\text{CO}_2$ ont été effectuées dans l'Est de l'Atlantique tropical. Ces campagnes avaient pour objectif le suivi de l'évolution du CO_2 océanique. Cette surveillance de l'évolution du CO_2 dans l'océan est nécessaire pour comprendre comment l'océan va se comporter face à l'augmentation continue du CO_2 atmosphérique, et pour déterminer l'impact d'une acidification sur l'écosystème marin (Feely et al., 2004).

Pour comprendre l'évolution temporelle à long terme de la $f\text{CO}_2$ une évaluation des différentes contributions à cette évolution a été faite. Trois facteurs de variabilité temporelle majeurs de la $f\text{CO}_2$ ont été pris en compte. Il s'agit de l'effet thermodynamique qui comprend à la fois la température et la salinité, puis de manière implicite le mélange vertical, l'effet du mélange horizontal et l'effet de l'échange air-mer (l'effet atmosphérique). L'estimation des différents effets a été faite à l'aide de relations empiriques .

La figure 42 montre l'évolution temporelle de la $f\text{CO}_2$ de 1983 à 2007, dans l'Est de l'Atlantique tropical pour l'hiver boréal (campagnes FOCAL 2, FOCAL 6, CITHER 1) et pour la saison de mousson (campagnes FOCAL 8, ANTXI/1, ANTXI/5 et EGEE (juin ; septembre ; novembre) dans les zones nord (6°N - 0°) et sud (0° - 10°S) de la zone étudiée.

En janvier au nord du bassin, il y a un accroissement de la $f\text{CO}_2$ de janvier 1983 (FOCAL 2 : $327 \pm 14 \mu\text{atm}$) à janvier 1993 (CITHER 1 : $352 \pm 20 \mu\text{atm}$). Cela correspond à une augmentation moyenne de $25 \mu\text{atm}$ sur 10 ans, soit $2,5 \mu\text{atm an}^{-1}$. La moyenne de SST

associée aux valeurs de la $f\text{CO}_2$ de ces deux campagnes est de $27,75\pm 2^\circ\text{C}$ pour FOCAL 2 (janvier 1983) et de $28,39\pm 0,5^\circ\text{C}$ pour CITHER 1 (janvier 1993). Une augmentation de température de $0,64^\circ\text{C}$ est donc associée à l'augmentation de $f\text{CO}_2$ ($25 \mu\text{atm}$). En se basant sur la relation de dépendance de $f\text{CO}_2$ avec la température ($4,23\%^\circ\text{C}^{-1}$) (Takahashi et al, 1993), la contribution de l'effet de la température à la variation décennale de la $f\text{CO}_2$ est de $9 \mu\text{atm}$. Le reste de l'augmentation de la $f\text{CO}_2$ ($16 \mu\text{atm}$) est lié à l'effet de mélange horizontal et de l'augmentation du CO_2 atmosphérique. Le taux d'accroissement de $f\text{CO}_2$ océanique sur la période est donc de $1,6 \mu\text{atm an}^{-1}$, très proche de celui de l'accroissement du CO_2 atmosphérique ($\sim 1,5 \mu\text{atm an}^{-1}$) dans la zone d'étude. Cela montre que l'effet de l'augmentation du CO_2 atmosphérique est prépondérant par rapport à l'effet de mélange horizontal. Car cet effet atmosphérique prend quasiment en charge la part restante de l'augmentation de la $f\text{CO}_2$ océanique.

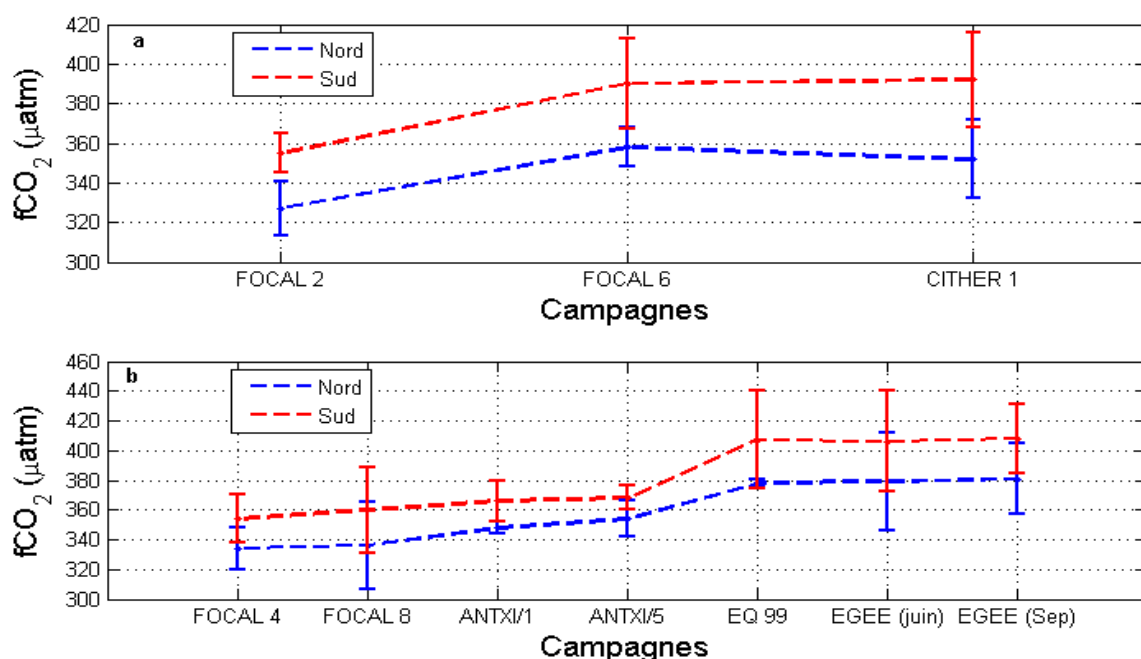


Figure 42 : Evolution temporelle moyenne de la $f\text{CO}_2$ dans l'Est de l'Atlantique tropical sur deux décennies au nord (6°N - 0°) et au sud (0° - 10°S) : a) de janvier à mars et b) juin à octobre.

Durant la même saison, au sud du bassin, la $f\text{CO}_2$ varie de $355\pm 20 \mu\text{atm}$ (FOCAL 2) à $392\pm 24 \mu\text{atm}$ (CITHER 1), soit un accroissement de $37 \mu\text{atm}$ sur les 10 années, soit $3,7 \mu\text{atm an}^{-1}$. La SST est de $28,31\pm 0,21^\circ\text{C}$ en janvier 1983 (FOCAL 2) et de $28,16\pm 0,16^\circ\text{C}$ en janvier 1993 (CITHER 1). La variation de température est faible et son impact sur la variation de la $f\text{CO}_2$ ($2 \mu\text{atm}$) est négligeable. En prenant en compte l'augmentation atmosphérique de CO_2 ($\sim 1,5 \mu\text{atm an}^{-1}$), sa contribution à l'augmentation de la $f\text{CO}_2$ est de $15 \mu\text{atm}$. Le reste de l'augmentation de la $f\text{CO}_2$ ($\sim 20 \mu\text{atm}$) est lié à l'effet de mélange horizontal.

Durant l'hiver boréal l'activité biologique est moins intense. Dans la partie nord du bassin, l'augmentation de la $f\text{CO}_2$ est expliquée par la prépondérance de l'augmentation du CO_2 atmosphérique suivie de l'effet thermodynamique. Tandis que dans la partie sud du bassin, elle est due quasiment en proportion égale au mélange horizontal et à l'augmentation du CO_2 atmosphérique.

Durant la période de mousson les conditions hydrologiques en début (juin-juillet) et en fin (septembre-octobre) de mousson ne sont pas les mêmes. L'analyse de l'évolution temporelle de la $f\text{CO}_2$ a donc été faite en considérant séparément le début et la fin de la mousson.

En début de mousson, dans la partie nord de la zone, la $f\text{CO}_2$ se situe entre 334 ± 20 μatm en juillet 1983 (FOCAL 4) et 379 ± 33 μatm (EGEE-juin) avec une SST comprise entre $24,75\pm 0,58^\circ\text{C}$ (FOCAL 4) et $26,91\pm 1,61^\circ\text{C}$ (EGEE-juin). Il y a un accroissement de $f\text{CO}_2$ de 45 μatm sur les 23 années ($2 \mu\text{atm an}^{-1}$) et de SST de $2,16^\circ\text{C}$. L'accroissement de SST induit une augmentation de la $f\text{CO}_2$ de 29 μatm . L'augmentation de la $f\text{CO}_2$ liée à l'accroissement atmosphérique de CO_2 sur les 23 ans est de ~ 34 μatm . Ces deux sources d'augmentation conduisent à un accroissement de la $f\text{CO}_2$ de 63 μatm , soit une surestimation de 18 μatm par rapport à ce qui est réellement observé de 45 μatm . Un raisonnement analogue dans la partie sud du bassin conduit à des résultats similaires. Malgré cette surestimation, il reste que les deux processus majeurs sont l'effet de la température et l'augmentation du CO_2 atmosphérique.

En fin de mousson, au nord du bassin, la $f\text{CO}_2$ croît de 348 ± 4 μatm en octobre 1993 (ANTXI/1) à 381 ± 24 μatm en septembre 2005 et 2007 (EGEE-sep) avec des SST respectives de $27,28\pm 0,1^\circ\text{C}$ et de $25,76\pm 0,95^\circ\text{C}$. L'accroissement de la $f\text{CO}_2$ sur les 13 années est de 33 μatm , soit $2,5 \mu\text{atm an}^{-1}$. La baisse de SST de $1,52^\circ\text{C}$ conduit à l'abaissement de la $f\text{CO}_2$ de 21 μatm . Or c'est une augmentation de la $f\text{CO}_2$ qui est observée. Par conséquent l'effet thermodynamique n'est pas prépondérant. L'augmentation du CO_2 atmosphérique et l'effet de mélange horizontal ont une contribution respective de ~ 21 μatm et de 12 μatm à l'augmentation de $f\text{CO}_2$.

Au sud du bassin la $f\text{CO}_2$ est comprise entre 366 ± 14 μatm en octobre 1993 (ANTXI/1) et 408 ± 23 μatm en septembre 2005 et 2007 (EGEE-sep) avec des SST respectives de $26,46\pm 0,46^\circ\text{C}$ et de $24,38\pm 0,97^\circ\text{C}$. La hausse de $f\text{CO}_2$ est de 42 μatm sur les 13 années, soit $3,2 \mu\text{atm.an}^{-1}$. Une baisse de la SST de $2,08^\circ\text{C}$ est observée. La situation observée au nord du bassin est similaire à celle du sud du bassin.

En fin de mousson, au nord comme au sud de l'équateur, l'accroissement de la $f\text{CO}_2$ provient essentiellement de la combinaison de l'augmentation du CO_2 atmosphérique et au mélange horizontal.

5.4. Variabilité du flux air-mer de CO_2 lors des campagnes EGEE

A partir des $f\text{CO}_2$ calculées, du coefficient d'échange de Sweeney et al, (2007) et de la fugacité de CO_2 dans l'atmosphère, des flux air –mer de CO_2 sont calculés avec l'équation (16).

Durant les campagnes EGEE, les vents sont compris entre 5 m s^{-1} en septembre 2007 et $6,5 \text{ m s}^{-1}$ juin 2007. Ces valeurs de vent ont été mentionnées par Marin et al., (2009) pour la même période (2005-2006) à partir des données du ECWMF (European Centre from Medium-Range Weather Forecasts). En début de mousson les intensités de vent moyen sont de $6,2 \pm 1,4 \text{ m s}^{-1}$, $6,4 \pm 1,8 \text{ m s}^{-1}$ et de $6,6 \pm 1,1 \text{ m s}^{-1}$ respectivement en juin 2005, juin 2006 et juin 2007 (Figure 43).

Pour le même mois de juin, l'intensité du vent varie très peu d'une année à une autre. En fin de mousson, les vents moyens sont de $6,0 \pm 1,1 \text{ m s}^{-1}$, $5,8 \pm 1,1 \text{ m s}^{-1}$ et de $5,7 \pm 1,1 \text{ m s}^{-1}$ respectivement en septembre 2005, novembre 2006 et septembre 2007. Il y a très peu de variation du vent en fin de mousson d'une année à une autre. Dans la même année, l'amplitude entre les vents moyens est inférieure à 1 m s^{-1} . Cette valeur est comprise dans les valeurs de l'écart-type sur les vents moyens. En outre, l'intensité du vent en juin reste légèrement supérieure à celle des mois de septembre. Les vents faibles ($< 5 \text{ m s}^{-1}$) apparaissent en juin au sud –est du bassin près des côtes congolaises et aussi à l'équateur ; ce qui correspond à la zone de la langue d'eau froide. Les faibles vents sont localisés soit près des côtes soit à l'équateur géographique.

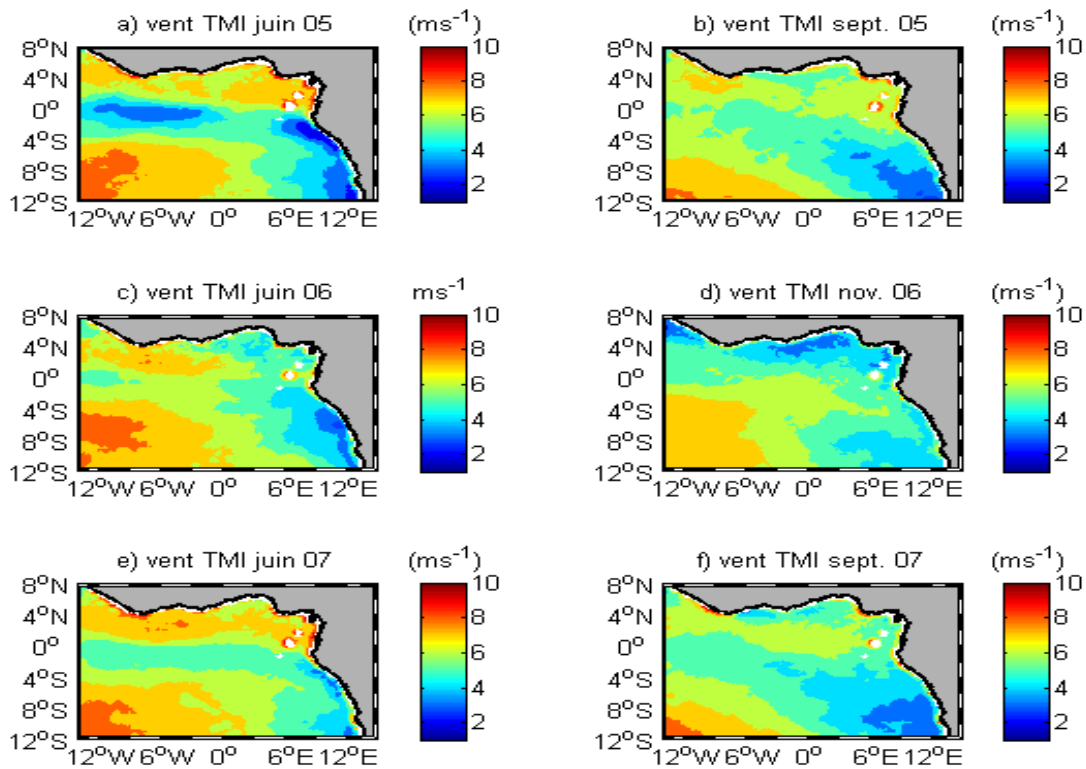


Figure 43 : Champs de vent établis à partir des données TMI (m s^{-1}) durant les périodes des campagnes EGEE.

De 6°N à l'équateur, les vents se situent entre 4 m s^{-1} (novembre 2006) et 7 m s^{-1} (juin 2007). De l'équateur à 10°S , les vents sont de 5 m s^{-1} en septembre 2007 contre 6 m s^{-1} en juin 2006. En général, les vents sont légèrement plus élevés au nord ($>6 \text{ m s}^{-1}$) qu'au sud du bassin ($3\text{-}5 \text{ m s}^{-1}$). Les coefficients d'échange de Boutin et al., (2009), calculés avec les vents QUICKSCAT ont été utilisés (<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/kco2-quikscat/>).

A partir des cartes précédentes de $f\text{CO}_2$, les cartes de flux sont obtenues pour les mois de juin et septembre (Figure 44).

Dans l'Est de l'Atlantique tropical, le flux de CO_2 varie entre $-3,2$ et $5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ au mois de juin, et entre $-1,83$ et $7,00 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ pour le mois de septembre. Cette gamme de variation traduit l'existence des zones puits (flux <0) et des zones sources (flux ≥ 0). Le flux moyen est plus faible en juin qu'en septembre avec des valeurs respectives de $2,14 \pm 1,69 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ et de $2,79 \pm 1,65 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$. Ces valeurs de flux ont la même tendance que celle de la $f\text{CO}_2$ estimée pour les mois de juin et de septembre.

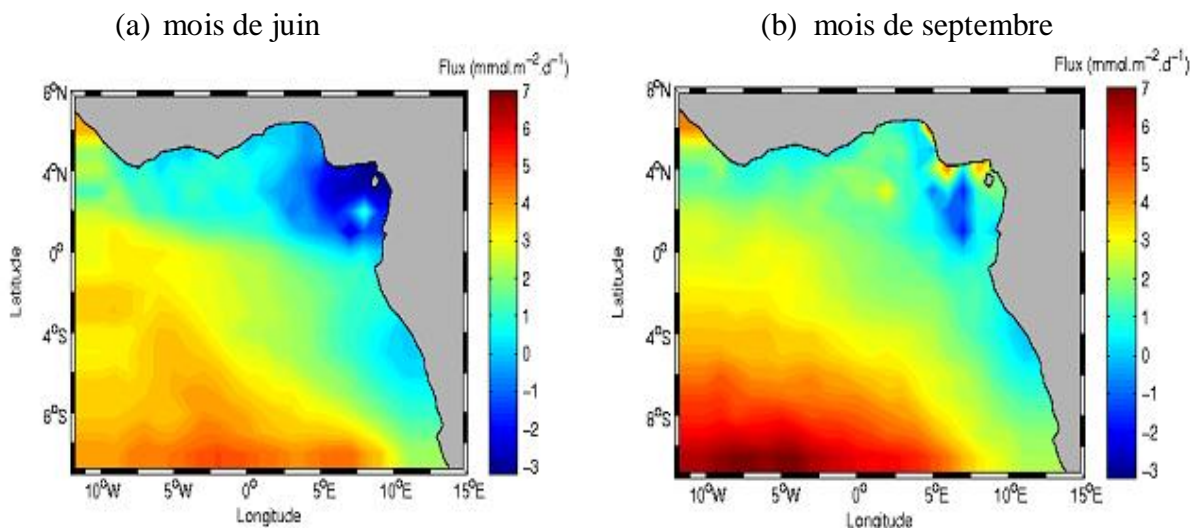


Figure 44 : Exemple de flux air-mer de CO₂ estimé dans l'Est de l'Atlantique tropical en (a) en juin et (b) en septembre. Ces cartes obtenues à partir de fCO₂ calculée dans la zone pour ces deux mois.

En effet dans notre zone d'étude, la variabilité du vent est faible comparée à d'autres secteurs océaniques tels que l'Atlantique nord (>50°N) où les vents de fortes intensités apparaissent en hiver boréal. Les vents moyens dans le Golfe de Guinée sont compris en général entre 5 et 6 m s⁻¹.

L'année 2006 étant prise comme une année médiane, les discussions sur le flux ont été sur la période de juin à novembre de cette année. De juin à novembre, le flux moyenné de CO₂ est de 0,78±0,87 mmol m⁻² j⁻¹ entre 6°N et l'équateur, et 2,90±1,33 mmol m⁻² j⁻¹ entre l'équateur et le 10°S. Le gradient nord-sud observé dans la distribution de la fCO₂ est présent dans le flux.

Au nord de l'équateur (6°N-0), le flux de CO₂ varie de -0,26±1,04 mmol m⁻² j⁻¹ à 1,35±1,53 mmol m⁻² j⁻¹ entre juin et novembre. De l'équateur à 10°S, le flux mensuel de CO₂ est compris entre 2,48±1,02 mmol m⁻² j⁻¹ et 3,35±1,46 mmol m⁻² j⁻¹. La zone au nord de l'équateur se comporte comme un puits de CO₂ car les valeurs de fCO₂ océanique (<360 µatm) entre 4°N-équateur, 4°E-10°E sont inférieures à la valeur de fCO₂ atmosphérique utilisée (373,2±0,75 µatm). Par contre, le sud de l'équateur reste toujours une source de CO₂ pour l'atmosphère car l'upwelling amène en surface des eaux riches en CO₂; ce qui provoque un dégazage vers l'atmosphère.

5.5. Extrapolation du flux air-mer de CO₂ sur toute l'année

Les relations TA-SSS et DIC-SST-SSS ont été établies à partir de données collectées en juin et septembre. La distribution mensuelle de SST et SSS permet de reconstruire DIC et TA sur l'ensemble de l'année en supposant que les relations sont valables aux autres périodes

de l'année ; ce qui permet d'obtenir des cartes mensuelles de $f\text{CO}_2$ (Figure 44) et de calculer ensuite le flux de CO_2 .

Les plus faibles valeurs de $f\text{CO}_2$ ($<390 \mu\text{atm}$) sont obtenues entre janvier et mai tandis que les $f\text{CO}_2$ les plus élevées sont entre juin et octobre (Figure 45). Il apparaît une variabilité saisonnière dans cette distribution de la $f\text{CO}_2$ avec des valeurs plus fortes en période d'upwelling.

La moyenne annuelle de $f\text{CO}_2$ est de $369 \pm 17 \mu\text{atm}$ entre l'équateur et 6°N avec un flux moyen de $-0,01 \pm 1,03 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$. De l'équateur à 10°S , la $f\text{CO}_2$ annuelle moyennée est de $369 \pm 17 \mu\text{atm}$ pour un flux moyen de $1,94 \pm 1,17 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$. Sur toute l'année, le gradient nord-sud se conserve dans la distribution de la $f\text{CO}_2$ quel que soit le mois. Les extrema annuels de $f\text{CO}_2$ sont de $322 \mu\text{atm}$ pour un flux moyen annuel de $-2,9 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ et de $431 \mu\text{atm}$ avec un flux moyen annuel de $4 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ localisés respectivement à $3,5^\circ\text{N}$, $4,5^\circ\text{E}$ et $5,5^\circ\text{N}$, $4,5^\circ\text{E}$. Le flux annuel est de $1,58 \pm 1,65 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$.

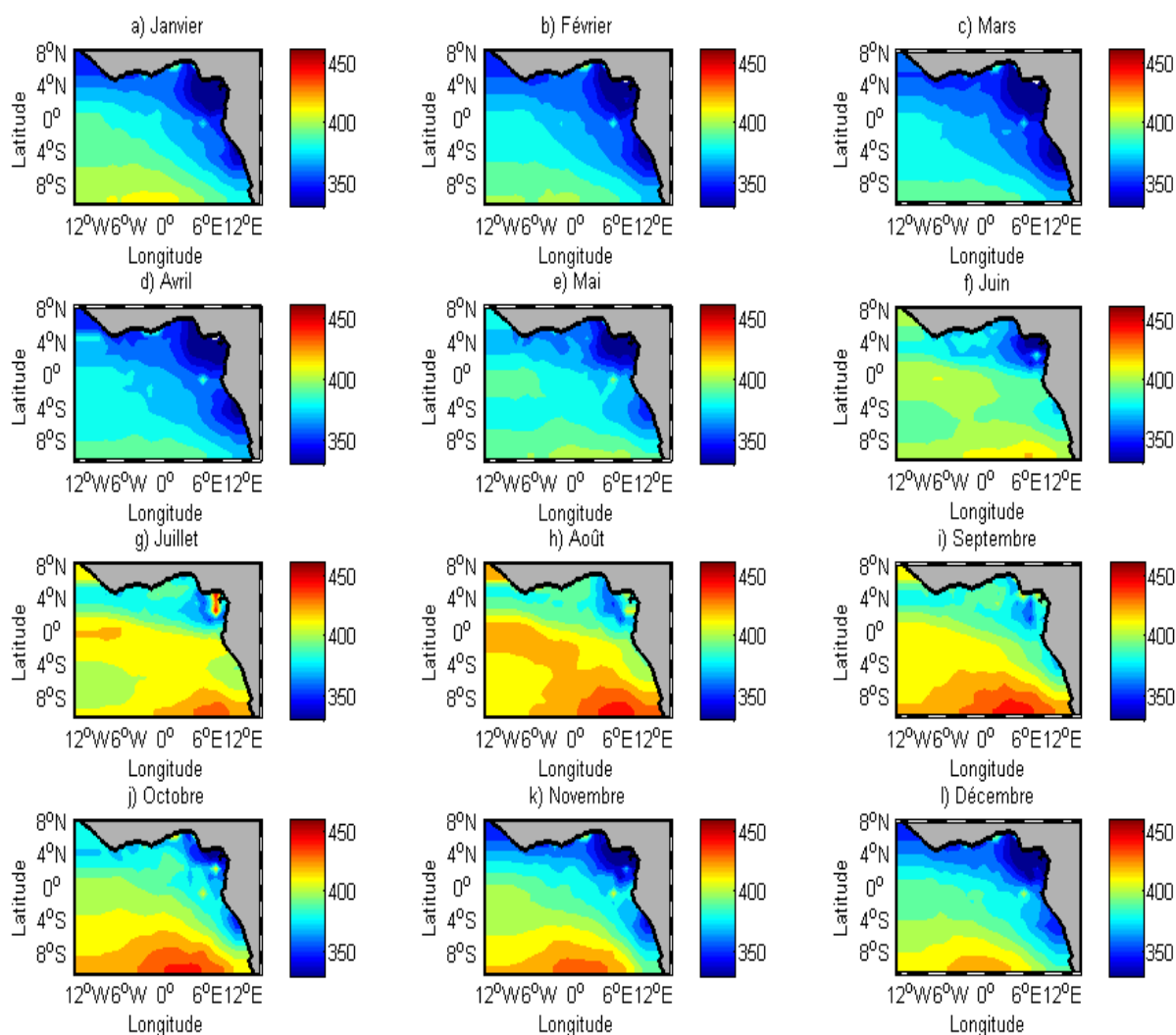


Figure 45 : Cartes mensuelles (Janvier à Décembre) de $f\text{CO}_2$ dans l'Est de l'Atlantique tropical.

Sur la période de décembre à mai (Figures 45a, 45b, 45c, 45d et 45e), les valeurs de $f\text{CO}_2$ sont comprises entre $351 \pm 23 \mu\text{atm}$ et $361 \pm 23 \mu\text{atm}$ au nord (6°N - 0°). Au sud (0° - 10°S), ces valeurs de $f\text{CO}_2$ varient entre $375 \pm 14 \mu\text{atm}$ et $396 \pm 17 \mu\text{atm}$. En cette période de l'année, le Golfe de Guinée dans sa partie nord se comporte comme un puits avec des flux moyens se situant entre $-1,08 \pm 1,39$ et $0,52 \pm 1,08 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Au sud c'est une source avec des flux moyens variant de $0,42 \pm 0,90$ à $1,73 \pm 1,26 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

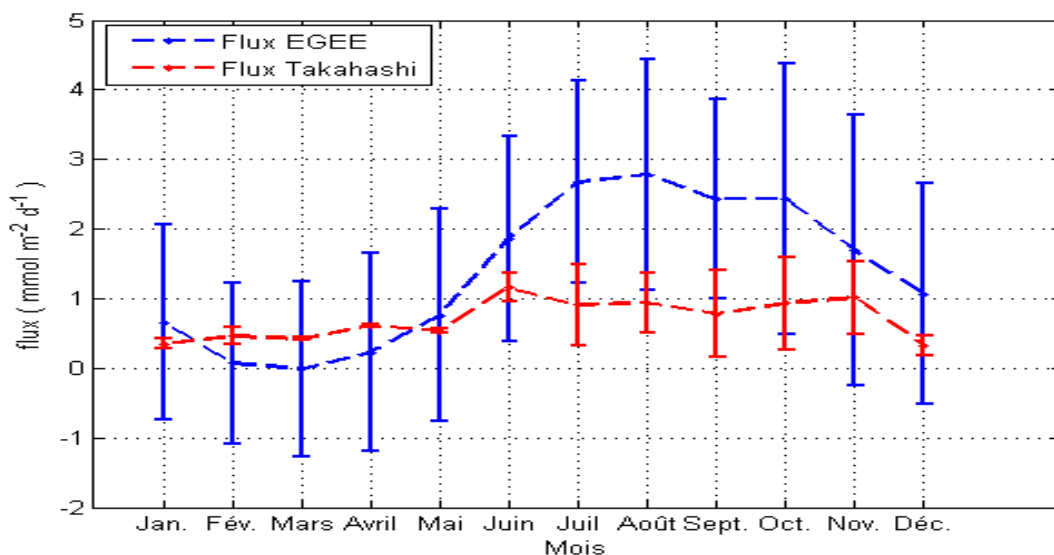


Figure 46 : Comparaison des flux moyens de CO_2 climatologiques et EGEE entre 6°N - 10°S , 10°W - 10°E .

Les flux estimés dans l'Est de l'Atlantique tropical montrent que la zone de façon générale demeure une source de CO_2 (Figure 46). Toutefois, les estimations sur toute l'année diffèrent fortement suivant la climatologie ou notre étude. Les extrema du flux climatologique sont de $0,33 \pm 0,14 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ et de $1,16 \pm 0,21 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$. De même notre estimation de flux varie de $-0,01 \pm 1,26 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ à $2,78 \pm 1,65 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$. Les deux courbes ont les mêmes allures mais des amplitudes différentes. De plus, il apparaît un cycle saisonnier dans cette distribution de flux mensuel.

De janvier à mai, le flux climatologique est presque constant et reste en moyenne autour de $0,5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$. Ce flux est supérieur à notre flux estimé sur cette période. Entre juin et décembre, le flux climatologique a la même valeur ($\sim 1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$) puis chute à $0,5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$. Sur la même période, notre flux estimé est supérieur à $1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$. On observe une forte variabilité du flux estimé sur toute l'année comparé aux valeurs de flux climatologiques. La variabilité du flux étant surtout liée à celle de $f\text{CO}_2$ océanique, la différence dans les estimations de flux provient surtout de la différence entre la $f\text{CO}_2$ climatologique et la $f\text{CO}_2$ calculée à partir des relations TA-SSS et DIC-SSS-SST.

Afin de déterminer si l'extrapolation des relations à d'autres mois que juin et septembre est valable, nous avons comparé l'estimation de $f\text{CO}_2$ aux mesures de $f\text{CO}_2$ effectuées au mouillage PIRATA à 6°S , 10°W depuis 2006.

Les mesures à cet endroit montrent des maxima de $f\text{CO}_2$ en hiver boréal puis des minima observés en mai – juin pour les années 2006 et 2007 (Figure 47). Les mesures de $f\text{CO}_2$ pour les années 2008 et 2009 sont peu nombreuses en comparaison des deux années précédentes. La $f\text{CO}_2$ minimale observée en 2009 se situe dans le mois d'août. Cette observation est décalée de deux mois par rapport aux minima observés en 2006 et 2007. On dispose de moins de données en 2008 (septembre à décembre) ; ce qui ne permet pas de localiser les mois d'apparition des extrema de la $f\text{CO}_2$ sur la bouée. Seule l'année 2007 permet d'avoir une vue étendue sur la variabilité de la $f\text{CO}_2$ pendant toutes les saisons.

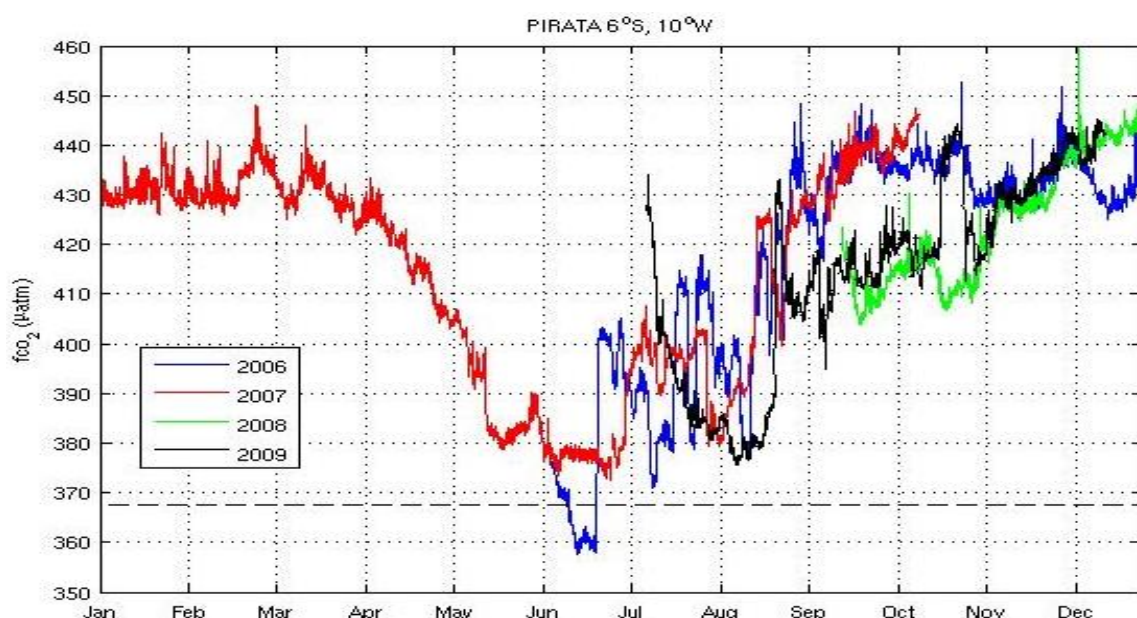


Figure 47 : Mesures en continu de la $f\text{CO}_2$ sur la bouée PIRATA (6°S , 10°W) en 2006, 2007, 2008 et 2009 (Parard et al, 2010).

La $f\text{CO}_2$ a été calculée sur la bouée PIRATA (6°S , 10°W) à l'aide des relations établies en utilisant les SSS et SST de la période de juin 2006 à octobre 2007. Sur la figure 48 sont représentées respectivement en vert et en bleu les courbes de $f\text{CO}_2$ calculée et mesurée. Les deux courbes présentent la même tendance d'évolution. Cette tendance est en moyenne l'inverse de celle de la température durant la même période. Aux maxima de température correspond des minima de $f\text{CO}_2$.

De juillet 2006 à septembre 2006, la tendance d'évolution de la $f\text{CO}_2$ est marquée par une augmentation de la $f\text{CO}_2$ avec une gamme de variation de $390 \mu\text{atm}$ à $420 \mu\text{atm}$ pour la $f\text{CO}_2$ calculée et de $360 \mu\text{atm}$ entre $440 \mu\text{atm}$ pour la $f\text{CO}_2$ mesurée. L'augmentation est légèrement plus rapide pour la $f\text{CO}_2$ mesurée que pour la $f\text{CO}_2$ calculée.

Ensuite d'octobre 2006 à avril 2007, les valeurs $f\text{CO}_2$ mesurées sont relativement stables avec une légère décroissance (430 μatm - 450 μatm) tandis que celles calculées se situent entre 380 μatm et 420 μatm . Un écart de 20 à 40 μatm apparaît entre les $f\text{CO}_2$ calculée et mesurée. Il est de 20 μatm de septembre 2006 à octobre 2006 et augmente d'un facteur 2 (40 μatm) de mars 2007 à avril 2007. La $f\text{CO}_2$ calculée sous-estime la mesure de $f\text{CO}_2$ en cette période et décroît plus vite que celle mesurée.

Puis, de juin 2007 à septembre 2007, les $f\text{CO}_2$ calculée et mesurée se situent dans la gamme de variation respectivement entre 380 μatm et 415 μatm et entre 370 μatm et 420 μatm . La $f\text{CO}_2$ calculée reproduit assez bien la $f\text{CO}_2$ mesurée durant cette période correspondant à celle de la mousson. Toutefois, la $f\text{CO}_2$ calculée ne reproduit pas la forte variabilité de celle mesurée. Cette bonne concordance entre $f\text{CO}_2$ calculée et $f\text{CO}_2$ mesurée durant la période de mousson s'explique par le fait que les relations TA-SSS et DIC-SSS-SST utilisées ont été établies en cette période. Par conséquent elles restituent mieux le lien entre les paramètres hydrologiques et du carbone. En dehors de la période de mousson, des écarts plus ou moins importants sont observés entre les valeurs de $f\text{CO}_2$ mesurées et celles calculées. La bouée étant en un point fixe, la variabilité locale des paramètres hydrologiques (SSS, SST) ne s'étend pas à l'ensemble de l'Est de l'Atlantique tropical. Ainsi cette variabilité localisée n'est pas prise en compte dans les relations établies sur un domaine spatial plus large.

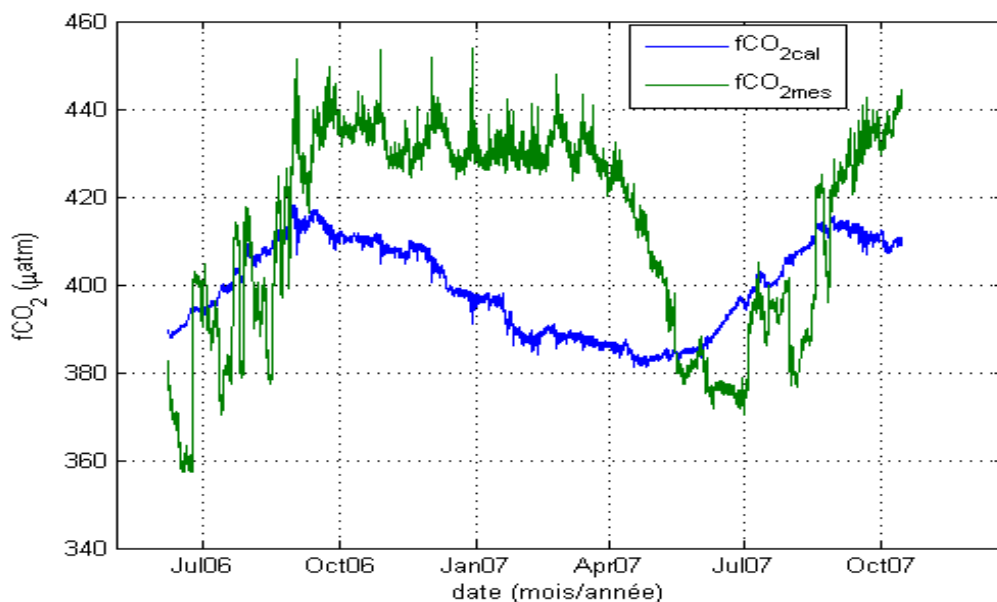


Figure 48 : Comparaison des $f\text{CO}_2$ calculée (bleu) et mesurée (vert) de juin 2006 à octobre 2007 sur la bouée Pirata à 6°S , 10°W .

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

A. CONCLUSION

L'objectif de ce travail était l'étude des paramètres du carbone dans l'Est de l'Atlantique Tropical et plus particulièrement la distribution spatio-temporelle des paramètres du système du carbone océanique et la détermination du flux air –mer de CO₂ ainsi que les processus expliquant leur variabilité durant l'été boréal.

Cette étude s'est faite principalement avec des données obtenues à partir de six campagnes océanographiques effectuées aux mois de juin et septembre, durant trois années consécutives de 2005 à 2007 ; dans le cadre du programme EGEE (volet océanique du programme AMMA). Toutefois, la campagne EGEE 4 s'est déroulée en novembre 2006.

J'ai participé à l'une des campagnes EGEE (septembre 2007-EGEE 6) et contribué à l'échantillonnage et à l'analyse de certains paramètres in situ. Les échantillons d'eau de mer ont ensuite été analysés au laboratoire avec l'équipe du SNAPO-CO₂ du LOCEAN pour déterminer les paramètres TA et DIC. Ce travail a permis de couvrir tout le cycle d'acquisition des données, allant de la préparation d'une campagne en mer en passant par la collecte des échantillons, par les analyses chimiques, jusqu'au traitement et à la validation des données.

L'analyse de la distribution spatiale des paramètres hydrologiques (SST et SSS) et du carbone (TA et DIC) a été effectuée à partir des données de DIC, TA, SST, SSS issues des campagnes océanographiques EGEE et celles fournies par les campagnes océanographiques FOCAL, CITHER, ARAMIS, BIOZAIRE –PIRATA, EQUALANT ayant eu lieu dans l'Est de l'Atlantique tropical durant la période 1982 à 2007.

Un gradient nord – sud a été mis en évidence avec, au nord de l'équateur, de faibles valeurs de TA et DIC associées à de faibles valeurs de SSS et fortes valeurs de SST et au sud de l'équateur de fortes valeurs de DIC et TA associées à de fortes valeurs de SSS et de faibles valeurs de SST. L'existence de ce gradient nord – sud est attribuée dans la zone au nord de l'équateur à l'influence des fleuves et des précipitations et dans la zone au sud de l'équateur à la présence de la langue d'eau froide en relation avec l'upwelling équatorial. L'indice d'upwelling déterminé pour les mois de mai à octobre des années 2005, 2006 et 2007 montre que le refroidissement est plus important en juin 2005 comparé aux années 2006 et 2007. Il démarre en juin 2005 tandis qu'il apparaît en juillet pour les années 2006 et 2007.

Les variations de DIC et TA sont essentiellement expliquées par les processus physiques. La normalisation de TA et DIC à une salinité de 35 et une température de 25°C montre que les variations de TA sont entièrement expliquées par la salinité tandis que celles de DIC sont liées à la présence de l'upwelling. L'analyse des profils et de la variabilité spatiale de fluorescence et sels nutritifs montre que la biologie est négligeable dans la couche de surface de l'Est de l'Atlantique tropical. En effet, ces eaux de surface de cette zone océanique sont pauvres en sels nutritifs et en fluorescence car les sels nutritifs sont consommés rapidement par les phytoplanctons en surface même en période d'upwelling.

Des relations empiriques ont été établies pour l'ensemble de la zone (en dehors de la côte): $TA = 65,52 (\pm 0,77) * SSS + 2,50 (\pm 27,22)$ et $DIC = 51,71(\pm 2,16) * SSS - 12,79(\pm 0,89) * SST + 507,82(\pm 91,32)$ avec des coefficients de détermination respectifs $r^2 = 0,97$ et $r^2 = 0,90$; pour une gamme de salinité comprise entre 32 et 37.

A l'aide de ces nouvelles relations empiriques et des champs de SSS et de SST, des cartes mensuelles de fCO_2 océanique pour les mois de juin et de septembre sur la période de 2005 à 2007 ont été construites. Dans l'Est de l'Atlantique tropical, la fCO_2 calculée varie entre 340 μatm et 460 μatm .

Les valeurs de fCO_2 océanique calculées pour le mois de juin et septembre sont supérieures d'environ 11 μatm à celles de la climatologie mensuelle de fCO_2 (Takahashi et al, 2009). Cette différence est probablement due au manque de données disponibles pour construire la climatologie ainsi qu'à la résolution spatiale utilisée (5° x 4°). Toutefois, les deux méthodes de reconstruction de fCO_2 sous-estiment les valeurs de fCO_2 mesurées.

L'évolution temporelle de la fCO_2 dans la zone d'étude a montré que son accroissement est dû principalement à la combinaison des effets thermodynamique, de l'augmentation de CO_2 atmosphérique et au mélange horizontal, dans des proportions variables en fonction de la saison.

Le flux air –mer de CO_2 est plus faible en moyenne en juin qu'en septembre avec des valeurs respectives de $2,14 \pm 1,69 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ et de $2,79 \pm 1,65 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$. Cette valeur positive du flux air –mer de CO_2 montre que cette zone est une source de CO_2 pour l'atmosphère.

En extrapolant les relations TA-SSS et DIC-SSS-SST établies durant la période de la mousson africaine, sur toute l'année, un flux annuel air –mer de CO_2 a été estimé. Entre l'équateur et 6°N, le flux moyen annuel air –mer de CO_2 est de $-0,01 \pm 1,03 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$, cette zone est donc proche de l'équilibre tandis qu'une source de $1,94 \pm 1,17 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ est

calculée de l'équateur à 10°S. Le bilan global indique que la zone étudiée est une source de CO₂ pour l'atmosphère.

Les principaux résultats acquis au cours de ce travail pourront servir comme éléments de validation des modèles biogéochimiques et contribueront à améliorer les budgets de CO₂ réalisés sur l'ensemble du bassin tropical.

B. PERSPECTIVES

La relation TA-SSS est assez robuste en raison de la forte dépendance de l'alcalinité aux variations de salinités en absence d'organismes calcifiants. Par contre, la relation DIC-SST-SSS a montré un écart entre les mesures et les estimations assez fort dans la région 4°S-10°S, qui a été très peu visitée durant les campagnes EGEE. Une meilleure couverture spatiale et un échantillonnage plus dense dans cette région permettrait d'améliorer la relation DIC-SST-SSS. Par ailleurs la mise en orbite du satellite SMOS de résolution ~40 km pour la mesure de la SSS avec un passage à chaque deux jours sera d'un apport assez important car il permettra d'obtenir des données journalières et mensuelles récentes de salinité (Kerr et al., 2001). De plus, le déploiement ces dernières années des profileurs ARGO seront aussi utiles pour documenter les changements du champ de salinité à grande échelle (100-200 km) (Riser et al., 2008 ; Johnson et al., 2008).

Les mesures en continu de fCO₂ enregistrées au point fixe de la bouée PIRATA à 6°S, 10°W sur la période de 2006 à 2009 (Parard et al., 2010) indiquent une variabilité mensuelle de fCO₂. L'extrapolation des relations établies aux mois de juin et de septembre à tous les mois de l'année, demande à être validée par des mesures in situ afin de tenir compte de la variabilité mensuelle de la fCO₂. En effet, la comparaison des fCO₂ calculée et mesurée sur la bouée montre que la fCO₂ calculée reproduit assez bien les tendances générales d'évolution de la fCO₂ mesurée seulement sur la période de la mousson. Toutefois, la forte variabilité de la fCO₂ mesurée n'est pas reproduite. En plus, en dehors de la période de mousson un écart important (~40 µatm) existe entre les estimations et les mesures de fCO₂. Ainsi, une densification des mesures des paramètres hydrologiques (SSS, SST) et du carbone (TA, DIC) en dehors de la période de mousson afin d'établir des relations empiriques sur toutes les saisons de l'année devient indispensable.

Des mesures de DIC et TA ont été effectuées dans l'Atlantique tropical ouest, notamment lors des campagnes ARAMIS, PIRATA Brésil et des voyages du Rio Blanco. Une comparaison des variations est-ouest de ces paramètres est envisageable. Il serait également

intéressant de déterminer s'il est possible d'établir des relations empiriques valables pour tout l'Atlantique tropical.

L'évolution temporelle du DIC, face à l'accroissement du CO₂ atmosphérique, dans cette région très dynamique, reste encore à déterminer. Un suivi à long terme du DIC, réalisable dans le cadre des campagnes PIRATA, permettrait de mieux quantifier l'évolution du taux de CO₂ dans l'océan par rapport à l'augmentation du CO₂ atmosphérique.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adler, R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin, E. J. Nelkin,** 2003: The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). *J. Hydrometeor.*, 4(6), 1147-1167.
- Ali, K.E,** 2008 : Description et analyse des conditions de surface océanique dans le Golfe de Guinée et des conditions climatiques le long du littoral du Golfe de Guinée (Afrique Subsaharienne), Thèse de doctorat de l'Université de Cocody, Abidjan, Côte d'Ivoire.
- Andrié, C., C. Oudot, C. Genthon,** 1986. CO₂ fluxes in the Tropical Atlantic During Focal Cruises , *J. Geophys. Res.*, 91, 11741 - 11755.
- Antonov, J. I., Locarnini, R. A., Boyer, T. P., Mishonov, A. V., Garcia, H. E.,** 2006. World Ocean Atlas 2005, Volume 2: Salinity. Levitus, S., Ed. NOAA Atlas NESDIS 62, U. S. Government Printing Office, D. C., 182 p.
- Arfi, R., Pezennec, O., Cissoko, S., Mensah, M.,** 1993. Evolution spatio-temporelle d'un indice caractérisant l'intensité de la résurgence ivoiro-ghanéenne. ORSTOM Editions, Environnement et ressources aquatiques en Côte d'Ivoire, Tome 1 : le milieu marin, 111-122
- Baker, D. F., Law, R. M., Gurney, K. R., Rayner, P., Peylin, P., Denning, A. S., Bousquet, P., Bruhwiler, L., Chen, Y.-H., Ciais, P., Fung, I.Y., Heimann, M., John, J., Maki, T., Maksyutov, S., Masarie, K., Prather, M., Pak, B., Taguchi, S., Zhu, Z.,** 2006. TransCom 3 inversion intercomparison: impact of transport model errors on the interannual variability of regional CO₂ fluxes, 1988–2003. *Glob. Biogeochem. Cycles* 20, GB1002. doi10.1029/2004GB002439.
- Bakker, D. C. E, de Baar, H. J. W., de Jong, E.,** 1999. The dependence on temperature and salinity of dissolved inorganic carbon in East Atlantic surface waters. *Marine Chemistry* 65.263–280
- Bakun, A.,** 1978. Guinea Current upwelling. *Nature*, 271, 147–150.
- Bates, R.G.,** 1973. Determination of pH. Theory and practice. (ed. Wiley) New-York.
- Berit, G. R.,** 1961. Contribution à la connaissance des variations saisonnières dans le golfe de Guinée. Observations de surface le long des lignes de navigation. *Cah. Océanogr. C.C.O.E.C.* 13:715-727.
- Berit, G. R ,**1962a. Contribution à la connaissance des variations saisonnières dans le golfe de Guinée. Observations de surface le long des lignes de navigation. 2^{ème} partie: Etude régionale. *Cah. Océanogr. C.CO.E.C* 14 :633-643.

- Berit, G. R.** 1962b. Contribution à la connaissance des variations saisonnières dans le golfe de Guinée. Observations de surface le long des lignes de navigation. 2^{ème} partie: étude régionale, suite et fin. Cah. Océanogr. C.C.O.E.C. 14 :719-729.
- Berit, G. R.** 1966. Les eaux dessalées du golfe de Guinée. Doc. sci prov., C.R.O. Abidjan 9, 1-15.
- Binet, D.**, 1982. Influence des variations climatiques sur la pêche des *Sardinella aurita* ivoiro-ghanéennes: relation sécheresse-surpêche. Oceanol. Acta 5, 443–452.
- Bourlès, B., F. Marin, G. Caniaux, P. Brandt, N. Kolodziejczyk and Y. Gouriou**, 2009. Sea Surface Temperature and Equatorial Currents in the Gulf of Guinea during the EGEE/AMMA experiments (2005-2007), Atelier PROP AO, Cotonou, Bénin.
- Bourlès, B. et G. Caniaux**, 2004. EGEE : programme d'Etude de la circulation océanique dans le Golfe de Guinée et de sa variabilité, Composante océanique française du programme AMMA : site ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/ird/bourles/pageweb/EGEE_2004.pdf
- Bourlès, B., Y Gouriou and R. Chuchla**, 1999: On the circulation and upper layer of the western equatorial Atlantic, *Journal of Geophysical Research*, 104(C9), pp. 21151-21170.
- Bourlès, B., A. J. Busalacchi, E. Campos, F. Hernandez, R. Lumpkin, M.J. McPhaden, A.D. Moura, P. Nobre, S. Planton, J. Servain, J. Trotte & L.Yu**, 2008. The PIRATA program: history and accomplishments of the 10 first years tropical Atlantic observing system's backbone, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(8), 1111-1125, doi/10.1175/2008BAMS2462.1.
- Boutin, J., Y. Quilfen, L. Merlivat, and J.F. Piolle**, 2009. Global average of air-sea CO₂ transfer velocity from QuikSCAT scatterometer wind speeds, *Journal of Geophysical Research*, 114 (C4007), doi:10.1029/2007JC004168.
- Brewer, P.G., and Goldman, J.**, 1976. Alkalinity changes generated by phytoplankton growth. *Limnol. Oceanogr.* 21, 108-117.
- Brewer, P. G., A. L. Bradshaw, and R. T. Williams**, 1986. Measurements of total carbon dioxide and alkalinity in the North Atlantic Ocean in 1981, in *The Changing Carbon Cycle: A Global Analysis*, edited by J. R. Trabalka and D. E. Reichle, pp. 348– 370, Springer, New York.
- Caniaux, G., Giordani, H., Redelsperger, J-L, Guichard, F., Key, E., and Wade, M.**, 2011. Coupling between the Atlantic cold tongue and the West African monsoon in boreal spring and summer. *J. Geophys. Res.*, vol. 116, C04003, doi:10.1029/2010JC006570.
- Colin, C.**, 1991. Sur les upwellings équatorial et côtiers (5°N) dans le Golfe de Guinée. *Oceanologica Acta.*, 14, 3, 223-240.
- Conkright, M. E. and Boyer, T. P.**, 2002: World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, CD-ROM Documentation. National Oceanographic Data Center,

- Silver Spring, MD, 17 pp., S. E., Levitus. Climatological atlas of the world ocean, NOAA Professional Paper 13, US Government Printing Office, Washington DC, 1982.
- Copin-Montégut, C.**, 1988. A new formula for the effect temperature on the partial pressure of CO₂ in the seawater, *Mar. Chem.*, 25, 29-37.
- Copin-Montégut, C.**, 1989a. A new formula for the effect temperature on the partial pressure of CO₂ in the seawater, *Corrigendum, Mar. Chem.*, 27, 143-147.
- Copin-Montégut, C., and Raimbault, P.**, 1994. The Peruvian upwelling near 15°S in August 1986. Results of continuous measurements of physical and chemical properties between 0 and 200 m depth. *Deep Sea Research*, 41, (3), 439.
- Cury, P., Roy, C.**, 1987. Upwelling et pêche des espèces pélagiques côtières de Côte-d'Ivoire: une approche globale. *Oceanol. Acta*, 101 (3) : 347-357.
- Denman, K. L., Brasseur, G., Chidthaisong, A., Ciais, P., Cox, P.M., Dickinson, R.E., Hauglustaine, D., Heinze, C., Holland, E., Jacob, D., Lohmann, U., Ramachandran, S., da Silva Dias, P.L., Wofsy, S.C., Zhang, X., 2007. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge university press, Cambridge.**
- Dickson, A. G., Millero, F. J.**, 1987. A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media. *Deep-Sea Res.* 34, 1733–1743.
- D.O.E.** (U.S. Department of Energy), 1994. Handbook of methods for analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water; version 2, A.G. Dickson and C.Goyet, eds. ORNL/CDIAC - 74. A. G.
- Doney, S. C., B. Tilbrook, S. Roy, N. Metzl, C. Le Quéré, M. Hood, R. A. Feely, D. Bakker**, 2009. Surface-ocean CO₂ variability and vulnerability. *Deep-Sea Research II*, 56, 504–511.
- Düing, W., P. Hisard, E. J. Katz, J. Meincke, L. Miller, K. V. Moroshkin, G. Philander, A. A. Ribnikov, K. Voight, et R. Weisberg**, 1975: Meanders and long waves in the equatorial Atlantic, *Nature*, 257, 280-284.
- Edmond, J. M., Gieskes, J. M. T.**, 1970. On the calculation of the degree of saturation of seawater with respect to calcium carbonate under in situ conditions. *Geochemica et Cosmochemica Acta* , 34, 1261-1291.
- Feely, R. A., C. L., Sabine, T. Takahashi, R. Wanninkhof**, 2001. Uptake and storage of Carbon Dioxide in the Ocean: the Global CO₂ survey. *Oceanography*, Vol. 14, No 4/2001.

- Foltz G., Grodsky S.A., Carton J.A., McPhaden M.J.**, 2003. Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys Res* 108(C5):3146–3159. doi:10.1029/2002JC001584.
- Foster, R.A., A., Subramaniam, J.P., Zehr**, 2009. Distribution and activity of diazotrophs in the Eastern Equatorial Atlantic. *Environmental microbiology*, 11 (4), 741-750.
- Friis, K., A. Körtzinger, and D. W. R. Wallace**, 2003. The salinity normalization of marine inorganic carbon chemistry data. *Geophysical Research Letters*, vol. 30, No. 2, 1085, doi:10.1029/2002GL015898.
- Gallardo, Y.**, 1993. Les conditions océaniques du maximum des pluies littorales ivoiriennes en juin. ORSTOM Editions, Environnement et ressources aquatiques en Côte d’Ivoire, Tome 1 : le milieu marin, 63-73.
- Gouriou, Y., C. Andrie, B. Bourles, S. Freudenthal, S. Arnault, A. Aman, G. Eldin, Y. DuPenhoat, F. Baurand, F. Gallois, and R. Chuchla**, 2001. Deep circulation in the Equatorial Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Letters*, 28(5), 819– 822.
- Goyet, C., Poisson, A.**, 1989. New determination of carbonic acid dissociation constants in seawater as a function of temperature and salinity. *Deep-Sea Res.* 36, 1635–1654.
- Goyet, C., F. J. Millero, A. Poisson, and D.K. Shafer**, 1993. Temperature dependence of CO₂ fugacity in seawater. *Marine Chemistry*, 44, 205-219.
- Goyet, C., N. Metzl, F. Millero, G. Eisscheid, D. O’Sullivan, A. Poisson**, 1998. Temporal variation of the sea surface CO₂/carbonate properties in the Arabic sea. *Marine chemistry*, 63, 69-79.
- Grenier, E., Du Penhoat, Y.**, 2001. Upwelling équatorial. La lettre trimestrielle de MERCATOR, N° 10-juillet 2003, 8-12.
- Gruber, N., Gloor, M., Fletcher, S.E.M., Doney, S.C., Dutkiewicz, S., Follows, M.J., Gerber, M., Jacobson, A.R., Joos, F., Lindsay, K., Menemenlis, D., Mouchet, A., Müller, S.A., Sarmiento, J.L., Takahashi, T.**, 2009. Oceanic sources, sinks, and transport of atmospheric CO₂. *Glob. Biogeochem. Cycles* 23 (1), GB1005. doi10.1029/2008GB003349.
- Hansson, I.**, 1973. A new set of acidity constants for carbonic acid and boric acid in sea water. *Deep-Sea Res.* 20, 461–478.
- Hardman-Mountford, N. J., McGlade, J. M.**, 2003. Seasonal and interannual variability of oceanographic processes in the Eastern equatorial Atlantic: an investigation using AVHRR sea surface temperature data. *Int. J. Remote.* 24, 16, 3247-3268.
- Herbland, A., Le Borgne, R., Le Bouteiller, A., Voituriez, B.**, 1983. Structure hydrologique et production primaire dans l’Atlantique tropical oriental. *Océanogr. Trop.*, 18, 249-293.

- Herbland, A., and Voituriez, B.** 1979. Hydrological structure analysis for estimating the primary production in the tropical Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, 37, 87-101.
- Hisard, P., J. Citeau, A. Molière,** 1975. Le courant de Lomonosov et la formation de la zone frontale du Cap Lopez (baie du Biafra, Golfe de Guinée). *Cath. Orstom*, 13 (2), 107-116.
- 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
- Houghton, R. W.,** 1976: Circulation and Hydrographic Structure over Ghana Continental-Shelf During 1974 Upwelling, *J. Phys. Oceanogr.*, 6(6): 909-924.
- IOCCP,** 2008. Surface Ocean CO₂ Atlas Project, IOCCP report N°9, International Ocean Carbon Coordination Project, UNESCO, Paris, France, www.ioccp.org, 39pp.
- IPCC,** 2007. climate change, fourth assessment report. The scientific basis, 405 pp. **Bindoff, N.L., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C. Le Quéré, S. Levitus, Y. Nojiri, C.K. Shum, L.D. Talley and A. Unnikrishnan,** 2007: Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jacques, G., and P. Tréguer,** 1986. *écosystèmes pélagiques marins*, Masson.
- Janicot, S., S. Trsaska, I. Poccard,** 2001. Summer Sahel –ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Clim. Dyn.*, 18, 303-320.
- Johnson, G.C., and J. M. Lyman,** 2008. Global oceans: Sea surface salinity. In *State of the Climate in 2007*, D.H. Levinson and J.H. Lawrimore, eds., *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 89:S45–S47.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M., Wolff, E. W.,** 2007. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science* 317, 793-796. doi: 10.1126/science.1141038
- Keeling, C. D., and Whorf, T. P.,** 2005: Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, TN. <http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/co2/sio-keel-fl ask/sio-keel-fl ask.html>.

- Kerr, Y., Waldteufel, P., Wigneron, J. P., Martinuzzi, J. M., Font, J., and Berger, M.,** 2001: Soil moisture retrieval from space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39(8), 1729–1735.
- Koranteng, K. A., 1998.** The impacts of environmental forcing on the dynamics of demersal fishery resources of Ghana. PhD Thesis. University of Warwick, Coventry, UK, www.oikos.warwick.ac.uk/ecosystems/ThesisArchive.
- Lalli, C. M., and Parsons, T. R.,** 1993. *Biological Oceanography; An Introduction*, Pergamon Press.
- Lefèvre N., A. Guillot, L. Beaumont, and T. Danguy,** 2008. Variability of fCO_2 in the Eastern Tropical Atlantic from a moored buoy, *J. Geophys. Res.*, 113, C01015, doi:10.1029/2007JC004146.
- Lefèvre, N.,** 2009. Low CO_2 concentrations in the Gulf of Guinea during the upwelling season in 2006. *Mar. Chem.* doi:10.1016/j.marchem.2009.01.001
- Lemasson, L., and Rebert, J-P.,** 1973a. Les courants marins dans le Golfe ivoirien. *Cahiers ORSTOM, serie océanographie*, 11, 67-95
- Lemasson, L., and Rebert, J-P.,** 1973b. Circulation dans le Golfe de Guinée : Étude de la région d'origine du sous courant ivoirien. *Cahiers ORSTOM, série océanographie*, 11, 303-316.
- Le Quéré, C., M. R. Raupach, J. G. Canadell, G. Marland, L. Bopp, P. Ciais, T. J. Conway, S. C. Doney, R. A. Feely, P. Foster, P. Friedlingstein, K. Gurney, R. A. Houghton, J. I. House, C. Huntingford, P. E. Levy, M. R. Lomas, J. Majkut, N. Metzl, J. P. Ometto, G. P. Peters, I. C. Prentice, J. T. Randerson, S. W. Running, J. L. Sarmiento, U. Schuster, S. Sitch, T. Takahashi, N. Viovy, G. R. V. D. Werf and F. I. Woodward,** 2009. Trends in the sources and sinks of carbon dioxide. *Nature*, doi: 10.1038/NGEO689.
- Lighthill, M. J.,** 1969. Dynamic response of the Indian Ocean to the onset of the southwest Monsoon. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A 265, 45-93.
- Lorcarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, and H. E. Garcia,** 2006. *World Ocean Atlas 2005, Volume 1: Temperature*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 61, U.S. Government Printing Office, Washington, D. C., 182 pp.
- Marin, F., Caniaux, G., Bourles, B., Giordani, H., Gouriou, Y., Key, E.,** 2009. Why Were Sea Surface Temperatures so Different in the Eastern Equatorial Atlantic in June 2005 and 2006? *Journal of Physical Oceanography*, volume 39, pp. 1416-1431.
- McClain, C. R., and Firestone, J.,** 1993. An investigation of Ekman upwelling in the north Atlantic. *J., Geophys. Res.*, 98, 12327-12339.

- Mehrbach, C., Culberson, C.H., Hawley, J.E., Pytkowicz, R.M.,** 1973. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. *Limnol. Oceanogr.* 18, 897–907.
- Mensah, M. A., and Koranteng, K. A.,** 1988. A review of oceanography and fisheries resources in the coastal waters of Ghana research. Marine Fisheries Research Report No.8, Fisheries Research and Utilization Branch, Tema. Ghana.
- Merle, J.,** 1978. Atlas hydrologique saisonnier de l’océan atlantique intertropical. Travaux et documents de l’Orstom, 82, Orstom Edition, Paris.
- Merle, J.,** 1980: Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1216-1225.
- Merle J, Fioux M, Hisard P,** 1980. Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic. *Deep Sea Res* 26 GATE Suppl, pp 77–101.
- Metcalf, W.G. and M.C. Stalcup,** 1967: Origin of the Atlantic Equatorial Undercurrent, *Journal of Geophysical Research* 72, 4959-4975.
- Metzl, N.,** 2009. Decadal increase of oceanic carbon dioxide in the Southern Indian Ocean surface waters (1991–2007), *Deep Sea Res.,Part II*, 56(8–10), 607–619, doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.007.
- Metzl, N.,A. Corbière, G. Reverdin, A. Lenton, T.Takahashi, A.Olsen, T. Johannessen, D. Pierrot, R. Wanninkhof, S.R.Ólafsdóttir, J.Olafsson, and M. Ramonet,** 2010. Recent acceleration of the sea surface fCO₂ growth rate in the North Atlantic subpolar gyre (1993–2008) revealed by winter observations *Global Biogeochem. Cycles*, 24, GB4004, doi:10.1029/2009GB003658.
- Millero F., K. Lee, M. Roche,** 1998. Distribution of alkalinity in the surface waters of the major oceans, *Marine Chemistry*, 60, 111-130.
- Milliman, J. D.,** 1993. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: Budget of a nonsteady state, *Global Biogeochem. Cycles*, 4, 927-957.
- Milliman, J. D., and A. W. Droxler,** 1996. Neritic and pelagic carbonate sedimentation in the marine environment : Ignorance is not bliss, *Geologische Rundschau*, 85, 496-504.
- Moore, D.W.,** 1968. Planetary-gravity waves in an equatorial ocean. Ph.D. Thesis, Harvard University.
- Moore, D.W., P. Hisard, J. McCreary, J. Merle, J. O'brien, J.M. Verstraete and C. Wunsch,** 1978. Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 5, 637-640.
- Morlière, A., P. Hisard, et J. Citeau,** 1974 : Le courant de Lomonosov dans le fond du Golfe de Guinée en mai 1973, *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, V(1-2), 85-102.

- Murnane, R. J., J.L., Sarmiento, C. LéQuéré,** 1999. Spatial distribution of air-sea CO₂ fluxes and the interhemispheric transport of carbon by the oceans. *Glob. Biogeo. Cycles*, 13, 2, 287-305.
- Oudot, C., C.Andrié, and Y. Montel,** 1987. Évolution du CO₂ océanique et atmosphérique sur la période 1982-1984 dans l'Atlantique tropical, *Deep Sea. Res.*, 34, 1107-1137.
- Oudot, C. and Morin, P.,** 1987. The distribution of nutrients in the equatorial Atlantic: relation to physical processes and phytoplankton biomass. *Oceanol. Acta*, 1987. Proceedings International Symposium on Equatorial Vertical Motion, Paris, 6-10 May 1985, 121-130.
- Oudot, C., C. Andrié,** 1986. Variabilité des pressions partielles de CO₂ océanique et atmosphérique dans l'Atlantique tropical, *Oceanol. Acta*, 9, 168 – 177.
- Oudot, C., Ternon, J. F., Lecomte, J.,** 1995. Measurements of atmospheric and oceanic CO₂ in the tropical Atlantic: 10 years after the 1982-1984 FOCAL cruises. *Tellus 47B*, 70–85.
- Parard, G., N. Lefèvre and J. Boutin,** 2010. Seawater fugacity of CO₂ at the PIRATA mooring at 6°S, 10°W. *Tellus B*, doi: 10.1111/j.1600-0889.2010.00503.x
- Perez, V., E. Fernandez, E. Maranon, P. Serret, and C. Garcia-Soto,** 2005. Seasonal and interannual variability of chlorophyll-*a* and primary production in the Equatorial Atlantic: In situ and remote sensing observations, *J. Plankton Res.*, 27(2), 189– 197.
- Peter, A.C., M. Le Hénaff, Y. du Penhoat, C.E. Menkes, F. Marin, J. Vialard, G. Caniaux, A. Lazar,** 2006. A model study of the seasonal mixed layer heat budget in the equatorial Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 111 (C6), C06014, 10.1029/2005JC003157.
- Peter, A.C.,** 2007. Variabilité de la température de la couche de mélange en Atlantique équatorial aux échelles saisonnières à interannuelles, à l'aide de simulations numériques. Thèse de l'Université Toulouse III (Paul SABATIER).
- Peterson, R. G., Stramma, L.,** 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 26, 1-73.
- Philander, S. G. H., and R. C. Pacanowski,** 1986: A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 91, 14,192-14,206.
- Philander, S. G. H.,** 1986. Unusual conditions in the Tropical Atlantic Ocean in 1984, *Nature*, 322, 236-238.
- Picaut, J.,** 1983. Propagation of the seasonal upwelling in the Eastern Equatorial Atlantic. *Journal of physical oceanography*, volume, 13, pp, 18-37.
- Piton, B., and Wacogne, S.,** 1985. Unusual amounts of very saline subsurface water in the eastern Gulf of Guinea in May 1984. *Tropical Ocean- Atmosphere Newsletter* 32:5-8.
- Redelsperger J-L,** 2001. La mousson africaine et ses composantes, Livre Blanc « proposition de projet »

- Redelsperger J-L, Thorncroft C. D, Diedhiou A, Lebel T, Parker DJ, Polcher J.** 2006. African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An international research project and field campaign. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 87: 1739–1746.
- Ríos A. F., X. A. Alvarez-Salgado, F. F. Pérez, L. S. Bingler, J. Aristegui and L. Mémerly,** 2003. Carbon dioxide along WOCE line A14: Water masses characterization and anthropogenic entry, *J.G.R.*, Vol. 108, N°. C4, 3123, do i: 10. 1029 /2000JC000 366.
- Riser, S., L. Ren, and A. Wong,** 2008. Salinity in Argo: a modern view of a changing ocean. *Oceanography*, 20: 56-67.
- Roy, R.N., Roy, L.N., Vogel, K.M., Porter-Moore, C., Pearson, T., Good, C.E., Millero, F. J., Cambell, D.M.,** 1993. The dissociation constants of carbonic acid in seawater at salinities 5 to 45 and temperatures 0 to 45°C. *Mar. Chem.* 44, 249–267.
- Roy, C.,** 1995, The Cote 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 F. X. Bard and K. A. Koranteng (Paris: ORSTOM Editions), pp. 346–361.
- Sarmiento, J. L., R. Murnane, and C. LeQuéré,** 1995. Air-sea CO₂ transfer and the carbon budget of the North Atlantic, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, 348, 211-219.
- Servain, J., A. J. Busalacchi, M. J. McPhaden, A. D. Moura, G. Reverdin, M. Vianna, and S. E. Zebiak,** 1998. A pilot research moored array in the tropical Atlantic (PIRATA), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 2019– 2031.
- Sibuet, M., Vangriesheim, A.,** 2009. Deep-sea environment and biodiversity of the West African Equatorial margin. *Deep-Sea Research Part II* 56 (23),2156–2168.
- Stramma, L., Schott, F.,** 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep- Sea Res. II* 46, 279-303.
- Sultan, B.,** 2002. Etude de la mise en place de la mousson en Afrique de l'ouest et de la variabilité intra-saisonnière de la convection. Applications à la sensibilité des rendements agricoles. Thèse de l'Université Paris 7 (Denis DIDEROT).
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. G. Goddard, D. W. Chipman, and S. C. Southerland,** 1993. Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study, *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 843-878.
- Takahashi, T., Sutherland, C. S., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A., Chipman, D. W., Hales, B., Friederich, G., Chavez, F., Sabine, C., Watson, A., Bakker, D. C. E., Schuster, U., Metzl, N., Inoue, H. Y., Ishii, M., Midorikawa, T., Nojiri, Y., Körtzinger, A., Steinhoff, T., Hoppema, M., Olafsson, J., Arnarson, T. S., Tilbrook, B., Johannessen, T., Olsen, A., Bellerby, R., Wong, C. S., Delille, B., Bates, N. R., de Baar, H. J. W.,** 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂,

- and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep-Sea Res. II*. doi:10.1016/j.drs2.2008.12.009.
- Tanguy, Y., Arnault, S., and Lattes, P.**, 2010. Isothermal, mixed, and barrier layers in the subtropical and tropical Atlantic Ocean during the ARAMIS experiment. *Deep-Sea Res. I*, 57, 501-517.
- Toualy Elysée**, 2011. Les mécanismes de l'upwelling au Nord du Golfe de Guinée. Thèse en cours à l'université de Cocody Abidjan, Côte d'Ivoire.
- Tréguer, P., LeCorre, P.**, 1975. Manuel d'analyse des sels nutritifs dans l'eau de mer (utilisation de l'Autoanalyzer II-Technicon), 2nd edn, Université de Bretagne occidentale Brest, 110 pp.
- UNESCO**, 1978 Back ground papers and supporting data on the practical salinity scale.
- Vangriesheim, A., Pierre, C., Aminot, A., Metzl, N., Baurand, F., Caprais, J-C.**, 2009. The influence of Congo River discharges in the surface and deep layers of the Gulf of Guinea. *Deep-Sea Res. II*, doi:10.1016/j.dsr2.2009.04.002.
- Verstraete, J. M.**, 1992. The seasonal upwellings in the Gulf of Guinea. *Prog. Oceanog. Vol. 29*, pp. 1-60, 1992.
- Voituriez, B.**, 1981. Les sous-courants équatoriaux nord et sud et la formation des dômes thermiques tropicaux, *Oceanol. Acta*, 4, 497-506.
- Voituriez, B.**, 1983. Les variations saisonnières des courants équatoriaux à 4°W et l'upwelling équatorial du Golfe de Guinée, I. Le sous-courant équatorial, *Océanogr. Trop.*, 18 (2), 163-183.
- Voituriez B., Herbland A.**, 1984. Signification de la relation nitrate température dans l'upwelling équatorial du Golfe de Guinée, *Oceanol. Acta*, 7, 2, 169-174.
- Wacongne, S., et B. Piton**, 1992. The near-surface circulation in the northeastern corner of the South Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res.*, 39, 7/8, 1273-1298.
- Wade, M., Caniaux, G., DuPenhoat Y., Dengler, M., Giordani H., Hummels, R.**, 2010. A one-dimensional modeling study of the diurnal cycle in the equatorial Atlantic at the PIRATA buoys during the EGEE-3 campaign. *Ocean Dynamics* (2011) 61:1–20 doi10.1007/s10236-010-0337-8
- Wauthy, B.**, 1977. Révision de la classification des eaux de surface du Golfe de Guinée (Berrit 1961). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol XV, n° 3, 1977: 279.295.
- Wauthy, B.**, 1983. Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. *Océanogr. Trop.*, 18 (2) 103-138, *Cah. ORSTOM, Sér. Océanogr.*
- Weingartner, T.J., and R.H. Weisberg**, 1991a. On the annual cycle of equatorial upwelling in the central Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 68-82.

- Weiss, R. F.**, 1970. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. *Deep Sea Res.*, 17:721-735.
- Weiss, R. F., and Price, B. A.**, 1980. Nitrous oxide solubility in water and seawater. *Mar. Chem.*, 8:347-359.
- Weiss, R.F., Jahnke, R. A., Keeling, C.D.**, 1982. Seasonal effects of temperature and salinity on the partial pressure of CO₂ in sea water. *Nature* 300, 511-513.
- Weiss, R. F.**, 1974. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of the non-ideal gas. *Mar. Chem.*, 2:203-215.
- Wilson, W. D., Jhons, E., Molari, R. L.**, 1994. Upper layer circulation in the western tropical North Atlantic Ocean during August 1989. *Journal of Geophysical Research* 99, 22513-22523
- salinity on the partial pressure of CO₂ in sea water. Nature** 300, 511-513.
- Wooster, W.S., Bakun, A., McLain, D. R., 1976.** The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 34: 131-141.
- Xie, S. P., and J. A. Carton**, 2004. Tropical Atlantic Variability: Patterns, Mechanisms, and Impacts. In *Earth climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, C. Wang, S.P. Xie, and J.A. Carton (eds.), *Geophys. Monograph*, 147, AGU, Washington D.C., 121-142.
- Yoo, J. -M., Carton, J. A.**, 1990. Annual and interannual variation of the freshwater budget in the tropical Atlantic ocean and the Caribbean Sea. *Journal of physical Oceanography*, 20, 831-845.
- Yu L, Jin X., Weller R. A.**, 2006. Role of net surface heat flux in the seasonal evolution of sea surface temperature in the Atlantic Ocean. *J. Clim* 19:6153–6169
- Zeebe, R. E., and D. Wolf-Gladrow**, 2001. CO₂ in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes, Elsevier oceanography series, 346 p.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation de la zone d'étude dans le rectangle dans l'océan Atlantique tropical..... - 8 -

Figure 2 : Schéma de circulation atmosphérique moyenne de surface dans l'Atlantique équatorial, pour les mois de janvier (droite) et juillet (gauche). Les discontinuités météorologiques représentées sont l'ITCZ (en tirets) et la confluence interocéanique (pointillés) (Wauthy, 1983)..... - 9 -

Figure 3: Représentation schématique des principaux courants de surface et subsurface (Bourlès et al, 1999). En surface : CC (Courant Caraibéen), CEN (Courant Equatorial Nord), CCEN (Contre Courant Equatorial Nord), GC (Courant de Guinée), CES (Courant Equatorial Sud), CB (Courant du Brésil); en subsurface: SCOB (Sous Courant Ouest Brésilien), CNB (Courant Nord Brésilien), SCEN (Sous Courant Equatorial Nord), SCE (Sous Courant Equatorial), SCES (Sous Courant Equatorial Sud). - 10 -

Figure 4 : Schéma de circulation superficielle et sub-superficielle dans l'est de l'Atlantique équatorial et le Golfe de Guinée. Courants de surface (flèches avec traits pleins) : Contre Courant Equatorial Nord (CCEN) ; Courant de Guinée (CG) ; Contre Courant Equatorial Sud (CCES) ; Courant Equatorial Sud (CES) ; Courant du Benguela (CB). Courants de sub-surface (flèches avec traits tiretés) : Sous Courant Equatorial (SCE) ; Sous Courant Equatorial Sud (SCES) ; Sous Courant du Gabon-Congo (SCGC) ; Courant d'Angola (CA). (Bourlès and Caniaux, 2004) - 12 -

Figure 5 : Cartes de distributions climatologiques mensuelles de SST à partir des données de Levitus pour l'Est de l'Atlantique tropical (Lorcanini et al., 2006) - 15 -

Figure 6: Localisation des principaux fleuves d'Afrique affectant la zone d'étude - 17 -

Figure 7 : Données climatologiques mensuelles de précipitation (mm/jour) de mai à octobre dans l'Afrique tropicale (Global Precipitation Climatology Project (Adler et al., 2003))..... - 18 -

Figure 8 : Cartes de distributions climatologiques mensuelles de Salinité à partir des données de Levitus pour l'Est de l'Atlantique tropical (Antonov et al, 2006)..... - 19 -

Figure 9 : Distributions climatologiques trimestrielles de chlorophylle à partir des données de Levitus pour l'Est de l'Atlantique tropical (Conkright et al., 2002)..... - 26 -

Figure 10: Effets sur le DIC et TA de la formation/dissolution du carbonate de calcium, de la biologie (photosynthèse/respiration) et de l'absorption et du dégazage du CO₂ par l'océan à température constante. Les isocontours du pH (traits pointillés) et du [CO₂] en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (traits continus) en fonction du DIC et de TA sont aussi superposés à ce diagramme. Cette figure est issue de la figure 1.1.3 de Zeebe and Wolf-Gladrow (2001). - 27 -

Figure 11 : Différences des valeurs moyennes mensuelles climatologiques de la pCO_2 océan –atmosphère dans l'océan global ayant l'année 2000 pour référence (sans les conditions El Niño) (Takahashi et al., 2009).	- 28 -
Figure 12 : Plan général des campagnes EGEE. Le parcours en trait plein et les carrés en jaune les positions de mesures des paramètres du carbone (TA, DIC).....	- 30 -
Figure 13: Dispositif d'analyse du SNAPO- CO_2 pour DIC et TA (source/ LOCEAN, Archives photos - Christian Brunet).....	- 32 -
Figure 14: Exemple de courbe de dosage des paramètres du carbone DIC et TA par la méthode de dosage potentiométrique.	- 33 -
Figure 15 : Dispositif de mesure de la fugacité CO_2 (Source LOCEAN – Archives Photos - Nathalie Lefèvre).....	- 34 -
Figure 16: L'évolution de la fraction molaire de CO_2 (xCO_2) durant la période de 1979 à 2008 à la station de l'île d'Ascension à 7,92°S -14,42°W.....	- 36 -
Figure 17: Vitesse de transfert du CO_2 à l'interface air –mer (k) en fonction de la vitesse du vent mesurée à 10 m au –dessus de la mer (U_{10}).	- 38 -
Figure 18 : Points de mesures des paramètres hydrologiques et de carbone utilisés dans notre étude fourni par différentes campagnes de la période 1980 à 2000 dans l'Atlantique tropical.....	- 40 -
Figure 19 : Cartes mensuelles de température TMI pour l'Est de l'Atlantique tropical : a) juin 2005, b) septembre 2005, c) juin 06, d) novembre 2006, e) juin 2007 et f) septembre 2007.	- 45 -
Figure 20 : Distribution de la salinité de surface (SSS) lors des campagnes a) juin 2005 (EGEE 1), b) septembre 2005 (EGEE 2), c) juin 2006 (EGEE 3), d) novembre 2006 (EGEE 4), e) juin 2007 (EGEE 5) et f) septembre 2007 (EGEE 6).	- 46 -
Figure 21 : Distribution de la température de surface (SST) lors des campagnes a) juin 2005 (EGEE 1), b) septembre 2005 (EGEE 2), c) juin 2006 (EGEE 3), d) novembre 2006 (EGEE 4), e) juin 2007 (EGEE 5) et f) septembre 2007 (EGEE 6).	- 47 -
Figure 22: Distribution de la salinité et de la température de surface au Nord de l'équateur (6°N-0°) et au Sud de l'équateur (6°S-0°) le long de la radiale 2°E durant la campagne EGEE 5 en juin 2007.	- 48 -
Figure 23 : Exemple d'un profil de fluorescence (a) et de nitrate (b) correspondant en juin à 1°S, 10°W lors des campagnes EGEE 1 (2005), EGEE 3 (2006) et EGEE 5 (2007).- 51 -	
-	
Figure 24 : Distribution de l'Alcalinité Totale (TA) lors des campagnes EGEE (a) EGEE 1, b) EGEE 2, c) EGEE 3, d) EGEE 4, e) EGEE 5 et f) EGEE 6) des mois de juin (pour les nombres impairs) et de septembre (nombre pair) sauf EGEE 4 (novembre 2006).....	- 53 -

Figure 25 : Distribution du carbone inorganique dissous (DIC) lors des campagnes EGEE (a) EGEE 1, b) EGEE 2, c) EGEE 3, d) EGEE 4, e) EGEE 5 et f) EGEE 6) des mois de juin (pour les nombres impairs) et de septembre (nombre pair) sauf EGEE 4 (novembre 2006)..... - 54 -

Figure 26 : a) Gradient Nord –Sud de TA et TA normalisée entre 6°N et 6°S à 2°E durant EGEE 5. b) et c) variabilité spatio–temporelle de TA respectivement au Nord et au Sud de l'équateur. Les écarts –types sont indiqués par les barres verticales..... - 55 -

Figure 27 : a) Gradient Nord –Sud de DIC et DIC normalisée entre 6°N et 6°S à 2°E durant EGEE 5. b) et c) variabilité spatio–temporelle de DIC respectivement au Nord et au Sud de l'équateur. Les écarts –types sont indiqués par les barres verticales. - 56 -

Figure 28 : Distribution de la SSS : a) 10°W et b) 2°E, et de la SST : c) 10°W et d) 2°E en juin et septembre 2005. - 57 -

Figure 29 : Distribution de TA le long de : a) 10°W et b) 2°E, et de DIC le long de : c) 10°W et d) 2°E durant les campagnes EGEE 1 (juin 2005) et EGEE 2 (septembre 2005). - 59 -

Figure 30 : Distribution de la SSS le long de : a) 10°W et b) 2°E, et de la SST le long de : c) 10°W et d) 2°E en juin 2005 (bleu), juin 2006 (rouge) et juin 2007 (noir). - 61 -

Figure 31 : Distribution de TA le long de : a) 10°W et b) 2°E, et DIC le long de : c) 10°W et d) 2°E durant les campagnes EGEE 1 (juin 2005), EGEE 3 (juin 2006) et EGEE 5 (juin 2007)..... - 66 -

Figure 32 : Distribution des $f\text{CO}_2$ durant les campagnes EGEE (EGEE 1 :juin 2005, EGEE 2 : septembre 2005) EGEE 3 : juin 2006 ; EGEE4 : novembre 2006 ; EGEE 5 (juin 2007 ; EGEE6 : septembre 2007). - 68 -

Figure 33 : Mesure de la fugacité de CO_2 ($f\text{CO}_2$) en continu lors de la campagne de juin 2006-EGEE 3. - 68 -

Figure 34 : Relation TA-SSS de l'ensemble des campagnes EGEE..... - 70 -

Figure 35 : Carte de distribution de TA dans l'est de l'Atlantique tropical (a) juin et (b) septembre à partir des données de SSS climatologiques (extrait de World Ocean Atlas, 2005)..... - 73 -

Figure 36 : Comparaison entre DIC calculé et observé à partir des données des campagnes EGEE, ANTXI/1&5, BIOZAIRE, ANTXI/1 (zone de faible salinité et zone proche du Congo), $y=x$ (trait discontinu). - 76 -

Figure 37 : Variabilité temporelle du DIC dans l'Est de l'Atlantique tropical. Les barres indiquent les écart-types sur les valeurs moyennes : nord (6°N-0°) et sud (0°-10°S).- 79 -

Figure 38 : cartes de distribution de DIC dans l'est de l'Atlantique tropical (a) juin et (b) septembre calculée à partir des SSS mensuelles climatologiques (Word Ocean Atlas, 2005)

<i>et de SST moyennes mensuelles de TMI des mois de juin et septembre sur la période 2005 à 2007.</i>	- 80 -
<i>Figure 39 : Comparaison de la fCO₂ mesurée et calculée durant la campagne EGEE 3 : a) 10°W et b) 2°E (trajet entre 0,5°N et 6°N parcouru en aller et retour)</i>	- 82 -
<i>Figure 40 : Distribution moyenne de la fCO₂ (en haut) et de la SST (en bas) dans l'Est de l'Atlantique tropical en juin (a, c) et septembre (b, d) couvrant la période 2005 à 2007.</i> -	83 -
-	
<i>Figure 41 : fCO₂ calculée (point) et fCO₂ climatologique de Takahashi (traits gras) entre 10°S et 2°N à 10°W a) en juin et b) en septembre, et le long de 2°E c) en juin et d) en septembre. Les écarts –types sont indiqués par des barres verticales.</i>	- 84 -
<i>Figure 42 : Evolution temporelle moyenne de la fCO₂ dans l'Est de l'Atlantique tropical sur deux décennies au nord (6°N-0°) et au sud (0°-10°S) : a) de janvier à mars et b) juin à octobre.</i>	- 86 -
<i>Figure 43 : Champs de vent établis à partir des données TMI (m s⁻¹) durant les périodes des campagnes EGEE</i>	- 89 -
<i>Figure 44 : Exemple de flux air-mer de CO₂ estimé dans l'Est de l'Atlantique tropical en (a) en juin et (b) en septembre. Ces cartes obtenues à partir de fCO₂ calculée dans la zone pour ces deux mois.</i>	- 90 -
<i>Figure 45 : Cartes mensuelles (Janvier à Décembre) de fCO₂ dans l'Est de l'Atlantique tropical</i>	- 91 -
<i>Figure 46 : Comparaison des flux moyens de CO₂ climatologiques et EGEE entre 6°N-10°S, 10°W-10°E.</i>	- 92 -
<i>Figure 47 : Mesures en continu de la fCO₂ sur la bouée PIRATA (6°S, 10°W) en 2006, 2007, 2008 et 2009 (Parard et al, 2010).</i>	- 93 -
<i>Figure 48 : Comparaison des fCO₂ calculée (bleu) et mesurée (vert) de juin 2006 à octobre 2007 sur la bouée Pirata à 6°S, 10°W.</i>	- 94 -

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Localisation des embouchures et caractéristiques des principaux fleuves de l'Est de l'Atlantique tropical.	- 16 -
Tableau 2 : Constantes utilisées pour le calcul de la solubilité dans l'équation de Weiss (1974).	- 21 -
Tableau 3 : Dates des différentes campagnes EGEE effectuées dans l'Est de l'Atlantique tropical de 2005 à 2007.	- 29 -
Tableau 4 : Comparaison des différentes constantes de dissociations utilisées pour le calcul de la pression partielle de CO ₂ . rmse désigne en anglais : root mean square error et en français erreur quadratique.	- 35 -
Tableau 5 : Récapitulatif des campagnes effectuées dans l'Atlantique tropical des années 80 aux années 2000.	- 39 -
Tableau 6 : Valeurs minimales et maximales des sels nutritifs et leurs localisations lors des campagnes EGEE.	- 50 -
Tableau 7 : Gamme de valeurs de fluorescence observée en surface et en subsurface durant les campagnes EGEE 1 à 6.	- 50 -
Tableau 8 : Indice d'upwelling de mai à octobre des années 2005, 2006 et 2007 (0°-4°S ; 10°E-10°W) calculé à partir de SST TMI.	- 64 -
Tableau 9 : Comparaison des différentes relations obtenues à partir de chaque campagne EGEE : TA est exprimée en $\mu\text{mol kg}^{-1}$. N : nombre d'échantillons ; r^2 : coefficient de détermination ; rmse : root mean square error (en anglais) – en français erreur quadratique moyenne.	- 70 -
Tableau 10 : Comparaison des rmse et du biais systématique (mbe) des relations appliquées aux 195 données EGEE (rmse : root mean square error (en anglais) – en français erreur quadratique moyenne ; mbe : mean bias error (en anglais) – en français biais systématique).	- 71 -
Tableau 11 : Relations DIC-SSS-SST de 10°W à 10°E au nord et au sud de l'équateur. Le coefficient de détermination r^2 est indiqué ainsi que la rmse (σ) et le nombre d'échantillons (N).	- 74 -
Tableau 12 : relations DIC-SSS proposées dans l'est de l'Atlantique tropical dans les zones proches du Congo et les zones de faibles salinités (LSR).	- 77 -

LISTE DES ACRONYMES

AMMA : Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine

AAIW : Antarctic Intermediate Water

ARAMIS : Altimétrie sur un Rail Atlantique et Mesures In Situ

CA : Courant d'Angola

CB : Courant du Benguela

CB : Courant du Brésil

CC : Courant Caribéen

CCEN : Contre Courant Equatorial Nord

CCES : Contre Courant Equatorial Sud

CEN : Courant Equatorial Nord

CES : Courant Equatorial Sud

CG: Courant de Guinée

CITHER : CIRCulation THERmohaline

CLIVAR : CLImate VARIability and predictability

CNB: Courant Nord Brésilien)

CTD: Conductivity/Temperature/Depth

CW: Central Water

DIC: Dissolved Inorganic Carbon

ECWMF: European Centre from Medium-Range Weather Forecasts

EGEE: Etude de la circulation Générale dans le Golfe de Guinée

fCO₂ : Fugacité de CO₂ océanique

fCO_{2atm} : Fugacité de CO₂ atmosphérique

FOCAL : Français Océan et Climat dans l'Atlantique equatorial

GPCP: Global Precipitation Climatology Project

IGBP: International Geosphere Biosphere Program

IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change

ITCZ : InterTropical Convergence Zone

mbe : mean bias error (biais moyen)

NBS : National Bureau of Standard

NDIC : Carbone Inorganique Dissous Normalisé

NTA: Alcalinité Totale Normalisée

pCO₂ : Pression partielle de CO₂ océanique

PIRAL : Programme Interdisciplinaire de Recherche en Environnement dans l'Atlantique Tropical

PIRATA: Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic

pH: potentiel en Hydrogène

ppm : partie par million

rmse : root mean square error (erreur quadratique moyenne)

SACW: South Atlantic Central Water

SCE: Sous Courant Equatorial

SCEN : Sous Courant Equatorial Nord

SCES : Sous Courant Equatorial Sud

SCGC : Sous Courant du Gabon-Congo

SCOB : Sous Courant Ouest Brésilien

SNAPO-CO₂ : Service National d'Analyse des Paramètres Océaniques du CO₂

SSS: Sea Surface Salinity

SST: Sea Surface Temperature

TA: Total Alkalinity

TMI: (Tropical Rain Mission Measurement) Microwave Imager

TSW: Tropical Surface Water

UNESCO: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization

WMO WDCGG: World Meteorological Organization World Data Centre for Greenhouse Gases

WOCE: World Ocean Circulation Experiment

ANNEXE 1

Koffi et al, 2009, International Carbon Dioxide conference, Jena, Germany, September 2009

AIR-SEA CO₂ FLUXES IN THE EASTERN EQUATORIAL ATLANTIC

U. Koffi^{1,2}, N. Lefèvre¹, G. Kouadio², J. Boutin¹ and N. Metzl¹

¹*LOCEAN-IPSL, UMR 7159 IRD/CNRS/UPMC/MNHN, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 PARIS cedex 05, France*

²*Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de Mécanique des fluides, Université d'Abidjan Cocody, 01 b.P.V 34 Abidjan 01 Côte d'Ivoire.*

ABSTRACT

To better assess the air-sea CO₂ flux in the eastern equatorial Atlantic, we have reconstructed monthly partial pressure of CO₂ (pCO₂) based on sea surface Total Alkalinity (TA) and Dissolved Inorganic Carbon (DIC) measurements obtained during six cruises conducted in 2005-2007 in the region 6°N-10°S/10°W-10°E (EGEE/AMMA cruises). As no significant interannual variations have been observed for TA and DIC we used the whole dataset to derive empirical relationships between TA and salinity, and between DIC, salinity and temperature. These relationships are then used to create monthly TA and DIC fields from which monthly pCO₂ and air-sea CO₂ fluxes are estimated. North and South of the Equator, pCO₂ and air-sea CO₂ flux present a clear seasonality but a contrasting meridional source/sink distribution. South of the Equator the ocean is a permanent CO₂ source of about 2 mmol m⁻² d⁻¹ which is coherent with climatological estimates (Takahashi et al., 2009). In the northern region (the Gulf of Guinea) the ocean is a sink for atmospheric CO₂ from November to May and a source in June-October and on an annual basis this region is in equilibrium. This represents an interesting complementary result as this region is not taken into account in previous data-based evaluation of air-sea CO₂ flux.

INTRODUCTION

Since about two decades, ocean observations conducted in the tropical Atlantic Ocean suggest this region is a CO₂ source for the atmosphere with small seasonal variability. This is surprising as this region also experienced strong hydrological and dynamical seasonal to interannual variability, especially regarding the equatorial upwelling system as well as potential impact of large rivers (e.g. Amazon, Congo). Contemporary ocean carbon sources and sinks could be estimate from direct ocean observations or atmospheric CO₂ data inversions; however in the tropical Atlantic, bordered by the American and African continents, few atmospheric monitoring station exist and atmospheric inversed models have difficulties in separating continental versus ocean carbon sink in this region. As a consequence, atmospheric inversions do not show coherent seasonal cycle of the ocean carbon sink/source; interannual variability is even less known in this tropical domain. In order to better estimate the variations of air-sea CO₂ fluxes, there is a clear need of conducting regular ocean CO₂

observations to reduce uncertainties on the carbon budget in this area. To this aim, we have regularly sampled sea surface water for TA and DIC measurements during six cruises (EGEE/AMMA) conducted in 2005-2007 in the eastern equatorial Atlantic, 6°N-10°S/10°W-10°E, including the Gulf of Guinea. Here, the TA and DIC data are used to evaluate sea surface pCO₂ from which we derive annual air-sea CO₂ fluxes.

RESULTS

For both DIC and TA, a strong meridional gradient is observed during all seasons and years, due to the presence the Guinea Current (GC) north of the equator and the South Equatorial Current (SEC) in the south. Low salinity waters located north of the equator are associated with low TA and low DIC whereas higher TA and DIC concentrations are observed in the SEC. Despite the upwelling system, the interannual variability of DIC and TA are small south of the Equator. In the northern region we identified low concentrations of TA and DIC only in November 2006, whereas during other cruises/seasons (June 2005-06-07 and September 2005-07) the variations of DIC and TA were also low. As no significant interannual variability have been observed for both TA and DIC, we used the full 2005-2007 dataset to evaluate robust relationships between TA and salinity and DIC with salinity (SSS) and temperature (SST in °C):

$$\text{TA } (\mu\text{mol.kg}^{-1}) = 65.52 (\pm 0.77) * \text{SSS} + 2.50 (\pm 27.23) \quad r^2 = 0.97 \quad (1)$$

$$\text{DIC } (\mu\text{mol.kg}^{-1}) = (51.71 \pm 2.16) * \text{SSS} + (-12.79 \pm 0.89) * \text{SST} + (507.82 \pm 91.32) \quad r^2 = 0.90 \quad (2)$$

Following McNeil et al., (2007) these relationships are used to map monthly fields of TA and DIC (on 1°x1° latitude/longitude grids) from which we calculate pCO₂ and derive monthly air-sea CO₂ fluxes (Fig. 1). Not surprisingly, the ocean CO₂ source is higher south of the Equator than in the North; this is mainly related to the upwelling system transporting DIC rich water in surface. In both regions, the air-sea CO₂ flux presents a clear seasonality, with low values in January-May and high values in July-October. In the South, the annual flux is 1.94±1.17 mmol.m⁻².d⁻¹ which is very close to the climatological value in this region (1.84±0.53 mmol.m⁻².d⁻¹, Takahashi et al., 2009) using the same gas transfer coefficient (Sweeney et al., 2007). This suggests that our extrapolation method is valid. On the contrary, we estimate a low annual flux in the north of -0.01±1.03 mmol.m⁻².d⁻¹ (almost at equilibrium) when climatology is on average a source of 1.44±0.38 mmol.m⁻².d⁻¹ in this region. The difference is mainly explained by a lack of historical pCO₂ data in the Eastern Equatorial Atlantic (especially the Gulf of Guinea) and consequently the actual climatology is not able to represent the strong meridional pCO₂ gradients we observed during the EGEE cruises. On an annual basis, we found that the eastern equatorial Atlantic was a CO₂ source of about 25 TgC.yr⁻¹ in 2006. Although this work is based on calculated pCO₂, we recommend to include these complementary observations in pCO₂ data synthesis in order to better estimate the air-sea CO₂ fluxes in the tropical Atlantic.

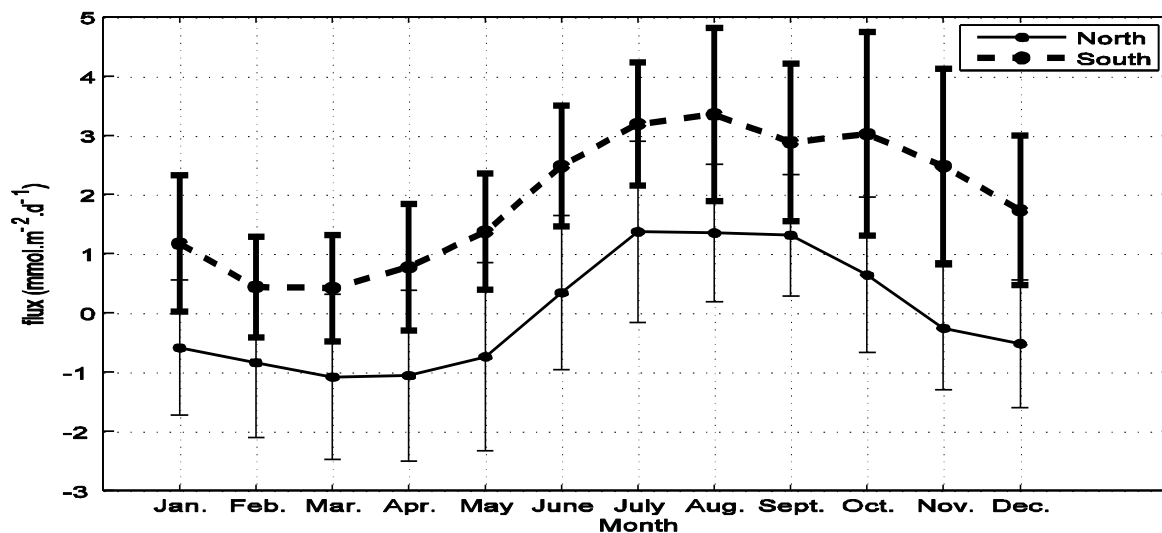


Fig. 1 : Monthly air-sea CO₂ flux (mmol m⁻² d⁻¹) estimated in the Eastern Equatorial Atlantic (east of 10°W) in the north (6°N-Equator, black line) and in the south (Equator/10°S, dashed line). Positive (resp. negative) values represent ocean carbon source (resp. sink). Standard deviations ($\pm 1\sigma$) are indicated by vertical bars.

REFERENCES

- McNeil, B.I., N. Metzl, R.M. Key, R. J. Matear and A. Corbiere (2007), An empirical estimate of the Southern Ocean air-sea CO₂ flux, *Global Biogeochem. Cycles*, Vol. 21, No. 3, GB3011 10.1029/2007GB002991
- Sweeney, C., E., Gloor, A. R., Jacobson, R. M., Key, G., McKinley, J. L., Sarmiento, and R., Wanninkhof (2007), Constraining global air-sea gas exchange for CO₂ with recent bomb ¹⁴C measurements. *Global Biogeochem. Cycles*, 18, GB2015, doi:10.1029/2006GB002784.
- Takahashi, T., et al., (2009), Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep-Sea Res., Part II*, 56, 554-577, doi:10.1016/j.drs2.2008.12.009.

ANNEXE 2

Koffi et al, 2010: Journal of Marine System



Surface CO₂ parameters and air–sea CO₂ flux distribution in the eastern equatorial Atlantic Ocean

Urbain Koffi^{a,b}, Nathalie Lefèvre^{a,*}, Georges Kouadio^b, Jacqueline Boutin^a

^a LOCEAN, UMR 7159 IRD/CNRS/UPMC/MNHN, Université Pierre et Marie Curie, Case 100, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

^b Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de Mécanique des fluides, Université d'Abidjan Cocody, 01 b.P.V 34 Abidjan 01 Côte d'Ivoire

ARTICLE INFO

Article history:

Received 25 September 2009

Received in revised form 9 April 2010

Accepted 13 April 2010

Available online 24 April 2010

Keywords:

Eastern equatorial Atlantic

CO₂ flux

Alkalinity

Dissolved inorganic carbon

ABSTRACT

Six cruises have been carried out in the eastern equatorial Atlantic between June 2005 and September 2007 to study the distribution of the surface total alkalinity (TA) and dissolved inorganic carbon (DIC). During these cruises a strong north–south gradient is observed in sea surface temperature (SST), sea surface salinity (SSS), DIC and TA. Low surface salinity waters are associated with low TA and low DIC. They are observed north of the equator (0°–6°N) in the Guinea current, whereas higher concentrations are observed south of the equator. TA–SSS and DIC–SST–SSS relationships are determined and are used to calculate surface fCO₂. Monthly maps of fCO₂ are obtained, on a one degree grid, using SST and SSS fields for the region 10°W–10°E, 6°N–10°S from June to November. The monthly mean flux of CO₂ ranges from 1.69 ± 1.94 mmol m⁻² day⁻¹ in November to 2.78 ± 1.65 mmol m⁻² day⁻¹ in August over the region. Using the same gas exchange coefficient, the CO₂ flux was calculated with the climatological ΔfCO₂. Our estimates show a stronger gradient between northern and southern waters than the climatology, probably due to a lack of data in the climatology as well as its 4° latitude by 5° longitude resolution.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Estimating the sources and sinks of the atmospheric CO₂ is important for understanding the role of the ocean with respect to the atmospheric increase. Oceanic inversions, atmospheric inversions and estimates based on oceanic observations converge to a mean CO₂ outgassing of the order of 0.7 GtC year⁻¹ (1.8 mmol m⁻² day⁻¹) for the tropical oceans (Denman et al., 2007), the tropical Pacific being the largest source of CO₂ for the atmosphere. The estimates of the CO₂ flux of the tropical Atlantic show a large range of variability. For the latitudinal band 14°N–14°S, using a global carbon model, Gruber et al. (2009) found a mean flux of 0.12 PgC yr⁻¹ (0.31 mmol m⁻² day⁻¹) for the 1990s and the early 2000 with differences between the flux estimates across models reaching 0.08 PgC year⁻¹ (0.20 mmol m⁻² day⁻¹). Similar results are obtained by Baker et al. (2006) over the 1991–2000 period. Based on interpolation of CO₂ observations, the monthly climatology built by Takahashi et al. (2009) shows that this region is a source of CO₂ to the atmosphere of 0.10 PgC year⁻¹ (0.26 mmol m⁻² day⁻¹) on annual average.

In order to better constrain the CO₂ flux, it is important to monitor the CO₂ variability in the tropical Atlantic. Several cruises have been conducted in this region, providing estimates of the air–sea CO₂ flux. From 1982 to 1984, the Focal cruises sampled the eastern equatorial

Atlantic along the 4°W, 22°W and 35°W sections between 5°N and 5°S for January–February and July–August (Andrié et al., 1986). They estimated a mean CO₂ flux of 0.05 ± 0.10 mmol m⁻² day⁻¹ in January–February 1983 and 0.31 ± 0.53 mmol m⁻² day⁻¹ in July–August 1983 along 4°W. One year after, the mean fluxes were respectively 0.97 ± 1.21 mmol m⁻² day⁻¹ in January–February 1984 and 0.40 ± 0.73 mmol m⁻² day⁻¹ in July–August 1984 along the same section, which highlights the high temporal variability occurring in this area. Oudot et al. (1995) compared their estimates with data collected 10 years after, during the Cither 1 cruise. The mean flux was higher with a value of 1.62 ± 2.12 mmol m⁻² day⁻¹ in January–March 1993 along 4°W but the temporal variability is high so it is not clear whether the source of CO₂ is increasing with time. In June 2006, the CO₂ flux estimated in the eastern tropical Atlantic (10°S–6°N; 10°W–10°E) was 2.39 ± 2.41 mmol m⁻² day⁻¹ (Lefèvre, 2009). The large range of estimates of the air–sea CO₂ flux might be explained by the undersampling and the high natural variability in the eastern equatorial Atlantic.

In this paper, we describe the variability of dissolved inorganic carbon (DIC) and alkalinity (TA) measured during six cruises performed from 2005 to 2007 in the eastern equatorial Atlantic (10°S–10°N, 10°E–10°W). As sea surface temperature (SST) and sea surface salinity (SSS) are more frequently and regularly measured than DIC and TA, we examine whether these parameters could be used as proxies to describe the spatial and temporal variability of DIC and TA. Empirical relationships relating TA, DIC to these parameters are determined and monthly maps of the fugacity of CO₂ (fCO₂) are

* Corresponding author. Tel.: +33144273821; fax: +33144277159.

E-mail address: nathalie.lefevre@ird.fr (N. Lefèvre).

constructed from climatological SST and SSS fields. Air–sea CO_2 fluxes are then calculated and compared to the ones derived from the fCO_2 climatology of Takahashi et al. (2009).

2. Data and methods

From June 2005 to September 2007, six oceanographic cruises (Fig. 1), EGEE (for “étude de la circulation océanique et de sa variabilité dans le golfe de Guinée”), took place in the eastern equatorial Atlantic with two cruises per year (Table 1). These oceanographic cruises were part of the oceanic component of the

international AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analyses) program. The cruises have been conducted in June and in September starting from, and ending in, Cotonou (Benin). Each cruise consisted of two legs. The first leg extended over the first two weeks of the month and the second leg on the last two.

195 samples of surface seawater were collected for DIC and TA analyses. Temperature and salinity were also measured on the same seawater as the samples for DIC and TA. The samples were poisoned with a saturated HgCl_2 solution. DIC and TA were measured using potentiometric titration derived from the method developed by Edmond (1970) with a closed cell. The calculations of the equivalent

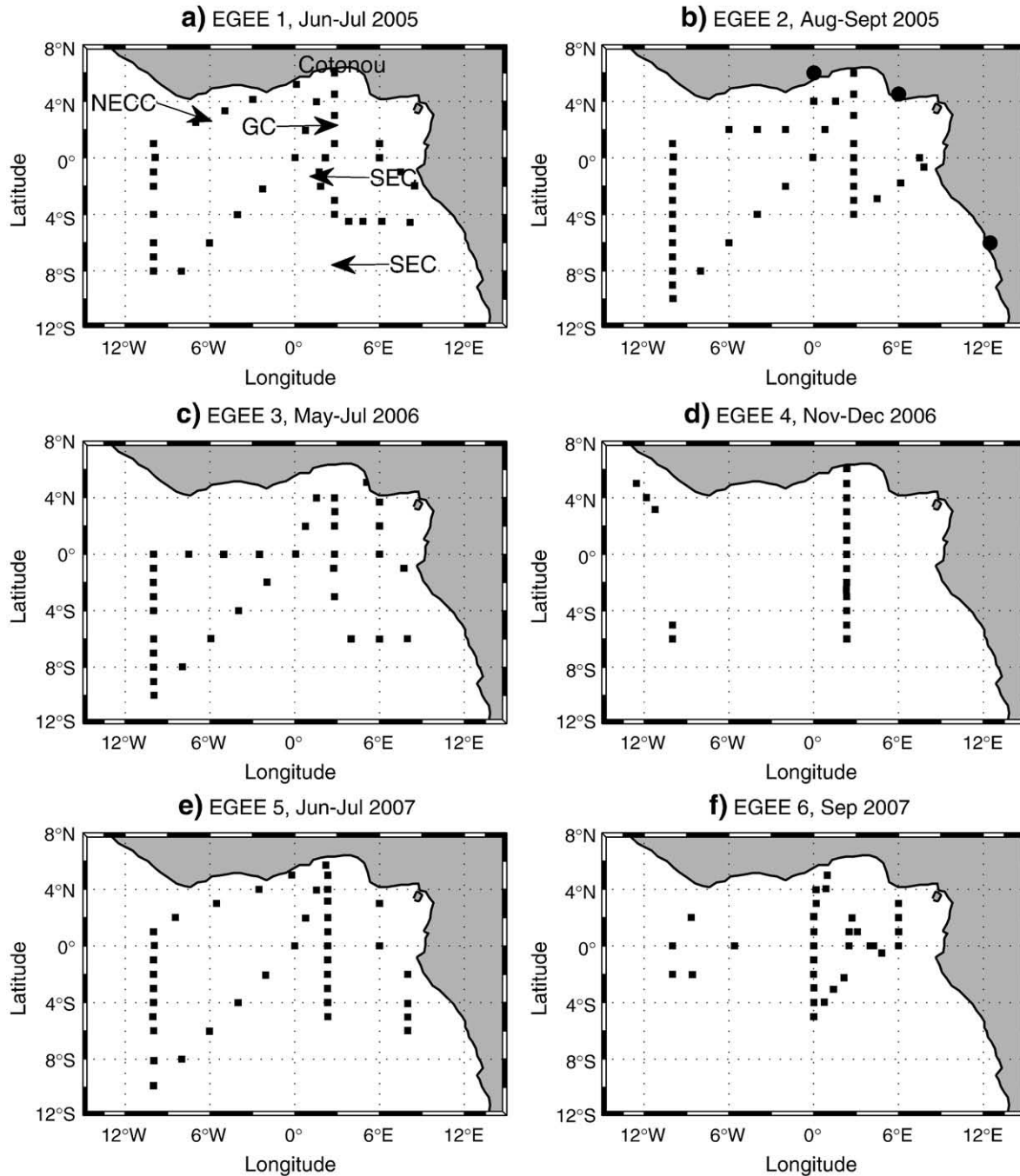


Fig. 1. Location of TA and DIC samples during a) EGEE 1 (7 June–6 July 2005), b) EGEE 2 (29 August–30 September 2005), c) EGEE 3 (27 May–7 July 2006), d) EGEE 4 (19 November–1 December 2006), e) EGEE 5 (6 June–3 July 2007) and f) EGEE 6 (1–30 September 2007) cruises. The main surface currents are indicated on panel a) and correspond to the North Equatorial Counter Current (NECC), The Guinea Current (GC), and the South Equatorial Current (SEC). The Congo (6°S, 12°E), Niger (3°N, 8°E) and Volta (4°N, 0°) river mouths are indicated with filled circles on panel b).

Table 1

Dates of EGEE cruises in the eastern equatorial Atlantic from June 2005 to September 2007.

Cruises	Dates
EGEE 1	7 June–6 July 2005
EGEE 2	29 August–30 September 2005
EGEE 3	27 May–7 July 2006
EGEE 4	19 November–1 December 2006
EGEE 5	6 June–3 July 2007
EGEE 6	1–30 September 2007

points were estimated using a non-linear regression method (DOE, 1994). For calibration, we used the Certified Reference Materials (CRMs) provided by Prof. A. Dickson (Scripps Institution of Oceanography, San Diego, USA). The accuracy of DIC and TA were estimated at $\pm 2 \mu\text{mol kg}^{-1}$. During EGEE 3 $f\text{CO}_2$ was measured underway (Lefèvre, 2009) but during the other cruises pH and $f\text{CO}_2$ were not measured so that the carbon system can only be determined using DIC and TA. The underway $f\text{CO}_2$ measurements were used to determine the best set of dissociation constants for the calculation of $f\text{CO}_2$ at stations where DIC and TA were measured, and to validate $f\text{CO}_2$ derived from our extrapolated DIC and TA all along the track of the EGEE 3 cruise.

Additional DIC observations from the ANTXI/1&5 cruises and TA observations from ARAMIS cruise were used. ANTXI/1&5 cruises were carried out respectively in October–November 1993 and in May–June 1994 on board the R.V. Polarstern between 48°N and 29°S (Bakker et al., 1999). The ARAMIS cruises occurred in October 2005, May 2006 and April 2007 from France to Brazil on board the Monte Olivia. They cross the equator around 25°W between 20°N and 20°S (Tanguy et al., 2010).

The air–sea CO_2 flux has been calculated with the following expression: $F = K \cdot \Delta f\text{CO}_2$ where K is the gas exchange coefficient and $\Delta f\text{CO}_2$ the difference between seawater $f\text{CO}_2$ and atmospheric $f\text{CO}_2$. Atmospheric $f\text{CO}_2$ is calculated from the monthly CO_2 molar fraction recorded at the Ascension Island at 7.92°S , 14.42°W from 2005 to 2007. The mean value is $373.2 \pm 0.75 \mu\text{atm}$. K is the weekly mean CO_2 exchange coefficient derived from QuikSCAT wind speeds using the quadratic relationship of Sweeney et al. (2007) at a spatial resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ (Boutin et al., 2009). The monthly flux and the annual flux derived from the EGEE relationships have been calculated at a spatial resolution of $1^\circ \times 1^\circ$.

3. Hydrological situation

The surface layer of the tropical Atlantic is occupied by warm Tropical Surface Water (TSW) and underneath lies the South Atlantic Central Water (Stramma and Schott, 1999). The main surface current is the South Equatorial current (SEC) that flows westward and extends from the surface to about 100 m. It is found between approximately 4°N and $15\text{--}25^\circ\text{S}$ depending on the longitudinal location and on the time of the year. Equatorial upwelling and coastal upwelling along the eastern boundary merge to form a cold tongue during the main upwelling season, and the cold tongue is advected westward by the SEC. This cold tongue transports CO_2 rich waters and $f\text{CO}_2$ increases as surface water warms up toward the west (Andrié et al., 1986). Further north ($>2^\circ\text{N}$), there is the Guinea Current (GC), an eastward, shallow, surface flow, fed by the North Equatorial counter current (NECC) off the Liberian coast. Its average depth is 15 m near the coast and 25 m offshore. Although the location of the NECC changes seasonally according to the position of ITCZ, the position of the GC remains fairly constant (Binet and Marchal, 1993) and the northern tropical convergence along about 3°N separates the GC from the SEC. The Guinea current carries low salinity waters as a result of the high precipitation and numerous rivers in the eastern

Gulf of Guinea (Hardman-Mountford and McClade, 2003). A seasonal coastal upwelling occurs between Cape Palmas (8°W) and Cotonou (2°E) in the northern part of the Gulf of Guinea, but the area affected by this upwelling is a narrow band close to the coast. We do not consider this coastal upwelling here because very few samples were collected in this region.

During the EGEE cruises, the salinity varies between 32 and 37 and the temperature between 21°C and 30°C over the region $10^\circ\text{S}\text{--}6^\circ\text{N}$, $10^\circ\text{W}\text{--}10^\circ\text{E}$. A north ($6^\circ\text{N}\text{--}0^\circ$)–south ($0^\circ\text{--}10^\circ\text{S}$) gradient appears both in salinity and temperature, with relatively low salinity and relatively high temperature north of the equator, and relatively high salinity and low temperature south of the equator. In the warm water transported by the GC north of the equator, SSS is relatively low (34.91 ± 0.66) because this region is subject to river discharge. In particular, the Niger and Volta rivers (Fig. 1b) supply freshwater. From the equator to 10°S , away from the coast, saltier (averaged SSS 35.71 ± 0.41) and colder waters ($\text{SST} < 26^\circ\text{C}$) are observed, which is due to the influence of the upwelling occurring from July to September. This feature, observed during each EGEE cruise, is illustrated for the EGEE 5 cruise along 2°E (Fig. 2) because this section was the most sampled. Another area of low salinity (33.90) is observed near the Congo River mouth at 6°S , 8°E in June 2007.

4. Distribution of carbon parameters

4.1. TA distribution

The surface TA measurements have a large range of variability (as large as $290 \mu\text{mol kg}^{-1}$) with values varying from $2115 \mu\text{mol kg}^{-1}$ at 3°N , 6°E (Sep. 2007) to $2405 \mu\text{mol kg}^{-1}$ at 10°S , 10°W (June 2007). The highest alkalinity values ($>2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$) are associated with relatively low temperatures ($<26^\circ\text{C}$) and high salinity (>35), and are observed mainly in the SEC. The lowest alkalinity values ($<2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$) are associated with high temperature ($26\text{--}30^\circ\text{C}$) and low salinity (32–35) in the GC.

Along 2°E , the distribution of TA is similar to salinity with a north–south gradient (Fig. 3a). Averaged TA values vary from $2282 \pm 26 \mu\text{mol kg}^{-1}$ north of the equator to $2337 \pm 37 \mu\text{mol kg}^{-1}$ south of the equator. To remove the salinity effect, TA values are normalized to a salinity of 35 ($\text{NTA} = \text{TA} \cdot 35 / \text{SSS}$). The north–south TA gradient disappears after this normalization, which means that TA is fully explained by the SSS variations resulting from dilution.

When averaged over all longitudes, north of the equator, the mean TA value ranges from $2285 \pm 33 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in September to $2292 \pm$

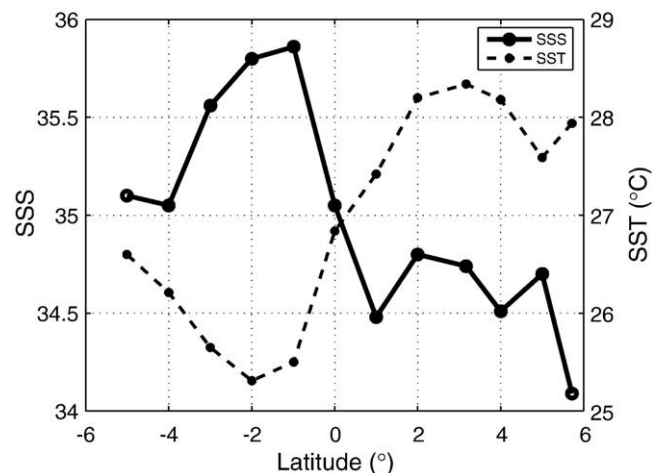


Fig. 2. Distribution of sea surface salinity and sea surface temperature between 6°S and 6°N along 2°E during EGEE 5 in June 2007.

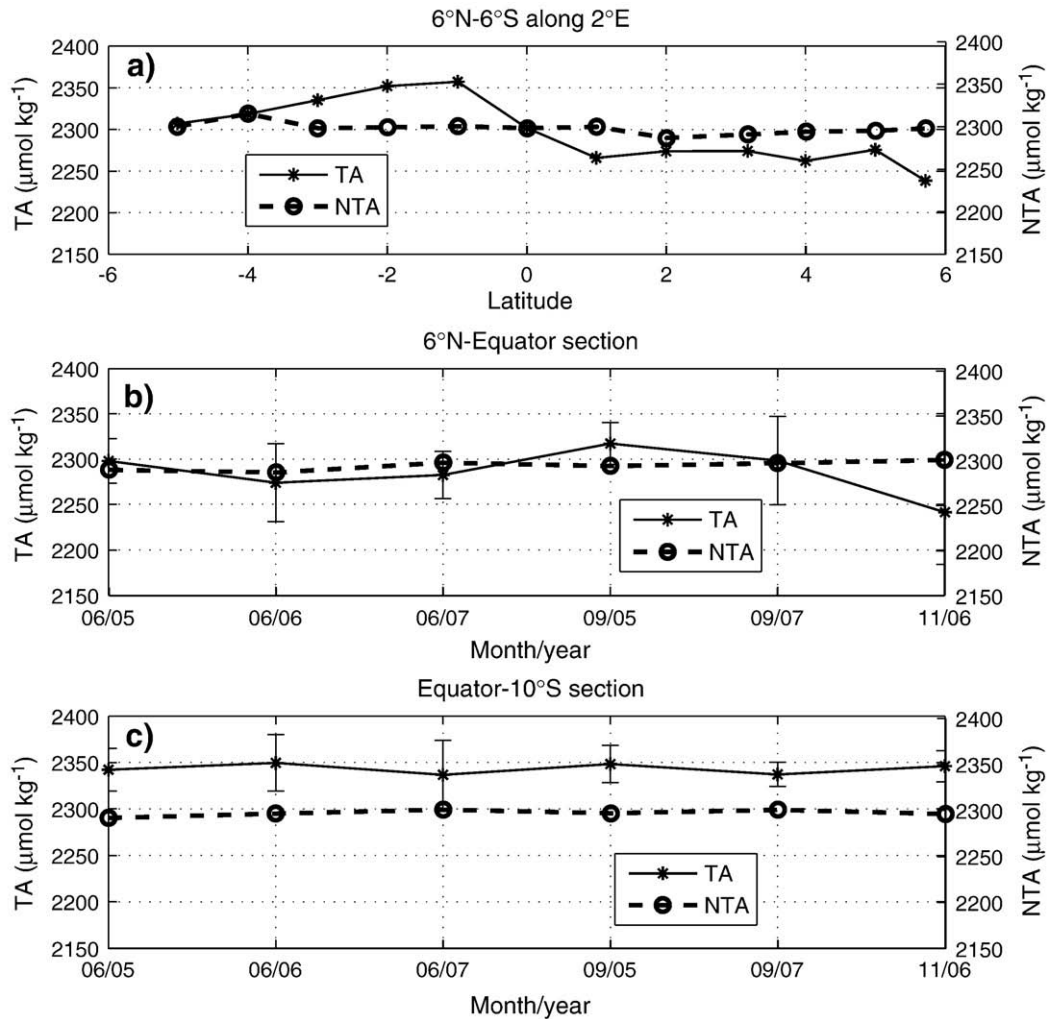


Fig. 3. a) Distribution of alkalinity (TA) and normalized alkalinity (NTA) between 6°N and 6°S during EGEE 5 in June 2007 along 2°E. b) Time variability of TA and NTA from 6°N to the equator and c) from the equator to 10°S. Standard deviation ($\pm 1\sigma$) is indicated by vertical bars.

52 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ in June (Fig. 3b). South of the equator, the mean TA value ranges from $2342 \pm 31 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in September to $2345 \pm 18 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in June (Fig. 3c). North and south of the equator, the mean TA values are similar in June and in September. Along 2°E, NTA values are almost constant showing that TA variations are fully explained by SSS variations.

4.2. DIC distribution

During the EGEE cruises, DIC concentrations increase from about 1834 to 2085 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ between 6°N and 10°S. The highest DIC concentrations ($>2000 \mu\text{mol kg}^{-1}$) associated to relatively low temperatures ($<26^\circ\text{C}$) and high salinity (>35), are observed mainly in the SEC.

The lowest DIC values ($<2000 \mu\text{mol kg}^{-1}$) are associated with high temperature and low salinity in the GC.

In the eastern equatorial Atlantic, surface water DIC increases as salinity increases and temperature decreases because of the upwelling supplying cold waters rich in CO_2 .

During EGEE 5 along 2°E, the DIC ranges from 1920 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ to 1980 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ between the equator and 6°N with a mean value of $1967 \pm 48 \mu\text{mol kg}^{-1}$, and from 1983 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ to 2050 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ between the equator and 6°S with a mean value of $2037 \pm 29 \mu\text{mol kg}^{-1}$. After normalizing DIC to a salinity of 35 ($\text{NDIC} = \text{DIC} * 35 / \text{SSS}$), the north-south gradient is still there (Fig. 4a), suggesting that the north-south DIC gradient cannot be solely explained by dilution processes. In addition to a

dilution effect, the impact of the cold tongue is observed with surface waters enriched in DIC south of the equator. The relatively high surface DIC can be explained by upwelling supply of CO_2 -rich waters. In this region high biological activity occurs in subsurface with a maximum of fluorescence typically observed around 60 m at the EGEE CTD stations. Few high surface fluorescence values are measured near the equator at 10°W, in upwelled waters. The highest value ($0.87 \mu\text{g L}^{-1}$) is observed during EGEE 1 in June 2005 at 1°N, 10°W. Averaging all the surface fluorescence data of the six cruises gives a value of $0.12 \pm 0.15 \mu\text{g L}^{-1}$ with a mean maximum value of $0.21 \pm 0.22 \mu\text{g L}^{-1}$ observed during EGEE 1 in June 2005 and a minimum of $0.05 \pm 0.04 \mu\text{g L}^{-1}$ measured during EGEE 4 in November 2006. The June cruises tend to have slightly higher surface values than the September cruises. The fluorescence profile shows a maximum in subsurface, which is consistent with the Typical Tropical Structure described by [Herbland and Voituriez \(1979\)](#). Nutrients are mostly consumed at the depth of the subsurface chlorophyll maximum and very low surface values are measured ($<1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ for nitrates and phosphates).

In June and September, averaged DIC concentrations are respectively $2001 \pm 53 \mu\text{mol kg}^{-1}$ and $2006 \pm 53 \mu\text{mol kg}^{-1}$. No significant year to year variation has been observed. North of the equator, averaged DIC value ranges from $1962 \pm 48 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in September to $1973 \pm 48 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in June. South of the equator, averaged DIC value varies from $2034 \pm 29 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in September to $2042 \pm 27 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in June (Fig. 4b and c).

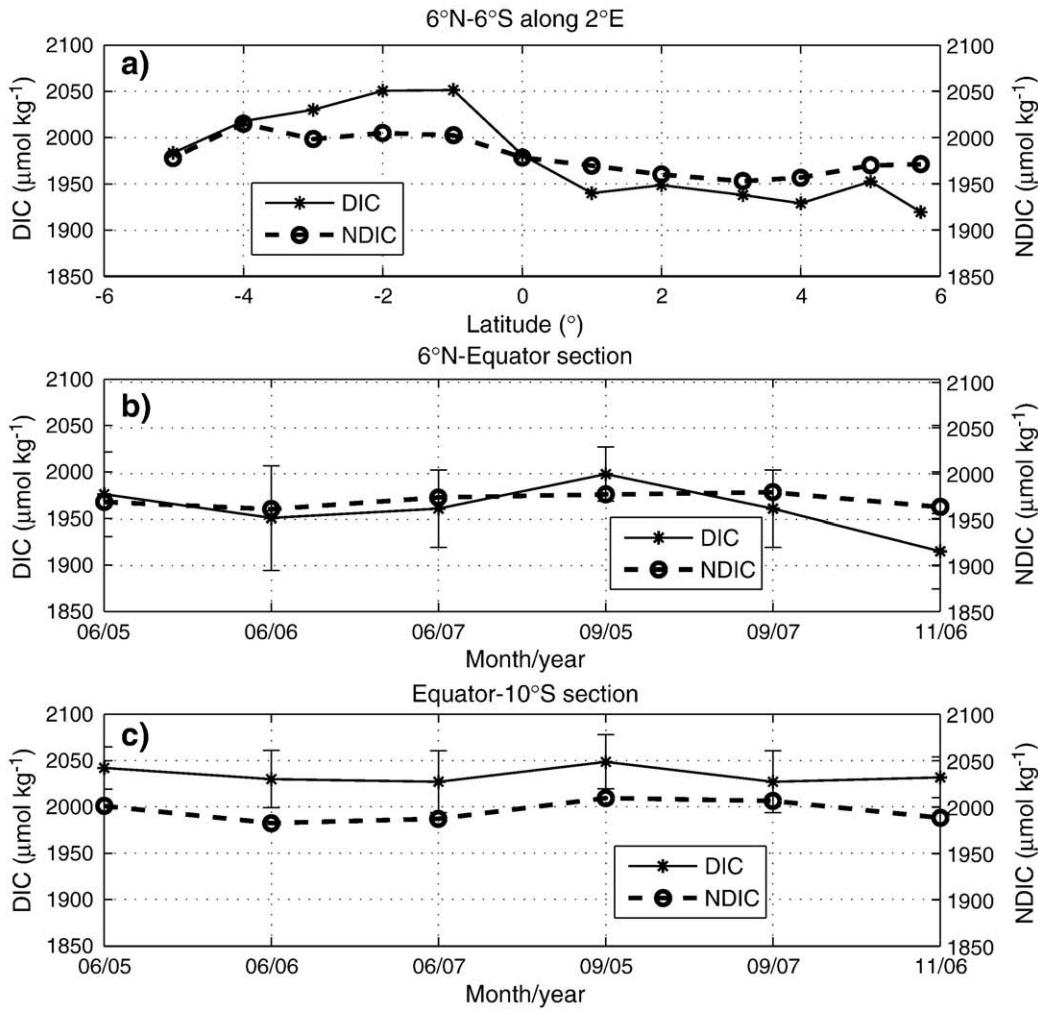


Fig. 4. a) Distribution of dissolved inorganic carbon (DIC) and normalized DIC (NDIC) between 6°N and 6°S during EGEE 5 in June 2007 along 2°E. b) Time variability of DIC and NDIC from 6°N to the equator, and c) from the equator to 10°S. Standard deviation ($\pm 1\sigma$) is indicated by vertical bars.

5. Relationships between carbon and hydrological parameters

5.1. Relationship alkalinity–salinity

The whole EGEE dataset is used to determine a relationship between TA and SSS. A good correlation is obtained (Fig. 5) and the equation of the fit is given by:

$$TA = 65.52(\pm 0.77) * SSS + 2.50(\pm 27.22) \quad r^2 = 0.97. \quad (1)$$

The standard error on the predicted alkalinity is $\pm 7.2 \mu\text{mol kg}^{-1}$. This relationship is valid for salinity ranging from 32 to 37. Very low salinities (<33), due to river discharge, are found at 3°N–5°N, 2°E–6°E in November 2006 and September 2007 near the coast.

In the Tropical Atlantic, several TA–SSS relationships have been proposed to derive alkalinity from SSS fields. Millero et al. (1998), Friis et al. (2003), Ríos et al. (2003) and Lefèvre et al. (2008) have proposed relationships of the form $TA = a SSS + b$ for larger zones than the zone of EGEE cruises in the Atlantic Ocean.

These relationships have been determined for different areas (Table 2), which could explain the variability of the slope that ranges from $50 \mu\text{mol kg}^{-1}$ to $70 \mu\text{mol kg}^{-1}$. In general, these relationships are valid for the salinity range of 33–37. A relationship between alkalinity, SST and salinity has been proposed for the tropical Atlantic Ocean between 30°N–30°S by Lee et al. (2006) for temperatures warmer than 20 °C and salinities between 31 and 38.

To compare these different relationships, the root mean square error (rmse) and the mean bias error (mbe) have been calculated as follows:

$$rmse = \left[\frac{\sum (TA_{obs} - TA_{fit})^2}{(N-1)} \right]^{1/2} \quad (2)$$

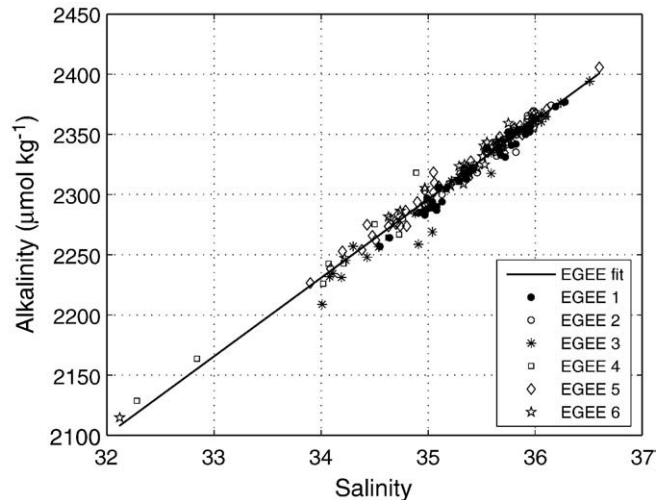


Fig. 5. TA as a function of S during the EGEE cruises. The fit is indicated by a solid line.

Table 2

TA–S relationships established in the Atlantic Ocean. rmse is root mean square error and mbe is mean bias error. N is the number of samples.

Area	Relationship TA–SSS–SST	N	rmse ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	mbe ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	Reference
6°N–12°S; 10°W–12°E (Atlantic Ocean)	65.52*SSS + 2.50	195	7.21	0.01	EGEE 1–6 (2005–2007)
20°N–20°S; 40°W–15°W (Atlantic Ocean)	70.73*SSS – 183.82	195	8.14	1.37	Lefèvre et al. (2008)
30°S–30°N (Atlantic, Indian, Pacific Oceans)	2305 + 58.66*(SSS – 35) + 2.32*(SSS – 35) ² – 1.41*(SST – 20) + 0.04*(SST – 20) ²	195	8.42	–1.55	Lee et al. (2006)
31°N–12.5°S (Atlantic Ocean)	58.47*SSS + 253	195	8.75	–1.40	Friis et al. (2003)
10°N–33°S; 20°W–15°E (Atlantic Ocean)	70.35*SSS – 166	195	8.17	–2.02	Ríos et al. (2003)
80°N–60°S (Atlantic Ocean)	51.24*SSS + 520.1	195	17.83	–13.12	Millero et al. (1998)

$$mbe = [\sum(TA_{\text{obs}} - TA_{\text{fit}}) / N] \quad (3)$$

where TA_{obs} is the observed value, TA_{fit} is the predicted value by the TA–S equation and N is the number of samples.

Each relationship has been compared with the EGEE TA measurements (Table 2). The rmse ranges between 7 and 18 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Among the five relationships, the one determined by Millero et al. (1998) gives the highest rmse (almost twice the averaged rmse) and an mbe of about 13 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. The relationships with a slope between 65 and 70 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ provide the smallest rmse.

The ARAMIS cruises crossed the equator around 25°W in October 2005, May 2006 and April 2007 and these data were not used to determine the TA–SSS relationship so they can be used to check whether Eq. (1) is valid further west. Using the ARAMIS data, the smallest rmse (10.87 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) is obtained with the EGEE relationship suggesting that Eq. (1) can be applied in the tropical Atlantic on a larger area than the eastern equatorial Atlantic.

5.2. Relationship DIC–temperature–salinity

The variability of the carbon parameters in the eastern equatorial Atlantic depends strongly on the current system. The lowest DIC is observed in the GC region whereas the SEC region exhibits higher DIC. As a water mass is characterized by its temperature and salinity, we used SST and SSS observations from EGEE 1 to 6 to determine a relationship between DIC and both SSS and SST. At first, two zones were considered according to the observed north–south gradient.

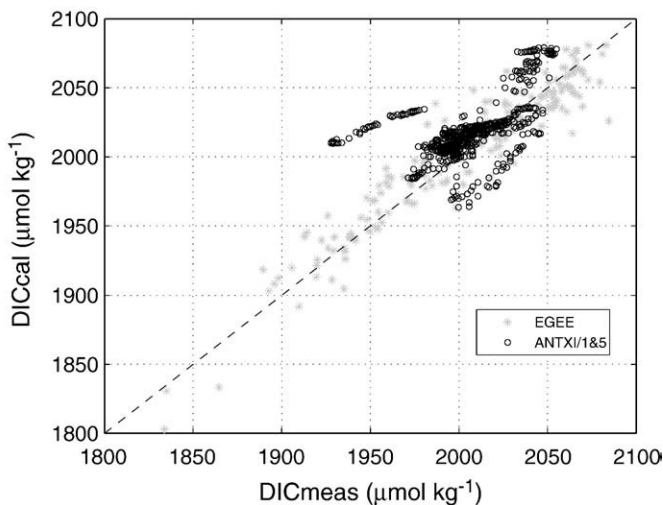


Fig. 6. Comparison between calculated and measured DIC using data from EGEE (asterisk), ANT XI/1&5 (open circle), $y=x$ (dashed line).

However, the two relationships obtained did not significantly improve the estimate of DIC so the whole dataset was used.

The following equation has been obtained in the salinity range of 32–37:

$$DIC = (51.71 \pm 2.16) * SSS + (-12.79 \pm 0.89) * SST + (507.82 \pm 91.32) \quad r^2 = 0.90. \quad (4)$$

The standard error on the predicted DIC is $\pm 16.6 \mu\text{mol kg}^{-1}$. The variability of DIC is explained at 90% by the effects of temperature and salinity. Adding the fluorescence would slightly improve the fit ($r^2 = 0.94$). However, as fluorescence and SST are correlated ($r^2 = 0.42$), we can assume that the biology is taken into account by the SST. Low SST is associated with relatively high surface fluorescence.

Lefèvre et al. (2008) determined a DIC–SST relationship for June–September 2006 using data recorded at the 6°S, 10°W mooring. If we use this relationship to remove the upwelling effect, the remaining DIC is strongly correlated to salinity with 76% of the DIC variability explained by salinity.

The scatter plot of the measured DIC versus calculated DIC is shown on Fig. 6. The low calculated DIC ($< 1850 \mu\text{mol kg}^{-1}$) correspond to very low salinities (< 33). To examine the robustness of this relationship with independent measurements, the DIC estimates are compared with measurements performed during ANT XI/1&5 from 10°W to 10°E and from 10°S to 6°N (Fig. 6). Overall, the rmse (26.03 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) and the mbe ($-12.75 \mu\text{mol kg}^{-1}$) obtained during ANT XI/1&5 are, in absolute value, higher than the ones obtained using the EGEE data. However, a set of DIC measurements (from 1930 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ to 1980 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) is far from the regression line. They are located between 10°W and 8°W at 2°S in October–November 1993. In this area, averaged SST, averaged SSS and averaged DIC during ANT XI/1&5 are respectively 26.32 ± 0.39 °C, 35.85 ± 0.09 and $1957 \pm 17 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Very similar SSS and SST are observed during the same cruise at 2°E, 4°S for which observed DIC are in good agreement with calculated DIC (difference less than 10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$). Therefore, the large difference at 2°S is likely due to a local dynamical or biological feature not taken into account in our regression. If we remove this local feature, the mbe becomes $-8 \mu\text{mol kg}^{-1}$ and the rmse 16.6 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, a value comparable to the rmse obtained with the

Table 3

Comparison of different constants of dissociation used to calculate the fugacity of CO_2 .

Constants of dissociation	rmse $f\text{CO}_2$ (mes-calc) (μatm)	Mean $f\text{CO}_2$ (mes-calc) (μatm)
Peng	14.76	–12.78
Roy	31.64	–29.86
Mehr, refit D&M87	7.32	3.76
Mehr–Hans, refit D&M	20.50	–7.88
Hans, refit D&M	17.90	–16.00
Goyet and Poisson	28.13	–26.38

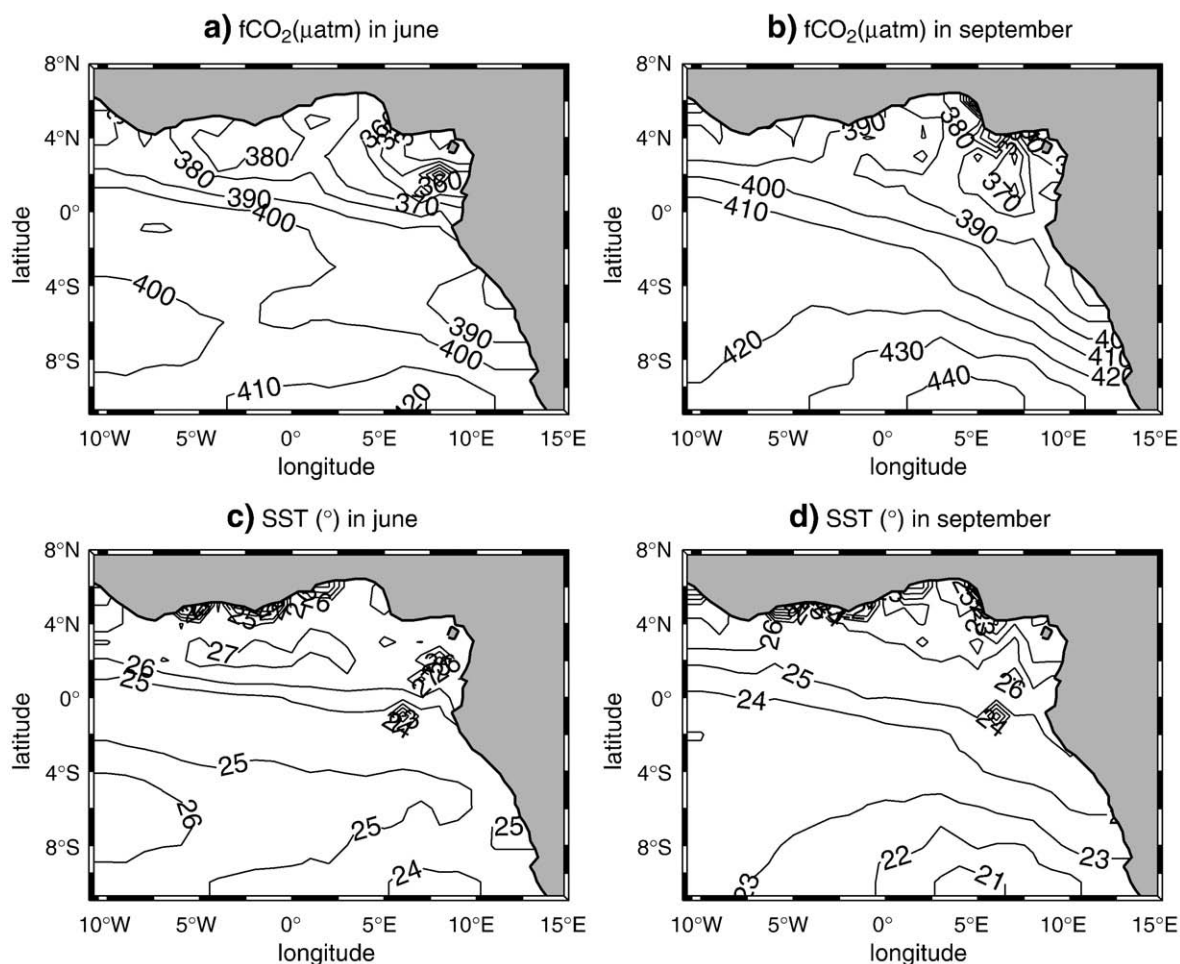


Fig. 7. a) Distribution of the fugacity of CO_2 ($f\text{CO}_2$) in June, b) in September, and distribution of SST c) in June and d) in September.

EGEE data. Taking into account the 12 years lag between the ANTIXI/1&5 and the EGEE cruises, the obtained mbe corresponds to an increase of DIC of $0.7 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{year}^{-1}$. This is comparable to a DIC increase following the atmospheric $f\text{CO}_2$ increase: considering a Revelle factor of 9 and an atmospheric $f\text{CO}_2$ increase of $1.6 \mu\text{atm year}^{-1}$ (as recorded by the atmospheric station located at Ascension Island, 7.92°S , 14.42°W), the rate of DIC increase is expected to be $0.9 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{year}^{-1}$. Therefore, taken into account the time lag between the ANTIXI and EGEE cruises, the DIC measured during the ANTIXI/1 & 5 cruises are relatively well reproduced by Eq. (4).

6. $f\text{CO}_2$ and air-sea CO_2 flux in the eastern equatorial Atlantic

6.1. Calculation of $f\text{CO}_2$ from DIC and TA leading to monthly maps

The oceanic $f\text{CO}_2$ calculated from measured DIC and TA, using different constants of dissociation, has been compared to underway $f\text{CO}_2$ measured during the EGEE 3 cruise. The dissociation constants of Mehrbach et al. (1973) refitted by Dickson and Millero (1987) give the best results (Table 3). In the following, we use these constants.

TA and DIC have been calculated in the eastern equatorial Atlantic with Eqs. (1) and (4) using monthly mean SSS fields from the *World Ocean Atlas 2005* on a 1° latitude \times 1° longitude grid (Antonov et al., 2006) and using SST from the TRMM (*Tropical Rain Mission Measurements Microwave Imager*) on a 0.25° latitude \times 0.25° longitude grid from 2005 to 2007. The monthly $f\text{CO}_2$ and SST maps are presented for June and September on a

$1^\circ \times 1^\circ$ grid (Fig. 7). Overall, the lowest $f\text{CO}_2$ ($340\text{--}390 \mu\text{atm}$) is located between 6°N – 0°N and 10°W – 10°E in the GC and the highest $f\text{CO}_2$ is located in the SEC. The averaged $f\text{CO}_2$, in the eastern equatorial Atlantic, ranges from $393 \pm 16 \mu\text{atm}$ in June to $408 \pm 18 \mu\text{atm}$ in September. This slight $f\text{CO}_2$ increase is associated with the decrease of SST from $25.47 \pm 0.93^\circ\text{C}$ in June to $23.87 \pm 1.28^\circ\text{C}$ in September (Fig. 7c and d).

From 6°N to the equator, averaged $f\text{CO}_2$ ranges from $375 \pm 17 \mu\text{atm}$ in June to $389 \pm 12 \mu\text{atm}$ in September. For comparison, averaging the underway $f\text{CO}_2$ measured during EGEE 3 in June 2006 gives $381 \pm 20 \mu\text{atm}$ and the climatology of Takahashi et al. (2009) gives $382 \mu\text{atm}$. Given the variability of $f\text{CO}_2$ in this region, the mean values are in good agreement.

From the equator to 10°S , averaged $f\text{CO}_2$ is higher and varies from $400 \pm 8 \mu\text{atm}$ in June to $415 \pm 15 \mu\text{atm}$ in September. $f\text{CO}_2$ increases from the north of the equator to 10°S during these two months. $f\text{CO}_2$ follows the trend of SSS but varies in an opposite way to temperature. The mean value of underway $f\text{CO}_2$ measured during EGEE 3 is $411 \pm 29 \mu\text{atm}$ in June 2006 whereas the climatology gives a lower value of $386 \mu\text{atm}$. High $f\text{CO}_2$ south of the equator results from the upwelling, and the warming of the surface waters within the SEC might increase $f\text{CO}_2$ even further.

6.2. Comparison with other estimates

Underway $f\text{CO}_2$ measured during EGEE 3 in June 2006 is compared with calculated $f\text{CO}_2$ from TA and DIC using Eqs. (1) and (4), and

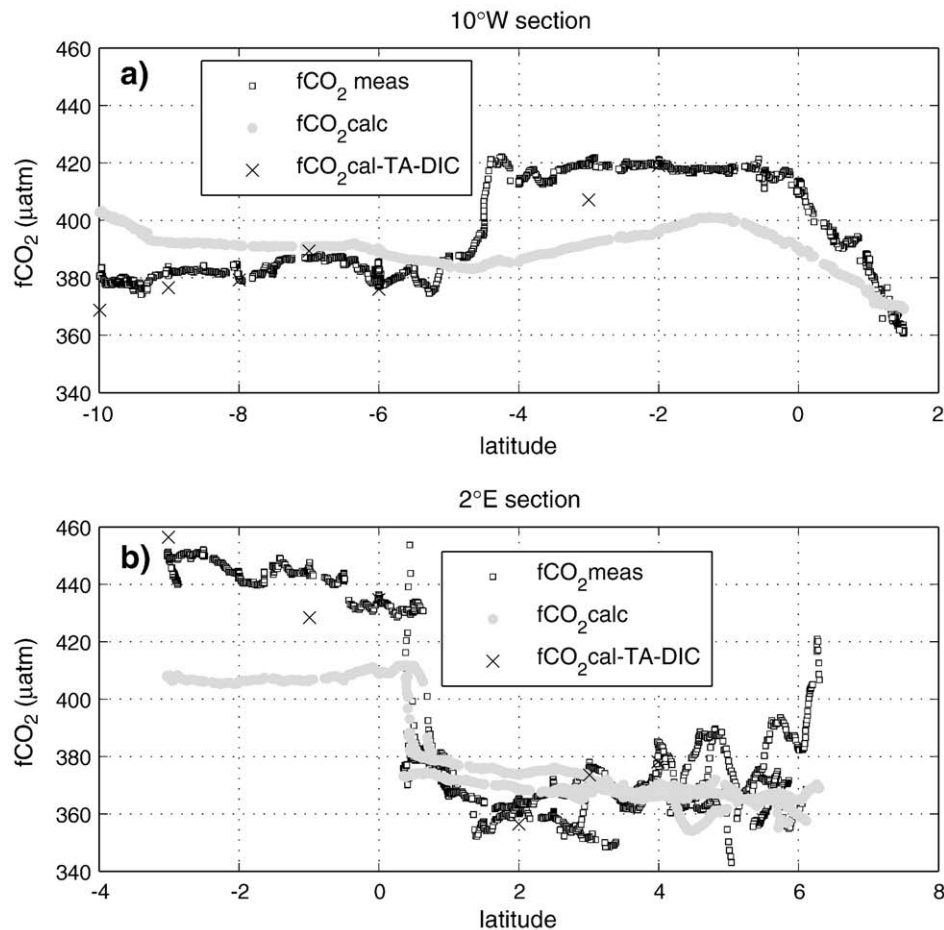


Fig. 8. Comparison between measured and calculated $f\text{CO}_2$ during the EGEE 3 cruise: a) along 10°W and b) along 2°E .

calculated $f\text{CO}_2$ from measured DIC and TA along the 10°W and 2°E sections (Fig. 8). $f\text{CO}_2$ values calculated from measured DIC and TA agree well with measured $f\text{CO}_2$. Discrepancies arise when using Eqs. (1) and (4) to calculate DIC and TA and then $f\text{CO}_2$. Measured and calculated $f\text{CO}_2$ are in good agreement between 6°N and 0.5°N along the 2°E section ($\text{rmse} = 11.3 \mu\text{atm}$ and $\text{mbe} = 0.4 \mu\text{atm}$) and between 4.5°S and 10°S along the 10°W section ($\text{rmse} = 11.60 \mu\text{atm}$ and $\text{mbe} = -9.80 \mu\text{atm}$), (Fig. 8). On the other hand, large biases are observed along 2°E south of 0.5°N ($\text{rmse} = 34.2 \mu\text{atm}$ and $\text{mbe} = 31.8 \mu\text{atm}$) and along 10°W between 4.5°S and 2°N ($\text{rmse} = 20.3 \mu\text{atm}$ and $\text{mbe} = 17.6 \mu\text{atm}$) with calculated $f\text{CO}_2$ lower than measured values. The difference between measured and calculated $f\text{CO}_2$ ranges from $20 \mu\text{atm}$ to $40 \mu\text{atm}$ between 0.5°N and 4.5°S in the SEC. In this area, the DIC relationship is not well constrained by the EGEE data, which might explain the discrepancy. In addition, the propagation of the errors made on estimated DIC and TA from the relationships contributes to the $f\text{CO}_2$ differences between calculated and measured values.

The $f\text{CO}_2$ distribution derived from the relationships is then compared to the climatology of Takahashi et al. (2009) along the 10°W and 2°E sections between 2°N and 10°S (Fig. 9). The climatological $f\text{CO}_2$ values, originally referenced to the year 2000, have been corrected to the year 2006 using a mean rate of surface seawater $f\text{CO}_2$ increase of $1.5 \mu\text{atm year}^{-1}$. Thus, $9 \mu\text{atm}$ has been added to the climatological $f\text{CO}_2$. The climatology gives lower values than the calculated $f\text{CO}_2$ (Fig. 9) which already underestimated the measured values in June along 2°E and 10°W . The best agreement between climatological $f\text{CO}_2$ and the calculated $f\text{CO}_2$ is observed in June with a difference ranging from $-20 \mu\text{atm}$ to $+20 \mu\text{atm}$. On

average the difference climatology-estimated $f\text{CO}_2$ in June is $-11 \mu\text{atm}$. The largest disagreement is observed in September along 2°E in the south with differences reaching $-60 \mu\text{atm}$ (Fig. 9d).

Averaged SSS and SST are respectively 35.80 ± 0.29 and $21.90 \pm 0.52 \text{ }^\circ\text{C}$ from 6°S to 10°S along 2°E compared to the climatological SSS and SST of 35.87 and $22.14 \text{ }^\circ\text{C}$. The difference between $f\text{CO}_2$ derived from the EGEE relationships and the climatology cannot be attributed to a difference in hydrological parameters. It is noticeable that our estimated $f\text{CO}_2$ are almost always higher than the climatology.

Between 1.5°N and 2°S , in June, our estimated $f\text{CO}_2$ increases from $390 \mu\text{atm}$ to $410 \mu\text{atm}$ corresponding to higher $f\text{CO}_2$ in the cold tongue during the upwelling period (Fig. 9a). The climatological $f\text{CO}_2$ is $388 \mu\text{atm}$ and remains almost constant. In the climatology, the effect of the cold tongue is not detected probably because of the lack of data. In addition, the spatial resolution of 4° (latitude) \times 5° (longitude) used in the climatology will tend to smooth the differences between northern and southern waters. On Fig. 8b the north-south transition is around 0.5°N and the corresponding pixel of the climatology extends from 2°S to 2°N so the resulting $f\text{CO}_2$ is a mixture of CO_2 rich and CO_2 poor waters.

6.3. Air-sea CO_2 fluxes

The CO_2 flux, averaged from June to November, is $0.78 \pm 0.87 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ between 6°N and the equator, and $2.90 \pm 1.33 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ between the equator and 10°S . The north-south gradient observed in $f\text{CO}_2$ still remains as the patterns of the flux are mainly driven by oceanic $f\text{CO}_2$.

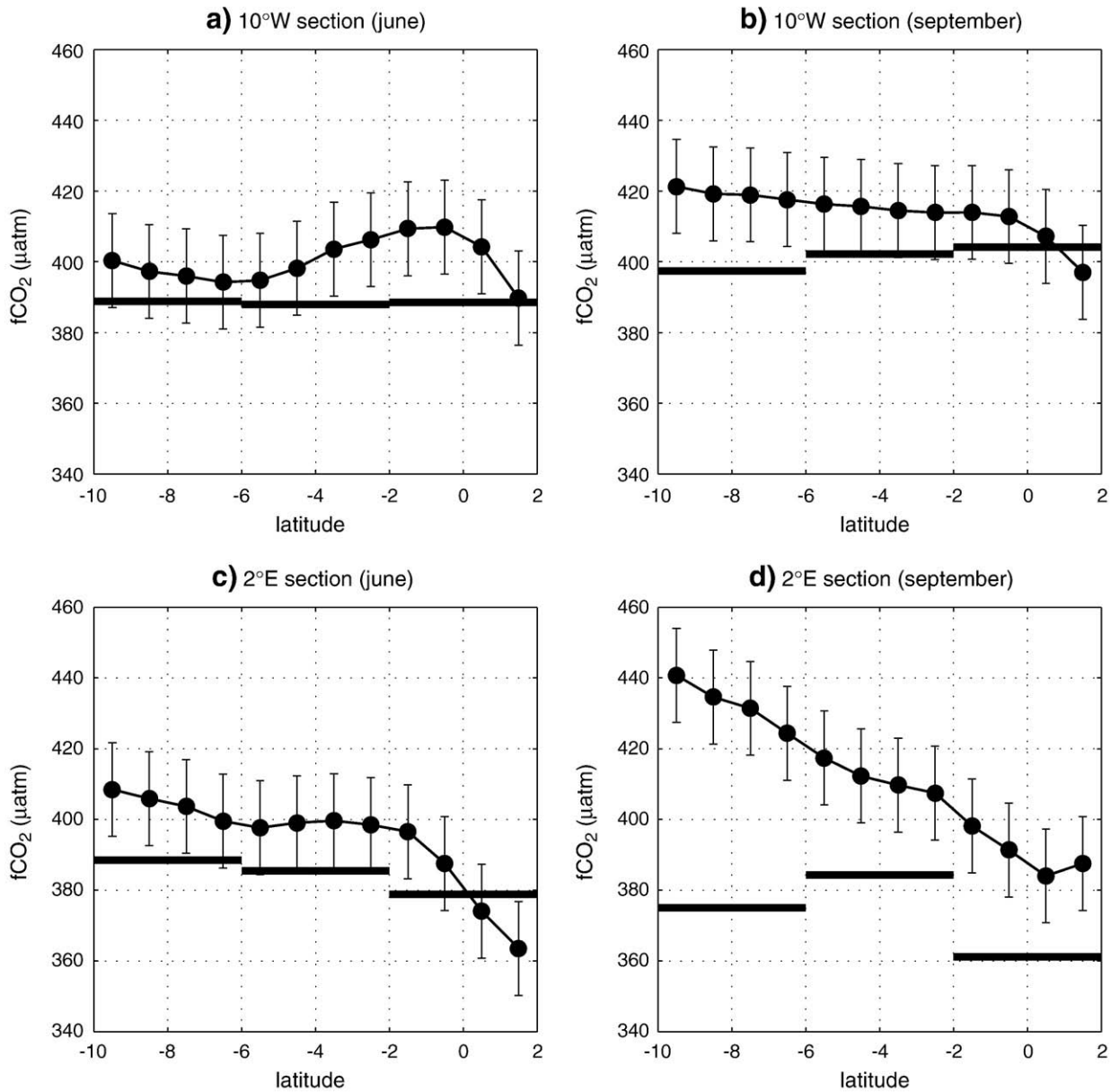


Fig. 9. Estimated fCO₂ (circles) and climatological fCO₂ (solid line) between 10°S and 2°N along 10°W a) in June and b) in September and along 2°E c) in June and d) in September. Standard deviation ($\pm 1\sigma$) is indicated by vertical bars.

North of the equator, the CO₂ flux ranges from $-0.26 \pm 1.04 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ to $1.35 \pm 1.53 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ between June and November. Between the equator and 10°S, the monthly CO₂ flux ranges from $2.48 \pm 1.02 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ to $3.35 \pm 1.46 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$.

Using the $\Delta f\text{CO}_2$ of the climatology of Takahashi et al. (2009) and the gas exchange coefficient used for our flux calculations, we recalculate a climatological CO₂ flux so that differences between the flux estimates can be attributed neither to the formulation of the gas exchange coefficient nor to the wind speed. The climatological mean flux from June to November is $0.95 \pm 0.50 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$, which is lower than our estimate of $2.30 \pm 1.55 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$. This is explained by the $\Delta f\text{CO}_2$ values higher than the values of the climatology.

Averaged from June to November, the climatological mean flux ranges from $0.70 \pm 0.57 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ north of the equator to $1.08 \pm 0.42 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ south of the equator. The flux is very close to

our estimate of $0.78 \pm 0.87 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ north of the equator. South of the equator, the climatological mean flux is two times smaller than our result which is expected as the north-south gradient is not well reproduced by the climatology. Both estimates show that the eastern equatorial Atlantic always acts as a source of CO₂.

7. Conclusions

From 2005 to 2007, TA and DIC have been measured during the EGEE cruises from June to November in the eastern equatorial Atlantic. The surface distributions of TA, DIC, SST and SSS present a north-south gradient with low alkalinity and low dissolved inorganic carbon associated with low SSS and high SST, found in the GC located north of the equator. High DIC and TA are observed south of the equator in the SEC. After normalizing DIC and TA to a salinity of 35, a slight gradient is still observed on DIC with higher values south of the equator. This suggests that the variability of alkalinity is fully

explained by the salinity variations whereas, south of the equator, DIC is supplied by upwelling waters.

Relationships between TA and SSS, and between DIC and both SST and SSS have been determined using the whole dataset. The calculated $f\text{CO}_2$ is in reasonable agreement with the underway measurements of $f\text{CO}_2$ made during the EGEE 3 cruise in June 2006 along 2°E between 6°N and 0.5°N and along 10°W between 4.5°S and 10°S. Between 4.5°S and 0.5°S, our calculated $f\text{CO}_2$ is always lower than the measurements, which may lead to an underestimate of the CO_2 outgassing in this area.

Using SSS and SST fields, monthly maps of $f\text{CO}_2$ have been constructed from 2005 to 2007 for the June to November months. The CO_2 flux has then been calculated over that period. The eastern equatorial Atlantic is a source of CO_2 throughout the year and the north–south gradient is still observed as the flux pattern depends mainly on $\Delta f\text{CO}_2$. The monthly mean CO_2 flux, south of the equator, is four times higher than the flux in the north, whereas there is no significant north–south difference according to the Takahashi et al.'s (2009) climatology. The north–south gradient is missed by the climatology possibly due to a combination of lack of data and coarse resolution.

The TA and DIC relationships could be improved by increasing the measurements between 4°S and 10°S. In addition, this study is limited to the June–November period because of the lack of measurements for the rest of the year. It is therefore critical to take measurements from December to May in order to study the seasonal cycle in this region.

Acknowledgements

We thank Nicolas Metzl for helpful comments. The EGEE/AMMA project is coordinated by Bernard Bourlès, of Institut de Recherche pour le Développement (IRD) Brest. We thank the crew members of the N/O Antea for their help during the cruise. TMI data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by the NASA Earth Science and REASON DISCOVER project. They are available at www.remss.com. DIC and TA analyses have been performed by the service national d'analyses des paramètres du CO_2 (SNAPO- CO_2) at the LOCEAN laboratory. U. Koffi is supported by a Ph-D fellowship from the Département Soutien et Formation (DSF) at IRD. This work is funded by the European Integrated Project CARBOOCEAN (contract 51176-2). This manuscript benefited from the comments of three anonymous reviewers.

References

Andrié, C., Oudot, C., Genthon, C., 1986. CO_2 fluxes in the tropical Atlantic during focal cruises. *J. Geophys. Res.* 91, 11741–11755.

Antonov, J.I., Locarnini, R.A., Boyer, T.P., Mishonov, A.V., Garcia, H.E., 2006. World Ocean Atlas 2005, volume 2: salinity. In: Levitus, S. (Ed.), NOAA Atlas NESDIS, 62. U. S. Government Printing Office, D. C., 182 pp.

Baker, D.F., Law, R.M., Gurney, K.R., Rayner, P., Peylin, P., Denning, A.S., Bousquet, P., Bruhwiler, L., Chen, Y.-H., Ciais, P., Fung, I.Y., Heimann, M., John, J., Maki, T., Maksyutov, S., Masarie, K., Prather, M., Pak, B., Taguchi, S., Zhu, Z., 2006. TransCom 3 inversion intercomparison: impact of transport model errors on the interannual variability of regional CO_2 fluxes, 1988–2003. *Glob. Biogeochem. Cycles* 20, GB1002. doi:10.1029/2004GB002439.

Bakker, D.C.E., de Baar, H.J.W., de Jong, E., 1999. The dependence on temperature and salinity of dissolved inorganic carbon in East Atlantic surface waters. *Mar. Chem.* 65, 263–280.

Binet, D., Marchal, E., 1993. The Large Marine Ecosystem of the Gulf of Guinea: longterm variability induced by climatic changes. In: Sherman, K., Alexander, L.M., Gold, B. (Eds.), *Large Marine Ecosystems – Stress, Mitigation and Sustainability*. American Association for the Advancement of Science, Washington D.C., pp. 104–118.

Boutin, J., Quilfen, Y., Merlivat, L., Piollet, J.F., 2009. Global average of air–sea CO_2 transfer velocity from QuikSCAT scatterometer wind speeds. *J. Geophys. Res.* 114, C04007. doi:10.1029/2007JG004168.

D.O.E. (U.S. Department of Energy), 1994. Handbook of methods for analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water; version 2. In: Dickson, A.G., Goyet, C. (Eds.), ORNL/CDIAC - 74. A.G.

Denman, K.L., Brasseur, G., Chidthaisong, A., Ciais, P., Cox, P.M., Dickinson, R.E., Hauglustaine, D., Heinze, C., Holland, E., Jacob, D., Lohmann, U., Ramachandran, S., da Silva Dias, P.L., Wofsy, S.C., Zhang, X., 2007. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge university press, Cambridge.

Dickson, A.G., Millero, F.J., 1987. A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media. *Deep-Sea Res.* 34 (10), 1733–1743.

Edmond, J.M., 1970. High precision determination of titration alkalinity and total carbon dioxide content of seawater by potentiometric titration. *Deep-Sea Res.* 17 (4), 737–750.

Friis, K., Körtzinger, A., Wallace, D.W.R., 2003. The salinity normalization of marine inorganic carbon chemistry data. *Geophys. Res. Lett.* 30 (2), 1085. doi:10.1029/2002GL015898.

Gruber, N., Gloor, M., Fletcher, S.E.M., Doney, S.C., Dutkiewicz, S., Follows, M.J., Gerber, M., Jacobson, A.R., Joos, F., Lindsay, K., Menemenlis, D., Mouchet, A., Müller, S.A., Sarmiento, J.L., Takahashi, T., 2009. Oceanic sources, sinks, and transport of atmospheric CO_2 . *Glob. Biogeochem. Cycles* 23 (1), GB1005. doi:10.1029/2008GB003349.

Hardman-Mountford, N.J., McGlade, J.M., 2003. Seasonal and interannual variability of oceanographic processes in the Eastern equatorial Atlantic: an investigation using AVHRR sea surface temperature data. *Int. J. Remote Sens.* 24 (16), 3247–3268.

Herbland, A., Voituriez, B., 1979. Hydrological structure analysis for estimating the primary production in the tropical Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.* 37, 87–101.

Lee, K., Tong, L.T., Millero, F.J., Sabine, C.L., Dickson, A.G., Goyet, C., Park, G.H., Wanninkhof, R., Feely, R.A., Key, R.M., 2006. Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's oceans. *Geophys. Res. Lett.* 33, L19605. doi:10.1029/2006GL027207.

Lefèvre, N., 2009. Low CO_2 concentrations in the Gulf of Guinea during the upwelling season in 2006. *Mar. Chem.* 113, 93–101. doi:10.1016/j.marchem.2009.01.001.

Lefèvre, N., Guillot, A., Beaumont, L., Danguy, T., 2008. Variability of $f\text{CO}_2$ in the Eastern Tropical Atlantic from a moored buoy. *J. Geophys. Res.* 113, C01015. doi:10.1029/2007JC004146.

Mehrbach, C., Culbertson, C.H., Hawley, J.E., Pytkowicz, R.M., 1973. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. *Limnol. Oceanogr.* 18, 897–907.

Millero, F., Lee, K., Roche, M., 1998. Distribution of alkalinity in the surface waters of the major oceans. *Mar. Chem.* 60, 111–130.

Oudot, C., Ternon, J.F., Lecomte, J., 1995. Measurements of atmospheric and oceanic CO_2 in the tropical Atlantic: 10 years after the 1982–1984 FOCAL cruises. *Tellus* 47B, 70–85.

Ríos, A.F., Alvarez-Salgado, X.A., Pérez, F.F., Bingler, L.S., Aristegui, J., Mémerly, L., 2003. Carbon dioxide along WOCE line A14: water masses characterization and anthropogenic entry. *J. Geophys. Res.* 108 (C4), 3123. doi:10.1029/2000JC000366.

Stramma, L., Schott, F., 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.* II 46, 279–303.

Sweeney, C., Gloor, E., Jacobson, A.R., Key, R.M., McKinley, G., Sarmiento, J.L., Wanninkhof, R., 2007. Constraining global air–sea gas exchange for CO_2 with recent bomb ^{14}C measurements. *Glob. Biogeochem. Cycles* 21, GB2015. doi:10.1029/2006GB002784.

Takahashi, T., Sutherland, C.S., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R.A., Chipman, D.W., Hales, B., Friederich, G., Chavez, F., Sabine, C., Watson, A., Bakker, D.C.E., Schuster, U., Metzl, N., Inoue, H.Y., Ishii, M., Midorikawa, T., Nojiri, Y., Körtzinger, A., Steinhoff, T., Hoppema, M., Olafsson, J., Arnarson, T.S., Tilbrook, B., Johannessen, T., Olsen, A., Bellerby, R., Wong, C.S., Delille, B., Bates, N.R., de Baar, H.J.W., 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO_2 , and net sea–air CO_2 flux over the global oceans. *Deep-Sea Res.* II 56, 554–577. doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.009.

Tanguy, Y., Arnault, S., Lattes, P., 2010. Isothermal, mixed, and barrier layers in the subtropical and tropical Atlantic Ocean during the ARAMIS experiment. *Deep-Sea Res.* I 57, 501–517.

Résumé:

De juin 2005 à septembre 2007, six campagnes océanographiques ont été effectuées dans l'Est de l'Atlantique Tropical afin d'étudier principalement la distribution spatio-temporelle des paramètres du carbone océanique, les processus induisant leur variabilité et d'estimer les flux air –mer de CO₂. 195 échantillons d'eau de mer de surface prélevés ont servi à l'analyse de l'alcalinité totale (TA) et le carbone inorganique dissous (DIC). Les distributions de la température de surface de la mer (SST), de la salinité de surface de la mer (SSS), de DIC et de TA ont permis de mettre en évidence un gradient nord –sud entre les eaux du nord et celles du sud du bassin. En effet, aux faibles (ou fortes) Salinités sont associées les faibles (ou fortes) TA et DIC. Dans la partie nord de la zone (0°-6°N) précisément dans le courant de Guinée apparaissent les faibles salinités, alcalinités et carbone inorganique, tandis que les fortes concentrations de ces paramètres sont observées au sud de l'équateur (0°-10°S) dans les eaux du courant sud équatorial. Toutefois, la SST présente une distribution contrastée à celles des autres paramètres. Aucune variabilité temporelle significative n'apparaissant dans les distributions de TA et DIC, l'ensemble des données des campagnes a été alors utilisé pour déterminer des relations empiriques uniques entre TA et SSS, et entre DIC, SSS et SST. Ces relations validées ont conduit au calcul de la fugacité de CO₂. Des cartes mensuelles de fCO₂ moyennes ont été établies, sur une grille de 1° latitude x 1° longitude, en utilisant des champs de données de SST et de SSS pour la zone de 10°E-10°W, 6°N-10°S pour la période de 2005 à 2007 des mois de juin à novembre. Le flux air-mer moyen mensuel de CO₂ varie de 1,69 ±1,94 mmol m⁻² d⁻¹ (Novembre) à 2,78 ±1,65 mmol m⁻² d⁻¹ (Août) pour toute la région. Ces résultats ont permis la comparaison de nos flux air –mer et ceux de climatologie par l'utilisation du même coefficient d'échange. Nos flux air –mer estimés montrent un gradient plus important entre les eaux du nord et celles du sud de l'équateur que les estimations climatologiques. Cette différence est probablement due au nombre peu élevé de données en climatologie et aussi à la mauvaise résolution de sa grille (4° de latitude x 5° de longitude). Toutefois, les deux méthodes d'estimation de flux air –mer s'accordent que la zone de l'Est de l'Atlantique tropical est une source de CO₂ pour l'atmosphère.

Abstract:

Six cruises have been carried out in the eastern equatorial Atlantic between June 2005 and September 2007 which main aim is to study the distribution of the carbon parameters, the process induced their variability and to estimate the air- sea CO₂ flux. 195 surface seawater samples were taken for Total Alkalinity (TA) and Dissolved Inorganic Carbon (DIC) analyses. During these cruises a strong north–south gradient is observed in sea surface temperature (SST), sea surface salinity (SSS), DIC and TA. Low (or high) surface salinity waters are associated with low (or high) TA and low (high) DIC. They are observed north of the equator (0°–6°N) in the Guinea current, whereas higher concentrations are observed south of the equator in the South Equatorial current. As no significant temporal variability has been observed for TA and DIC, the whole dataset has been used to determine robust relationships between TA and SSS, and between DIC and SSS and Sea Surface Temperature (SST). TA–SSS and DIC–SST–SSS relationships are determined and used to calculate surface fCO₂. Monthly maps of the mean fCO₂ are obtained, on a one degree grid, using SST and SSS fields for the region 10°W–10°E, 6°N–10°S from June to November during the period of 2005 to 2007. The monthly mean flux of CO₂ ranges from 1.69 ±1.94 mmol m⁻² d⁻¹ in November to 2.78 ±1.65 mmol m⁻² d⁻¹ in August over the region. These results allowed the comparison of our air –sea CO₂ flux and those of climatology by using the same gas exchange coefficient. Our air –sea CO₂ flux estimated show a stronger gradient between northern and southern waters than the climatology, probably due to a lack of data in the climatology as well as its 4° latitude by 5° longitude resolution. However, the two methods of estimates the air –sea CO₂ flux converge to the eastern equatorial Atlantic is a CO₂ source for the atmosphere.