

Sources de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique

Yann Planton

▶ **To cite this version:**

Yann Planton. Sources de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique. Océan, Atmosphère. Université Toulouse III Paul Sabatier, 2015. Français. NNT : . tel-01302636v1

HAL Id: tel-01302636

https://meteofrance.hal.science/tel-01302636v1

Submitted on 14 Apr 2016 (v1), last revised 30 May 2017 (v2)

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.

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

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

Présentée et soutenue le *10/11/2015* **par :**

Yann PLANTON

Sources de la variabilié interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique

---

JURY

Frank ROUX	Président du Jury
Bruno BLANKE	Rapporteur
Serge JANICOT	Rapporteur
Gilles REVERDIN	Rapporteur
Bernard BOURLÈS	Examinateur
Herlé MERCIER	Examinateur
Hervé GIORDANI	Examinateur
Aurore VOLDOIRE	Examinateur

École doctorale et spécialité :
SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales
Unité de Recherche :
CNRM - GAME (UMR 3589)
Directeur(s) de Thèse :
Aurore VOLDOIRE, *Hervé GIORDANI* et *Guy CANIAUX*
Rapporteurs :
Bruno BLANKE, *Serge JANICOT* et *Gilles REVERDIN*

Remerciements

Déjà, une histoire, y faut bien la commencer. Je ne vais pas vous citer Aristote, mais un tout est constitué d'un commencement, d'un milieu et d'une fin. Bon, comme là on commence par une fin qui n'est pas la fin du tout en question, dès le début on va rien piger. Mais bref.

Alors au début il y a mes (futurs) encadrants pour m'ont appelé une belle journée de juillet pour me proposer cette thèse. Il s'ensuivit une belle aventure.
Merci donc à Aurore pour m'avoir conseillé, guidé, supporté,… Merci pour ta patience, ta disponibilité, ta bonne humeur.
Merci à Hervé pour tes équations, ta physique avec les mains et ta franchise.
Et merci à Guy pour ton recul et ton puits sans fond de références.

Parmi les gens qui m'ont aidé pendant cette thèse il y a Serge Janicot et Jean-Luc Redelsperger qui ont suivi mon travail pendant trois ans, ainsi que les membres de mon jury : Bruno Blanke, Bernard Bourlès, Serge Janicot, Herlé Mercier, Gilles Reverdin et Frank Roux qui ont lu mon manuscrit et qui m'ont guidé pour l'améliorer.

Merci également à Julien Jouanno qui m'a aidé à me plonger dans la thèse, qui a partagé ses connaissances et ses données.
Je remercie aussi tous les gens du projet PREFACE, qui m'ont écouté et posé des questions pendant ces trois années.

Bernard, je ne te remercierais jamais suffisamment. Cette campagne PIRATA FR24 fût l'une des meilleures expériences de ma thèse. J'en profite pour remercier l'équipe scientifique (Yves Gouriou, Jacques Grelet, Fabrice Roubaud, François Baurand, Lionel Fichen, Nicolas Derrien, Elisée Toualy, Clément Assemian, Benjamin Kouadio N'Guessan) et tout l'équipage du N/O LE SUROIT.

Le groupe GMGEC est une pépite. Ses membres savent accueillir et intégrer les petits nouveaux dans une très bonne ambiance. Merci à ceux qui m'ont aidé pendant ma thèse, notamment Sophie pour tous les jeux de données, Stéphane pour ECLIS, Matthieu pour NEMO. Merci à Sophie (et les autres) pour le café et à tous ceux qui ont pensé à prévenir le loft pour qu'on monte. Merci à Fabrice pour tes blagues permanentes et sans censure, à Bertrand pour m'avoir renommé « junior », à Roland pour être chauve (donc pire que roux), à Julien pour le champagne de 10H du matin, à David SM pour les étépronos et à toute la clique du VCP. Et un énorme merci à Martine qui a supporté mon incapacité administrative pendant trois ans.

Une thèse, ce n'est pas que du travail et un manuscrit à la fin… Il y a tout un environnement autour.
Au départ, il y a mes parents. Ils m'ont appris à être curieux et m'ont promené pendant des années pour que je vole de mes propres ailes. Il y a mon « petit » frère et son concept d'efficience qui m'a permis de terminer ma thèse à temps. Tantine et sa famille qui m'ont fait de goûter des bons plats, des bons vins et des bons foies

gras. Bien entendu je remercie aussi toute la famille Michaux et Planton pour leur travail de relecteur.
Au passage j'ai une grosse pensée pour mes petits camarades qui me supportent depuis très longtemps et avec qui j'ai fait (et continue à faire) les 400 coups (David et Guillaume) et pour le groupe de MECA (coincheur et alcoolique de profession).

Ensuite, je me suis retrouvé au milieu d'un patelin (Toulouse), il y avait pas un chat, pas un âne, pas une brouette : rien ! Heureusement j'ai retrouvé Giuliano et les maîtresses qui m'ont fait découvrir la ville rose.

Et puis il y a eu tout un gang de thésards, et un certain « Rool » qui a initié nos premiers rassemblements. Parmi ces gens qui ont particulièrement marqué mes trois années de thèse, il y a les lofteurs (passagers ou permanents), et en particulier Hélène qui a supporté et encouragé mon humour à deux sesterces. Benoît et JF (et leur amour du Grésivaudan avec l'accent) m'ont aidé à trouver un adjectif qui me défini le mieux : régional ; un petit groupe m'a promené jusque chez les Yankees (Benoît, Hélène, Lisa, Marie D, Pierre) ; d'autres m'ont aidé à faire tenir un balai en équilibre sur le pif pour se faire servir (surtout Nicolas, PEB, Simon et leur amour du whisky) ; Alan (et Rool) m'a poussé à jouer à la balle ; PEB m'a fait comprendre qu'il n'y a pas d'heure pour taper la chansonnette ; Marie M m'a fait découvrir un alcool qui fait mal dernière les yeux ; Vincent, dit Claude, m'a fait revisiter les clichés sur l'Helvétie. Merci à Adrien le DJ de soirée, à Dewaele pour ton amour des patates (et des licornes), à Maxime D « la machine », à Nicolas pour être plus petit que moi, à Pierrick et ses commérages, à PGM pour la légende du Mégazaure, à Quentin pour le poker, à Xavier pour être un musicien talentueux (et un hippie refoulé). Merci aussi aux « tout neufs » que j'ai pas eu le temps de trop connaître mais qui sont bien rigolos.
Merci à tout ceux là et tous les autres que je n'ai pas cité (Madame Canal, Léa, Dame Villacampa, le L.A.,…) qui m'ont permis de ne jamais oublier que le gras c'est la vie.

Je remercie toute l'équipe des Tolosa Gaels pour avoir pimenté l'année 2015 : en plus d'être docteur je suis grâce à vous champion de France et vainqueur de la ligue des champions. Tolosa Abú !

Merci à tous mes humoristes préférés (particulièrement Alexandre Astier qui ajoute quelques touches à ces remerciements) qui font que je débite en permanence des phrases que peu de gens comprennent.
Et pour conclure : « Odi panem quid meliora ». Ça veut rien dire, mais je trouve que ça boucle bien.

Résumé

La langue d'eau froide Atlantique est un refroidissement saisonnier qui affecte les eaux superficielles au sud de l'équateur entre les côtes africaines et 30°W environ, pendant la « saison froide » (entre mai et octobre). Ce phénomène se produit tous les ans, mais son intensité, sa durée, ainsi que son extension spatiale sont très variables d'une année sur l'autre. En dépit du couplage très marqué qui lie la langue d'eau froide et les premiers stades de la mousson africaine, les causes de cette variabilité interannuelle sont peu connues. Cette thèse a pour objectif de combler cette lacune en améliorant notre compréhension des processus océaniques contrôlant la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide.

Cette étude se focalise sur les événements « intenses» de la langue d'eau froide, correspondant à des refroidissements anormalement forts (faibles), précédés par des anomalies négatives (positives) de vent zonal. On se focalise ainsi sur les événements dits « canoniques », les plus nombreux, et potentiellement similaires en terme de mécanisme. Cette classification, appliquée à une dizaine de réanalyses, permet de retenir, avec une robustesse certaine, cinq années dans chacune des classes.

Ces événements sont étudiés grâce à des simulations numériques réalistes. L'utilisation de bilans de chaleur nous a permis d'accéder aux processus physiques qui contrôlent la formation des événements froids et chauds. Le mélange vertical à la base de la couche de mélange apparaît comme le processus fondamental de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide. Lors des événements froids, il accroît le refroidissement entre mars et juillet, alors que son rôle reste discret lors des événements chauds. Au milieu de l'été boréal, les anomalies de mélange vertical sont contrebalancées par des anomalies d'advection horizontale de signes opposés. Ainsi les événements froids comme chauds sont atténués en fin de saison.

Cette thèse montre qu'il est plus pertinent de s'intéresser au flux d'énergie cinétique qui est plus directement lié à l'activation du mélange vertical, qu'à la tension de vent en surface. Le flux d'énergie cinétique semble d'autant plus pertinent qu'il joue aussi un rôle majeur lors des événements intenses « non-canoniques », i.e. événements froids (chauds), précédés par des anomalies positives (négatives) de vent zonal. Enfin, la modulation de la vitesse verticale induite par le vent tend à ajuster **i)** la profondeur de la couche de mélange, **ii)** la pente de la thermocline, et **iii)** le cisaillement vertical de courant zonal. Ce sont des paramètres clés du mélange vertical et donc du taux de refroidissement. La vitesse verticale joue donc un rôle indirect dans l'établissement et la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide.

Mots-clés : langue d'eau froide Atlantique, variabilité interannuelle, processus océanique, bilan de chaleur de la couche de mélange, vitesse verticale, turbulence

Abstract

The Atlantic cold tongue is a seasonal cooling of the sea surface temperature south of the Equator between the African coasts and around 30°W during the « cold season » (from May to October). The cooling occurs every year but its intensity, duration and spatial extent vary strongly from one year to another. In spite of the very strong coupling between the Atlantic cold tongue and the West African monsoon, the origin of the Atlantic cold tongue variability is not well described. This thesis aims at filling this gap by improving our understanding of the oceanic processes controlling the variability of the Atlantic cold tongue.

This study focuses on « intense » Atlantic cold tongue events, defined by abnormally strong (weak) cooling, preceded by negative (positive) zonal wind anomalies. Thus « canonical » being studied, that are the most frequent and probably similar in terms of mechanisms. This classification is applied to ten reanalyses and allows to select with good confidence, five events in each group.

These events are studied through realistic simulations. The use of on-line heat budget allows to identify the physical processes that control the formation of cold and warm events. Vertical mixing at the base of the mixed-layer is the fundamental process controlling the interannual variability of the cold tongue. During cold events, it increases the cooling between March and July, while it remains weak during warm events. During boreal summer, vertical mixing anomalies are balanced by horizontal advection anomalies of opposite sign. So cold and warm events are weakened at the end of the season.

This thesis highlights that it is more appropriate to focus on the wind energy flux because it is more directly related to the activation of vertical mixing, rather than on the surface wind stress. The wind energy flux is relevant since it is also shown to play a major role during intense « non-canonical » events, i.e. cold (warm) events preceded by positive (negative) zonal wind anomalies. Finally, the modulation of the vertical velocity induced by the wind tends to adjust **i)** the mixed-layer depth, **ii)** the intensity of the thermocline, and **iii)** the vertical shear of the zonal current. These are key parameters of vertical mixing and therefore the cooling rate. Thus, vertical velocity plays an indirect role in the establishment and interannual variability of the Atlantic cold tongue.

Keywords: Atlantic cold tongue, interannual variability, oceanic processes, mixed-layer heat budget, vertical velocity, turbulence

Sommaire

Introduction **3**

1 Variabilité climatique de l'Atlantique tropical **9**

2 Classification des événements froids et chauds de la langue d'eau froide Atlantique **35**

3 Modèle **73**

4 Processus principaux de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique **117**

5 Compléments sur les processus de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique **143**

Conclusion **169**

Bibliographie **177**

Acronymes **193**

Introduction

Le climat de l'Afrique est particulièrement contrasté : les régions équatoriales reçoivent des quantités importantes de précipitations, permettant le développement de forêts et de savanes, tandis qu'au niveau des tropiques les régions de subsidence sont très sèches, voire désertiques, avec le désert du Kalahari au sud et le Sahara au nord. Sur l'Afrique de l'Ouest, le climat est contrôlé par un régime de mousson, dans lequel les précipitations débutent dans le golfe de Guinée puis migrent pendant l'été boréal jusque dans la bande de transition entre les savanes du domaine soudanien et le Sahara. Cette région, le Sahel, a été marquée à partir de 1970 par 30 ans de déficit pluviométrique (e.g. Janoviak 1988) qui a atteint un maximum au début des années 1980 (Figure 1). Depuis le milieu des années 1990, ce déficit pluviométrique semble s'amenuiser, et connaît une alternance entre périodes de fortes et de faibles précipitations. Cette variabilité des pluies a des conséquences sur la végétation (désertification), les ressources en eau (fortes variations du débit des rivières), la faune (migration)… mais aussi sur les activités humaines : agriculture, élevage, approvisionnement en eau…

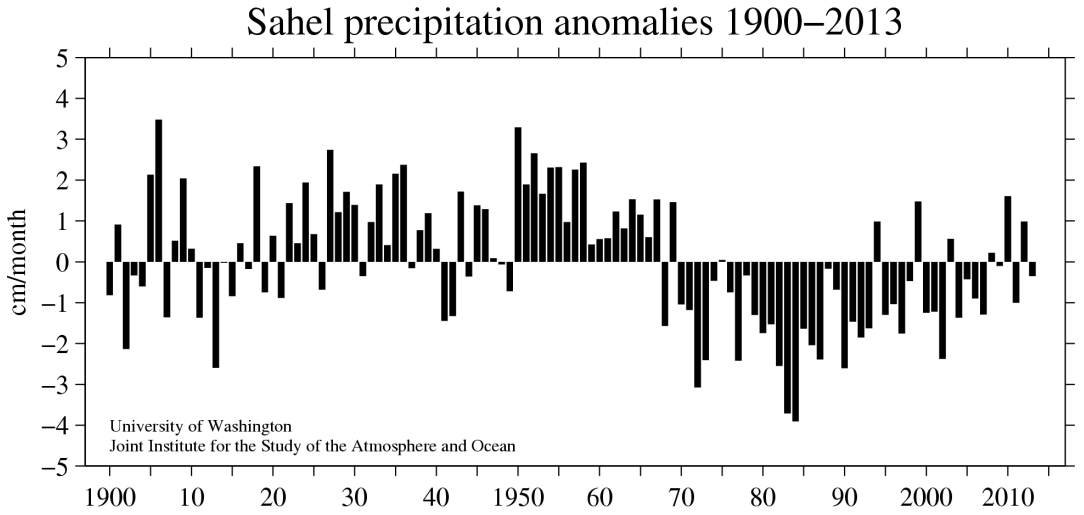


Figure 1 : Anomalies de précipitation (en cm/mois) dans le Sahel [20°W-10°E ; 10°N-20°N] depuis le début du 20e siècle. Figure réalisée avec le « Sahel Precipitation Index » par JISAO, doi: 10/6069/H5MW2F2Q.

Des études ont détecté que plusieurs éléments peuvent influencer le système de mousson, dont les principaux sont : les océans (e.g. Lamb 1978), les surfaces continentales (e.g. Xue and Shukla 1993), les aérosols (e.g. Rotstayn and Lohmann 2002), et les gaz à effet de serre (e.g. Caminade 2006). Ainsi, il a été montré que les

variations spatiales et temporelles de la température de surface de l'Atlantique équatorial (e.g. Janicot 1992), du Pacifique équatorial (e.g. Nicholson 1997), et de la Méditerranée (e.g. Rowell 2003) ont une influence sur la circulation atmosphérique de grande échelle, ce qui perturbe la mousson de l'Afrique de l'Ouest. En retour, la circulation atmosphérique agit sur la circulation océanique et les températures de surface de la mer : ce système est « couplé ».

L'océan Atlantique équatorial, de par sa proximité géographique, exerce une action directe sur la mousson de l'Afrique de l'Ouest. La principale signature du cycle saisonnier dans l'Atlantique équatorial est l'apparition d'un fort refroidissement des températures de surface de la mer dans la partie orientale du bassin au niveau de l'équateur, peu de temps avant le début de la mousson. C'est cette bande d'eau froide que l'on appelle la langue d'eau froide Atlantique. L'apparition de ce refroidissement équatorial se met en place en l'espace de quelques mois. La communauté scientifique estime que cette diminution soudaine de la température des eaux équatoriales a un impact sur la migration vers le nord de la mousson africaine, et les quantités de précipitation (Caniaux et al. 2011).

Même si la langue d'eau froide apparaît systématiquement tous les ans, elle présente une forte variabilité interannuelle, qui se caractérise principalement par un refroidissement plus ou moins important de la température de surface de la mer, une extension spatiale et une vitesse d'apparition variables. Lorsque le refroidissement est fort, l'événement est dit « froid », et inversement, quand le refroidissement est faible, l'événement est dit « chaud ». Le lien entre le vent dans la bande équatoriale et la formation de la langue d'eau froide est bien connu de la communauté scientifique, qui nous enseigne que l'amplitude du refroidissement dépend de l'intensité du vent. Cependant, de nombreux points restent à éclaircir : dans quelle région et à quelle période les anomalies de vent ont le plus d'importance ; quels sont les processus responsables de l'ajustement des températures aux anomalies de vent.

Les conséquences de la mousson africaine sur la sécurité alimentaire, les ressources en eau et la santé des pays d'Afrique de l'Ouest ont motivé la communauté internationale à débuter à partir de la fin des années 1990 des programmes visant à améliorer notre compréhension de la forte variabilité des précipitations associées au système de mousson. C'est l'objectif des projets WAMP (*West African Monsoon Project*, 1998-2000) et AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine, 2002-2020).

Mais la mousson n'est pas le seul système affecté par le changement climatique avec des conséquences sur les sociétés africaines. L'Atlantique tropical rencontre actuellement des changements qui ont de grandes répercussions socio-économiques. En effet, au delà de l'interaction entre l'océan et la mousson de l'Afrique de l'Ouest, les systèmes d'upwellings de l'est de l'Atlantique tropical ont un rôle très important sur la productivité primaire de l'océan. Les variations de la productivité primaire ont des conséquences sur les espèces marines, et donc sur la pêche. Les pays africains sont particulièrement vulnérables aux modifications des ressources marines et devront faire face aux difficultés engendrées par le changement climatique (Figure 2) mais également par la surpêche.

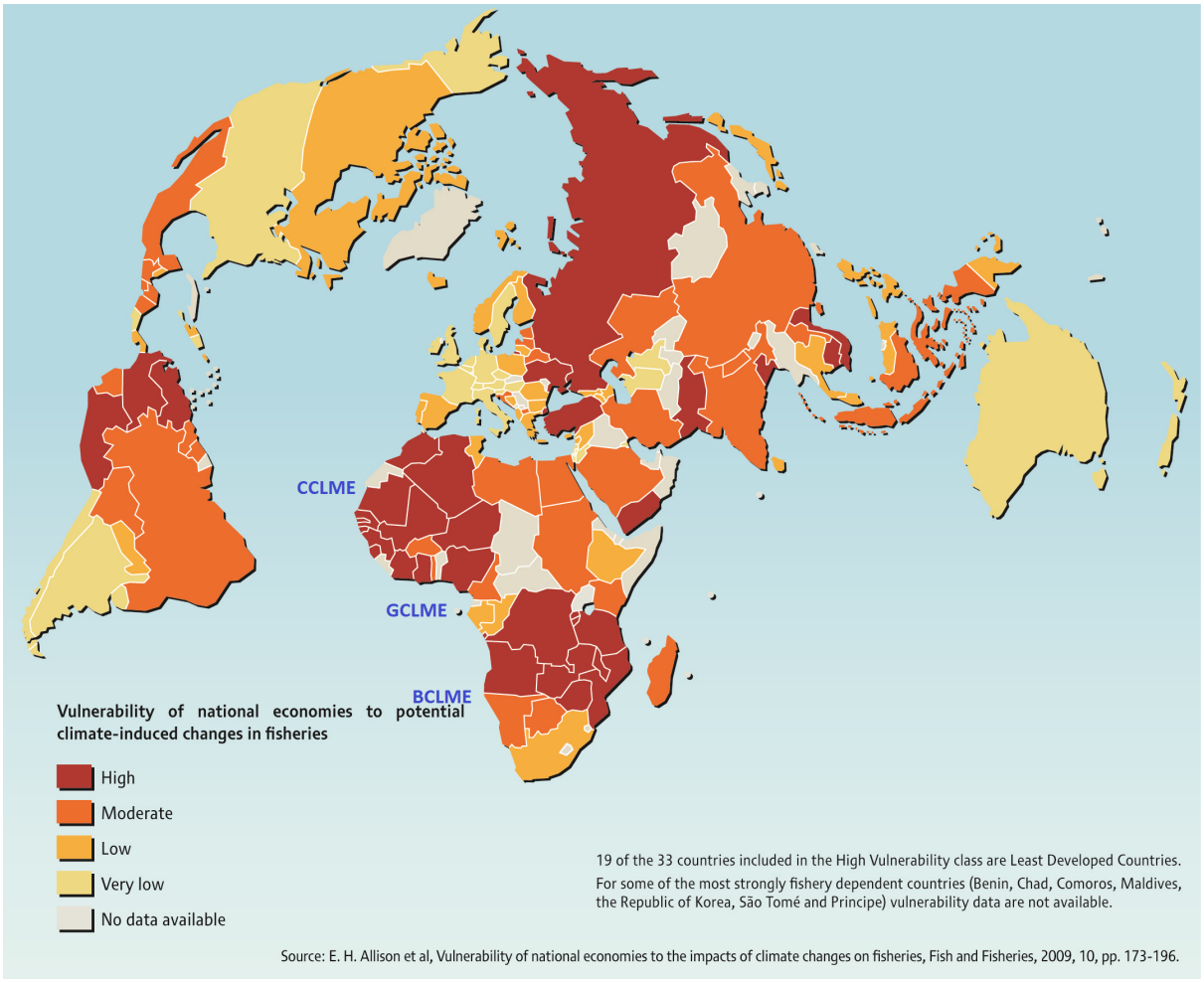


Figure 2 : Vulnérabilité économique aux conséquences du changement climatiques sur la pêche. Étude réalisée avec le scénario B2 de l'IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*), i.e. développement local et moins d'émissions. Adapté de Allison et al. (2009). Copyright : GRID-Arendal.

La modélisation de l'Atlantique tropical reste un défi : la majorité des modèles de climat présentent un biais positif en température dans la partie orientale de cet océan (Toniazzo and Woolnough 2013), et ne s'accordent pas sur les projections climatiques dans cette région. Cela réduit notre confiance dans les projections climatiques de la mousson africaine et des ressources marines. Une meilleure compréhension de la variabilité interannuelle de l'Atlantique équatorial et des processus physiques associés, notamment au niveau des interactions océan-atmosphère, est un moyen d'améliorer nos modèles. Par exemple, si l'on parvient à expliquer comment les anomalies de vent modifient la température de surface de la mer, nous serions en mesure de perfectionner sa modélisation. L'atmosphère interagissant avec l'océan, il faut également améliorer la représentation de l'action des anomalies de température de surface de la mer sur le vent pour compléter ce cercle vertueux.

Le projet PREFACE (*Enhancing PREdiction oF tropical Atlantic ClimatE and its impacts*, 2013-2017) a pour objectifs de réduire nos incertitudes sur le fonctionnement du climat de l'Atlantique tropical. Les processus océaniques et les interactions continent-océan-atmosphère font l'objet d'études détaillées afin d'identifier les erreurs systématiques des modèles, et mieux quantifier les impacts du

changement climatique sur l'Atlantique tropical. Ce projet à également pour but d'évaluer les impacts socio-économiques liés au changement climatique (e.g. modifications des écosystèmes marins, perturbation de la mousson africaine,…), sur les pays de l'Afrique de l'Ouest. Cette thèse s'inscrit dans le projet PREFACE et participe au thème de recherche : « *Role of ocean processes in climate variability* ».

L'identification des facteurs de variabilité des processus océaniques qui pilotent les anomalies de température est la voie que nous avons choisie pour mieux expliquer l'intensité de la langue d'eau froide. La mousson africaine étant influencée par le refroidissement équatorial, ce travail pourrait permettre une meilleure prévisibilité de la quantité de précipitations sur l'Afrique de l'Ouest et le Sahel. Notre réflexion s'organise autour de quelques grands thèmes : 1) identifier la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide sur une longue période, 2) dégager les facteurs associés à cette variabilité, 3) essayer de comprendre, à l'aide d'une méthodologie robuste, les principaux processus qui conduisent à la formation des événements les plus forts de la langue d'eau froide.

Ce mémoire se compose de cinq chapitres :

Le chapitre 1 présente la langue d'eau froide et la dynamique de l'Atlantique tropical. Nous y abordons différentes théories expliquant le refroidissement équatorial et dressons un bilan de nos connaissances concernant sa variabilité interannuelle. Les motivations de notre travail sont introduites en détaillant notre compréhension de l'interaction entre la langue d'eau froide et la mousson de l'Afrique de l'Ouest. Nous présentons à la fin de ce chapitre les outils que nous avons choisis pour réaliser notre étude.

Le chapitre 2 propose en premier lieu une rapide intercomparaison de produits dérivés d'observations. Nous présentons également la méthodologie employée dans cette thèse pour l'étude de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique. Contrairement à d'autres travaux, qui comparent les années une à une, nous avons choisi d'analyser à l'aide de composites les événements les plus froids et les plus chauds de langue d'eau froide sur une période longue. Suite à l'analyse approfondie de ces événements dans les jeux de données issus d'observations, nous avons choisi de compléter ce travail par un modèle.

Le chapitre 3 présente les principales caractéristiques du modèle océanique NEMO que nous utilisons dans la suite de la thèse. Ce modèle nous donne accès à plusieurs diagnostics permettant de comprendre les processus à l'origine des anomalies de température de surface de la mer. Les modifications que nous avons apportées à la configuration de base du modèle sont décrites, et différents aspects des simulations sont comparés avec les produits utilisés dans le chapitre 2 et quelques observations, afin de valider nos simulations numériques.

Le chapitre 4 présente l'exploitation des résultats issus de simulations concernant les processus océaniques contrôlant la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide. Cette étude est réalisée en utilisant le bilan de chaleur de la couche de mélange calculé en ligne dans le modèle. Ce travail s'est focalisé sur les événements froids et chauds de la langue d'eau froide que nous avons sélectionnés

dans le chapitre 2. Ces résultats font l'objet d'un article soumis dans la revue *Climate Dynamics* (Planton et al. 2015).

Le chapitre 5 apporte des résultats complémentaires sur la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide, qui renforcent notre compréhension des mécanismes à l'origine des anomalies de température. Ils concernent : l'influence de la région étudiée (boîte dans laquelle est défini l'indice de température, le bilan de chaleur…), le rôle de la vitesse verticale et du cisaillement vertical de courant, et l'étude de cas particuliers de la langue d'eau froide.

Ce manuscrit se termine par une conclusion présentant la synthèse des principaux résultats de la thèse et propose quelques perspectives à ce travail.

Chapitre 1

Variabilité climatique de l'Atlantique tropical

La langue d'eau froide est un des éléments fondamentaux du système couplé océan-atmosphère dans Atlantique tropical. Après une présentation du contexte atmosphérique et océanique général (section 1.1), nous décrivons la langue d'eau froide ainsi que des théories proposées pour expliquer son apparition (section 1.2). Nous présentons ensuite un phénomène qui subit l'influence du refroidissement équatorial : la mousson africaine (section 1.3). La variabilité interannuelle de la langue d'eau froide est décrite dans la section 1.4, avec un bilan de notre compréhension de ce phénomène. Enfin, la section 1.5 expose un « cahier des charges » concernant le type de jeux de données que nous souhaitons utiliser, et propose une discussion sur les produits à notre disposition pour cette étude. La section 1.6 présente une brève synthèse des thèmes abordés dans ce chapitre et pose les questions auxquelles nous allons tenter de répondre dans ce mémoire.

Chapitre 1 9
1.1 Contexte général 10
1.1.1 Circulation atmosphérique 11
1.1.2 Circulation océanique 13
1.2 La langue d'eau froide 13
1.2.1 Qu'est-ce que la langue d'eau froide ? 13
1.2.1 Comment se forme-t-elle ? 16
1.3 Lien entre la langue d'eau froide et la mousson africaine 21
1.4 La variabilité interannuelle 23
1.4.1 Caractérisation de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique 23
1.4.2 Comment explique-t-on la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide ? 26
1.5 Comment étudier la variabilité interannuelle ? 28
1.6 Synthèse du chapitre 34

1.1 Contexte général

L'atmosphère et les océans sont des systèmes complexes qui ont une forte interaction à leur interface. Les vents et courants de l'Atlantique tropical sont intrinsèquement liés à la dynamique de l'ensemble de la Terre. Cette partie propose donc une brève description des circulations atmosphérique et océanique globales, avant de nous concentrer sur l'Atlantique tropical.

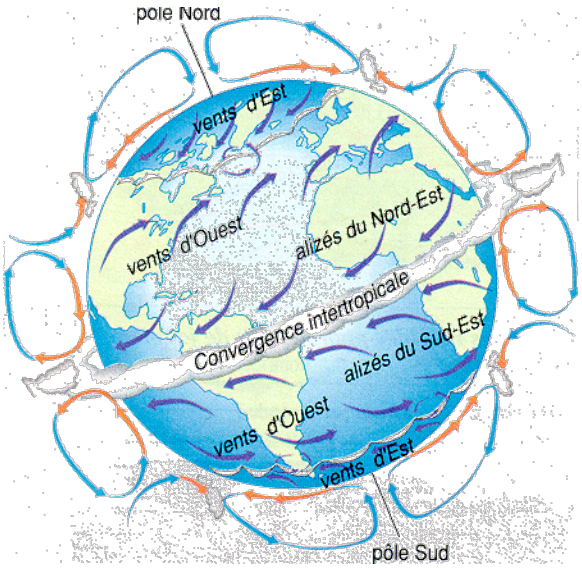


Figure 1.1 : Représentation schématique de la circulation de Hadley. Figure tirée de http://eduscol.education.fr/obter/appliped/circula/theme/atmo322.htm.

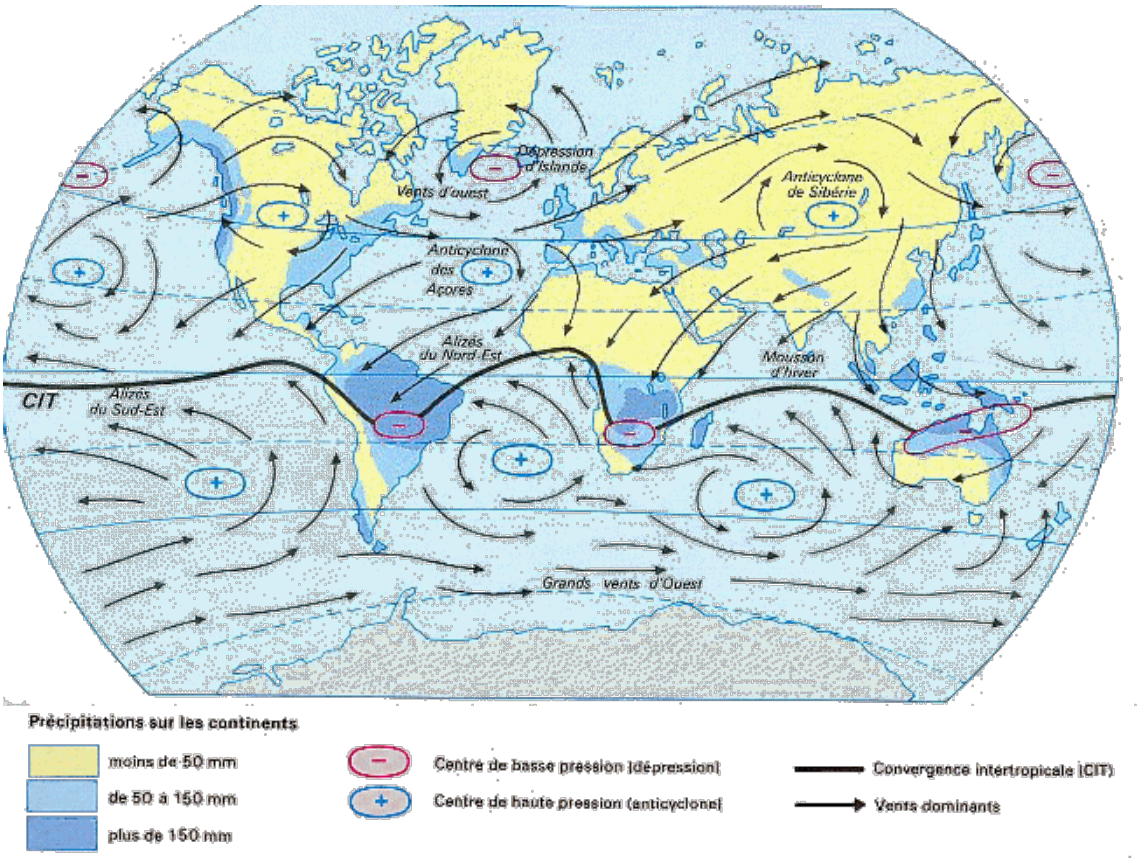


Figure 1.2 : Représentation schématique de la circulation atmosphérique générale et des précipitation moyenne. Figure tirée de http://eduscol.education.fr/obter/appliped/circula/theme/atmo322.htm.

1.1.1 Circulation atmosphérique

Le principal moteur des mouvements atmosphériques est le soleil. Il réchauffe inégalement la surface de la Terre, et l'augmentation de température est maximale dans les tropiques. Cette énergie excédentaire est stockée sous forme de chaleur latente dans les systèmes convectifs situés dans la zone de convergence intertropicale (ITCZ pour *InterTropical Convergence Zone*). Les vents de basse couche convergent vers cette bande de faible pression et cela génère de forts mouvements ascendants. En raison de la force de Coriolis, ces vents sont dirigés vers l'ouest : les alizés (Figure 1.1 et Figure 1.2). En altitude la circulation diverge, et les masses d'air se refroidissent et on retrouve des zones de subsidences dans les anticyclones tropicaux. La Figure 1.1 représente cette circulation méridienne que l'on appelle la circulation de Hadley. À la surface, la circulation atmosphérique s'organise autour des centres de basse pression (dépressions) et de haute pression (anticyclones) décrits par la circulation de Hadley (Figure 1.1 et Figure 1.2).

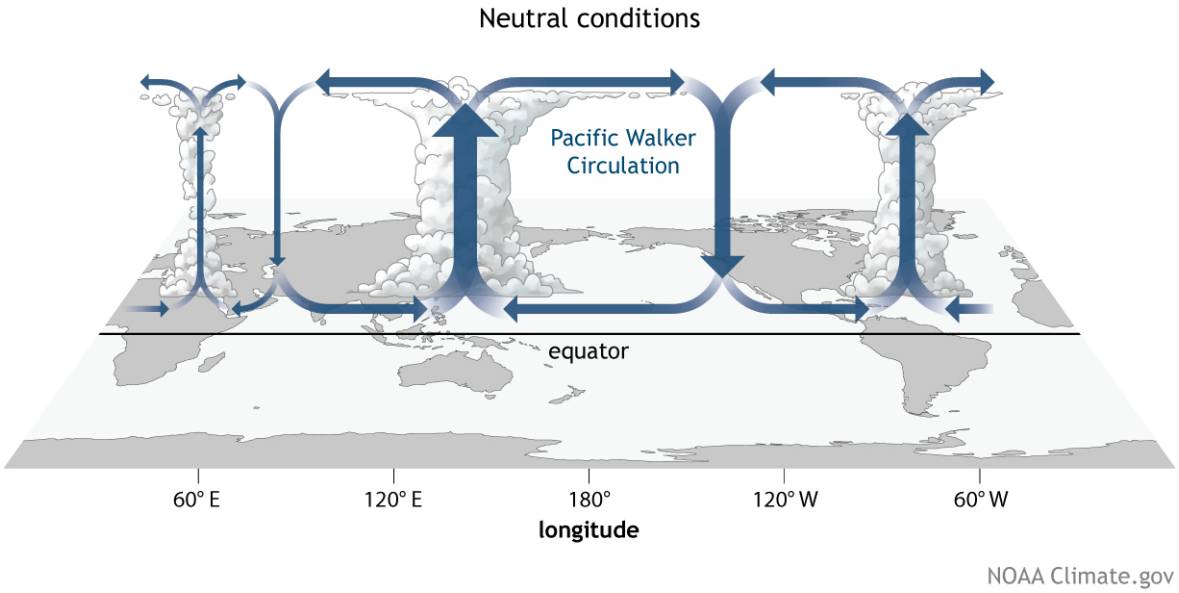


Figure 1.3 : Représentation schématique de la circulation de Walker Figure tirée de Lau and Yang (2002).

Dans les tropiques, le rayonnement solaire implique donc un gain d'énergie qui est en partie redistribué par l'atmosphère via la circulation de Hadley (Figure 1.1) et également stocké (forte capacité thermique) dans les océans puis transporté vers les pôles par les courants (Figure 1.4). Sur les continents tropicaux, ce gain d'énergie ne peut ni être emmagasiné (faible capacité thermique), ni véhiculé par le sol (faible conductivité thermique). Cette énergie est donc réémise par le sol, entraînant des mouvements verticaux. L'activité convective est par conséquent plus intense sur continent que sur l'océan. Ainsi une circulation zonale relie en moyenne sous forme de rouleaux (Figure 1.3), les pôles de convection continentaux (sauf dans le Pacifique occidental où la forte convection est située au-dessus de la warm pool) et les zones de subsidence dans la partie orientale des océans (sauf dans l'océan Indien où les subsidences sont situées sur le bord ouest). Cette circulation moyenne, appelée circulation de Walker, est un schéma théorique permettant de représenter une réalité bien plus complexe.

Cette circulation zonale (Figure 1.3) s'ajoute aux mouvements générés par la circulation de Hadley, et renforce les alizés (Figure 1.1 et Figure 1.2). Pendant l'été boréal, l'Atlantique et le Pacifique équatorial sont plus froids dans les régions orientales qu'occidentales. Ce phénomène est expliqué dans la section 1.2. La circulation de Walker est associée à une rétroaction positive, appelée rétroaction de Bjerknes (1969), dans laquelle les alizés augmentent le gradient zonal de température de surface de la mer (SST pour *Sea Surface Temperature*), renforçant le gradient zonal de pression, qui à son tour intensifie les alizés.

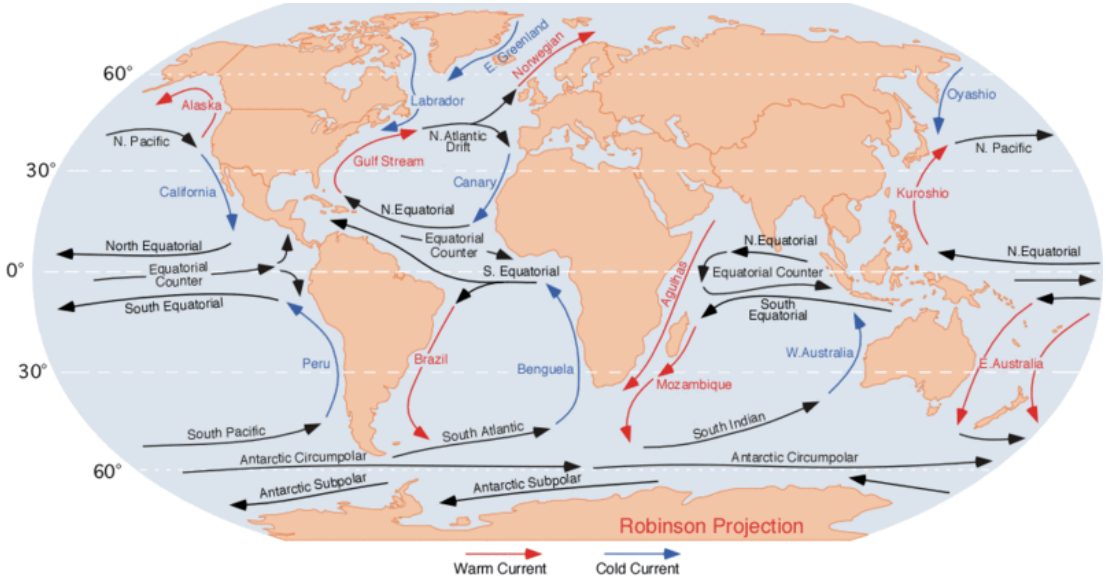


Figure 1.4 : Représentation schématique de la circulation océanique de surface. Les courants chauds sont indiqués en rouge, et les courants froids en bleu. Figure tirée de http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8q_1.html

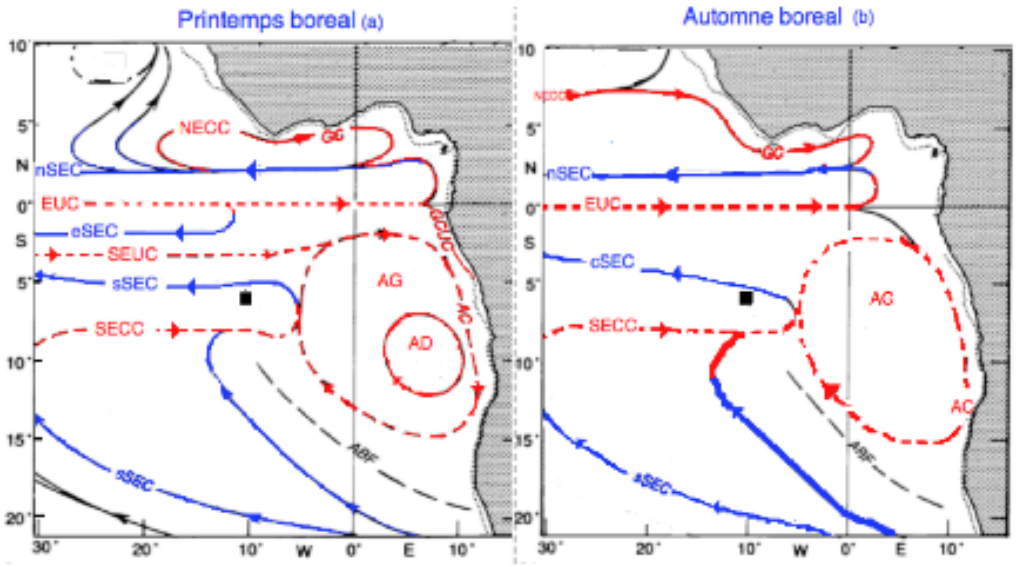


Figure 1.5 : Représentation schématique des principaux courants de surface et de subsurface entre 0 et 100 m au a) printemps et b) automne boréal. En surface (trait continu) : contre courant équatorial nord (NECC), courant de Guinée (GC), courant équatorial sud (SEC) avec ses branches nord (nSEC), équatorial (eSEC), centrale (cSEC) et sud (sSEC) ; en subsurface (trait pointillé) : sous-courant équatorial (EUC), sous-courant équatorial sud (SEUC), contre courant équatorial sud (SECC), sous-courant du Gabon-Congo (GCUC), le gyre Angola (AG), le dôme d'Angola (AD) et le courant d'Angola (AC). Les courants en rouge correspondent aux courants vers l'est et en bleu vers l'ouest. ABF désigne le front Angola-Benguela. Figure tirée de Parard (2011), réalisée d'après Stramma and Schott (1999).

1.1.2 Circulation océanique

La circulation océanique globale de surface (Figure 1.4) ressemble à la circulation atmosphérique (Figure 1.2) : les courants du bord oriental des océans convergent vers l'équateur en transportant avec eux les eaux froides venant des pôles, tandis que les courants du bord occidental des océans se dirigent vers les pôles, emportant avec eux la chaleur stockée à l'équateur. Plusieurs phénomènes permettent d'expliquer cette circulation sous forme de « gyre » : l'inégale répartition du rayonnement solaire, la force de Coriolis, la forme des continents et la circulation atmosphérique.

Un zoom sur la circulation océanique dans l'Atlantique équatorial (Figure 1.5) nous montre que la répartition des courants est bien plus complexe. Nous nous intéressons principalement à deux courants de l'équateur : le courant équatorial sud (SEC pour *South Equatorial Current*) et le sous-courant équatorial (EUC pour *Equatorial UnderCurrent*).

La Figure 1.5 propose une déclinaison en plusieurs branches du SEC décrites par Stramma and Schott (1999). Dans cette thèse nous utilisons le terme général « SEC » pour décrire l'ensemble des courants de surface dirigés vers l'ouest entre 5°S et 4°N. Notre terme regroupe donc le SEC central (cSEC), équatorial (eSEC) et la branche nord du SEC (nSEC). Selon Peterson and Stramma (1991), la vitesse de ce courant n'excède que rarement 0,5m/s, et son transport est en moyenne de 12Sv. Cependant, les mesures récentes indiquent un transport plus faible, avec un cycle saisonnier assez fort : pendant l'hiver et le printemps boréal le transport est de 4,5Sv, puis il augmente jusqu'à atteindre 12,5Sv pendant l'été boréal (Bourlès et al. 1999). D'après Bourlès et al. (1999), la vitesse de ce courant est également plus intense au sud de l'équateur (0,6m/s) qu'au nord (0,3m/s).

L'EUC est un puissant courant de subsurface. Il se situe entre 2°S et 2°N, et traverse l'Atlantique d'ouest en est. À 23°W, le noyau de l'EUC se trouve en moyenne à 90m de profondeur et à 0,15°S, sa vitesse est de 0,75m/s et son transport est de 13,8Sv (Brandt et al. 2006, 2014). À 10°W, le noyau de l'EUC se situe à 55m de profondeur et à 0,2°S, sa vitesse est de 0,64m/s et son transport est de 12,1Sv (Kolodziejczyk et al. 2009). Donc d'après ces auteurs, l'EUC remonte vers la surface en se propageant vers l'est, sa vitesse et son transport diminuent légèrement.

1.2 La langue d'eau froide

1.2.1 Qu'est-ce que la langue d'eau froide ?

L'observation de la SST moyenne sur l'ensemble de la bande tropicale permet d'identifier qu'en avril (Figure 1.6a), la SST est particulièrement chaude (supérieure à 26°C) entre 20°S et 20°N. Les seules régions où la SST est plus faible se situent dans le Pacifique au large du Chili, ainsi que dans l'Atlantique au large de la Namibie et de la Mauritanie. D'avril à août, les océans de l'hémisphère sud se refroidissent pendant l'hiver austral, tandis que les océans de l'hémisphère nord se réchauffent pendant l'été boréal. Dans l'hémisphère sud, les régions de SST froides au large du

Chili et de la Namibie gagnent vers le nord, mais on voit surtout une extension de ces refroidissements le long de l'équateur. L'extension est plus grande dans le Pacifique que dans l'Atlantique. Ce sont ces refroidissements le long de l'équateur que l'on appelle des langues d'eau froide (Figure 1.6b).

Afin de mieux caractériser les langues d'eau froide, on les étudie en réalisant une moyenne sur une région. L'indice de température dans la zone EEP (pour *Eastern Equatorial Pacific* ; Figure 1.6b) est utilisé par Song et al. (2014) pour étudier la langue d'eau froide Pacifique, et nous utilisons la "boîte centrale" pour l'Atlantique (Figure 1.6b). Les cycles annuels moyens calculés dans ces régions (Figure 1.7) montrent que :

- la température moyenne est plus chaude dans l'Atlantique (25,9°C) que dans le Pacifique (24,7°C),
- l'intensité du refroidissement est en moyenne plus forte dans l'Atlantique (4,5°C) que dans le Pacifique (4°C),
- la durée de la période froide est plus courte dans l'Atlantique que dans le Pacifique.

Notons que ces différences peuvent être causées par la position et la taille des boîtes : la boîte Pacifique est située dans la partie orientale de l'océan alors que la boîte Atlantique est presque au centre de l'océan, et la boîte Pacifique 3 fois plus grande que la boîte Atlantique.

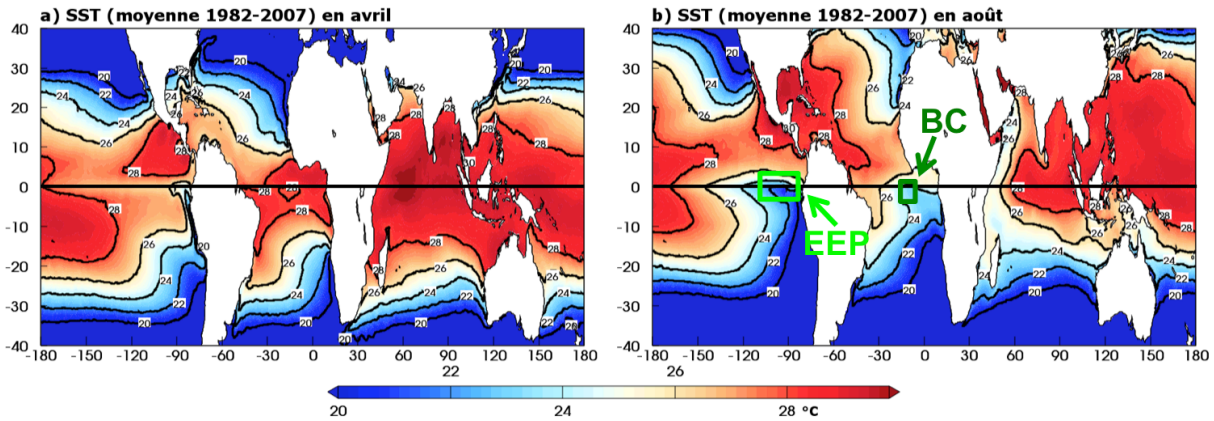


Figure 1.6 : SST moyenne (1982-2007) du mois de a) avril, et b) août (en °C, isolignes tous les 2°C), dans la bande tropicale, calculée à partir des données Reynolds et al. (2007). Délimitations spatiales de la boîte Pacifique (EEP) [110°W-85°W ; 3°S-3°N] et de la boîte Atlantique (BC) [15°W-6°W ; 4°S-1°N].

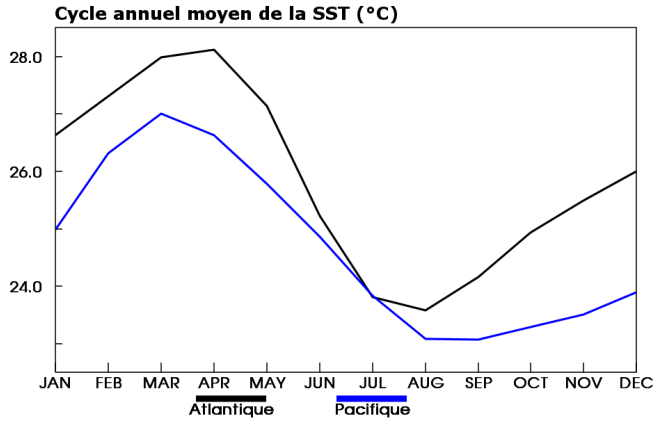


Figure 1.7 : Cycles annuels moyens (moyenne 1982-2007) de la SST (en °C) dans la boîte EEP (Pacifique) [110°W-85°W ; 3°S-3°N] en bleu et la "boîte centrale" (Atlantique) [15°W-6°W ; 4°S-1°N] en noir, calculés à partir des données Reynolds et al. (2007).

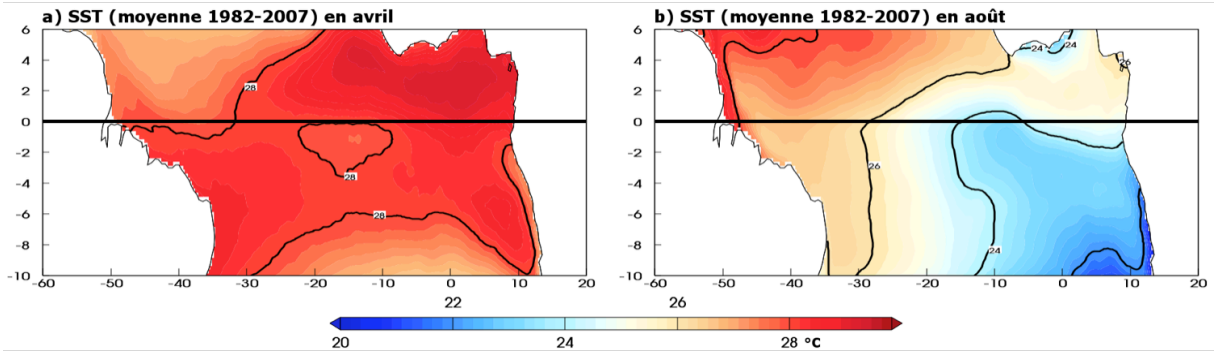


Figure 1.8 : Idem Figure 1.6 uniquement dans l'Atlantique équatorial.

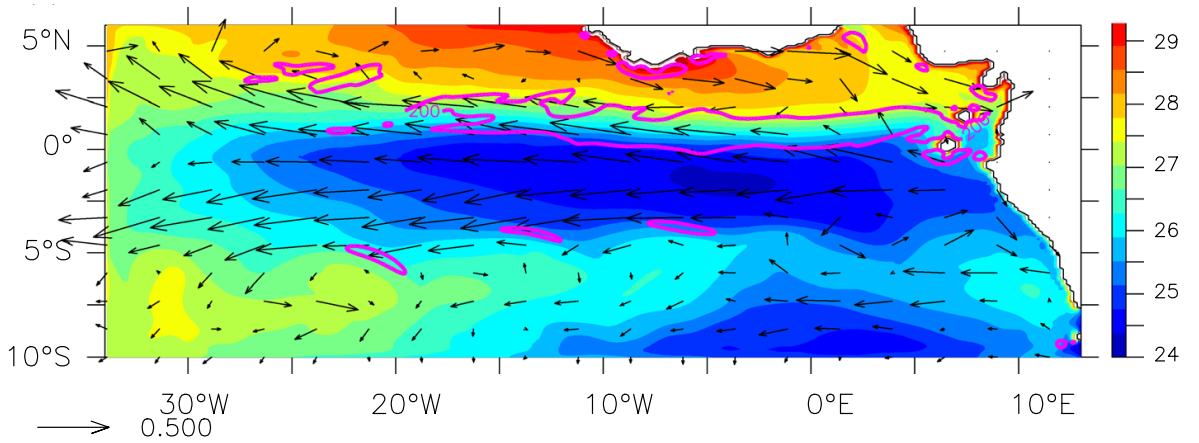


Figure 1.9 : Moyenne sur la période mai-juin-juillet-août de la SST (couleurs, en °C), du carré du gradient de SST (isolignes magenta, à $2x10^{-10}$ °C^2/m^2) et du courant de surface (vecteurs, en m/s). Figure tirée de Giordani and Caniaux (2014).

La langue d'eau froide Atlantique (ACT pour *Atlantic Cold Tongue* ; Figure 1.7 et Figure 1.8) est la région de l'Atlantique où le cycle saisonnier est le plus fort (Wauthy 1983). Ce fort refroidissement, qui a lieu chaque année (Caniaux et al. 2011), atteint un minimum de température situé en moyenne à 10°W, juste au sud de l'équateur (Figure 1.8b).

L'apparition de la langue d'eau froide coïncide avec l'intensification des alizés de sud-est (Hastenrath and Lamb 1978). Parallèlement l'ITCZ, située entre l'équateur et 5°N (entre 5°W et 5°E) pendant l'hiver et le début du printemps boréal, migre jusqu'à 20°N (entre 5°W et 5°E) pendant l'été boréal, au-dessus du continent africain (Picaut 1983 ; Colin 1989 ; Waliser and Gautier 1993).

Lorsque ce refroidissement se met en place, l'observation précise de l'Atlantique équatorial montre un fort gradient méridien de SST, situé juste au nord de l'ACT (zone indiquée par le contour magenta sur la Figure 1.9) : le front équatorial. Cette zone de front existe car elle est en permanence alimentée par la convergence du nSEC transportant les eaux froides de l'ACT vers le nord, et du courant de Guinée (GC) qui transporte vers le sud les eaux chaudes du Golfe de Guinée (Giordani and Caniaux 2014). Ce gradient méridien de température a des répercussions sur la circulation atmosphérique, en renforçant le vent dirigé vers le nord (e.g. Gu and Adler 2004 ; Okumura and Xie 2004 ; Caniaux et al. 2011).

1.2.1 Comment se forme-t-elle ?

De nombreuses études de l'ACT ont successivement proposé différentes causes du refroidissement équatorial. Cette partie propose un rapide historique des principales théories qui ont été développées depuis le milieu du 20e siècle, avant de les comparer à notre compréhension actuelle des refroidissements Atlantique et Pacifique.

Une première théorie pour expliquer les formations des langues d'eau froides est la divergence d'Ekman (Cromwell 1959 ; Stommel 1960). Les alizés soufflent vers l'ouest le long de l'équateur. Selon la théorie d'Ekman, la friction de ces vents à la surface de l'océan entraîne les couches d'eaux superficielles, et sous l'effet de la force de Coriolis, ce mouvement est dévié vers le nord dans l'hémisphère nord, et vers le sud dans l'hémisphère sud. Pour compenser cette divergence des couches d'eaux superficielles de l'océan, l'eau froide venant de la subsurface remonte (upwelling) entraînant le refroidissement saisonnier de l'Atlantique équatorial. Cependant, les alizés sont les plus intenses dans la partie occidentale de l'Atlantique équatorial (Figure 1.10 et Figure 1.11), ce qui devrait générer un fort refroidissement selon cette théorie, or l'ACT n'est présente que dans la partie orientale du bassin. La divergence d'Ekman seule ne peut donc pas expliquer la formation de l'ACT.

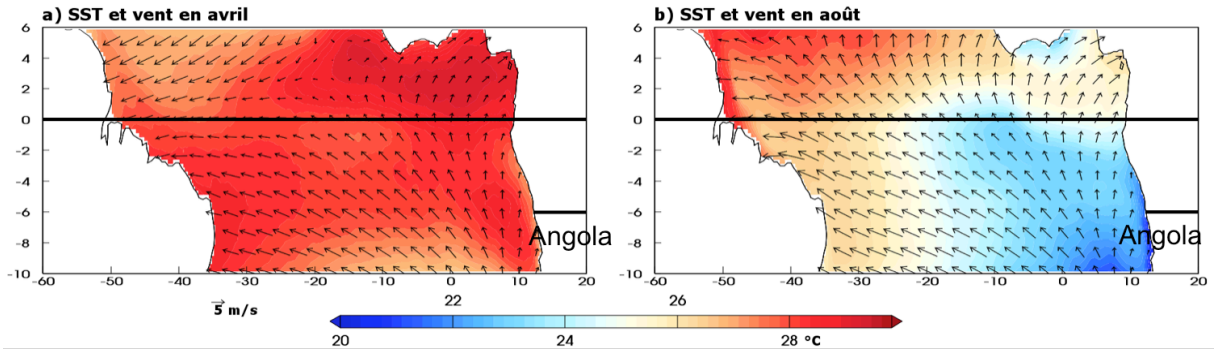


Figure 1.10 : SST (couleurs, en °C) et vent de surface (vecteurs, en m/s), au mois de a) avril, et b) août, dans l'Atlantique équatorial. SST (moyenne 1982-2007) calculée avec les données Reynolds et al. (2007), et vent de surface (moyenne 2000-2009) calculé à partir des données QuickSCAT (*Quik SCATterometer*).

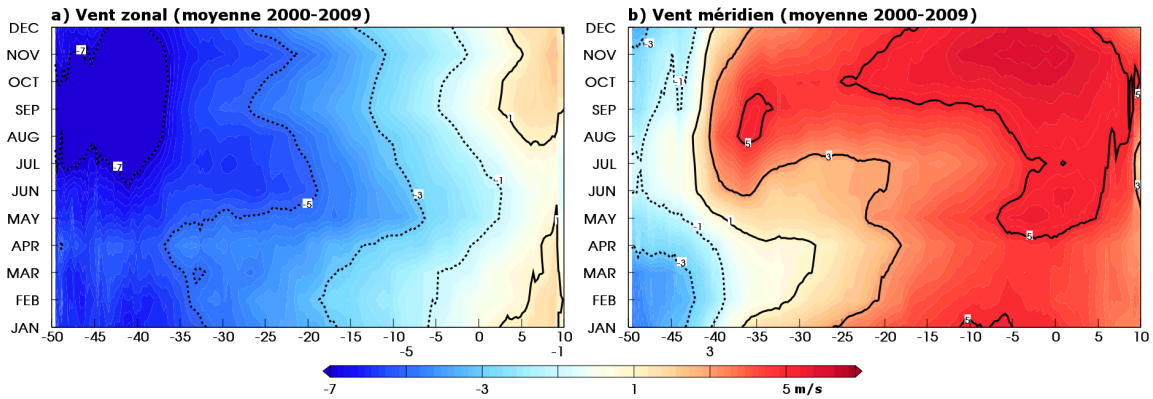


Figure 1.11 : Diagramme de Hovmöller temps versus longitude (moyenne en latitude 4°S-1°N) entre 50°W et 10°E du cycle annuel moyen (moyenne 2000-2009) de a) la composante zonale du vent de surface, et b) la composante méridienne du vent de surface (en m/s, isolignes tous les 2m/s), calculées à partir des données QuickSCAT.

D'autres études ont suggéré le rôle important du cisaillement de courant et du mélange vertical pour expliquer le refroidissement à l'équateur (Hisard 1973 ;

Voituriez and Herbland 1977). Ces auteurs montrent que la remontée d'eau froide (upwelling) pendant l'été boréal est le résultat de l'intensification des mélanges verticaux, provoquée par l'augmentation du gradient vertical du courant zonal. L'augmentation de ce gradient est causée par la remontée de l'EUC et l'accélération du SEC. Qiao and Weisberg (1997), en utilisant des observations de l'EUC dans le Pacifique, mettent l'accent sur le rôle de ce courant car ils montrent que les zones d'upwelling se situent uniquement au-dessus du noyau de l'EUC. Ce résultat a également été montré dans l'est de l'Atlantique à l'aide d'un modèle (Giordani et al. 2013).

Quelques années plus tard, des études ont expliqué le refroidissement équatorial à l'aide des ondes de Kelvin (Moore et al. 1978 ; Adamec et O'Brien 1978 ; Houghton 1989). Les auteurs montrent que l'intensification des alizés dans l'ouest de l'Atlantique équatorial génère des ondes de Kelvin qui se propagent en direction de l'Afrique le long de l'équateur. Ces ondes sont réfléchies en ondes de Rossby à proximité du continent africain et génèrent de l'upwelling le long de l'équateur. Cette théorie propose donc une explication à la diminution de la profondeur de la thermocline au moment de la formation de la langue d'eau froide, qui est, elle, corrélée avec le rapide refroidissement de l'ACT. Cependant cette théorie ne montre pas comment le refroidissement atteint la surface : elle suppose que les mouvements de la thermocline ont un impact jusqu'à la SST. La propagation des ondes n'explique pas pourquoi l'ACT se situe au sud de l'équateur, mais ces études proposent que cette localisation puisse être attribuée à la circulation océanique de surface.

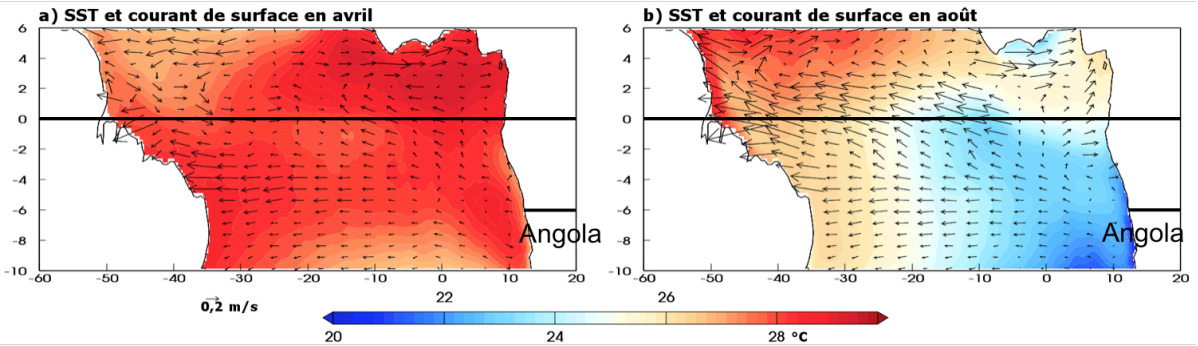


Figure 1.12 : Idem Figure 1.10 pour les vecteurs représentent ici le courant de surface moyen (moyenne 2000-2009, en m/s), calculé à partir des données GEKCO (*Geostrophic and EKman Current Observatory* ; Sudre et al. 2013).

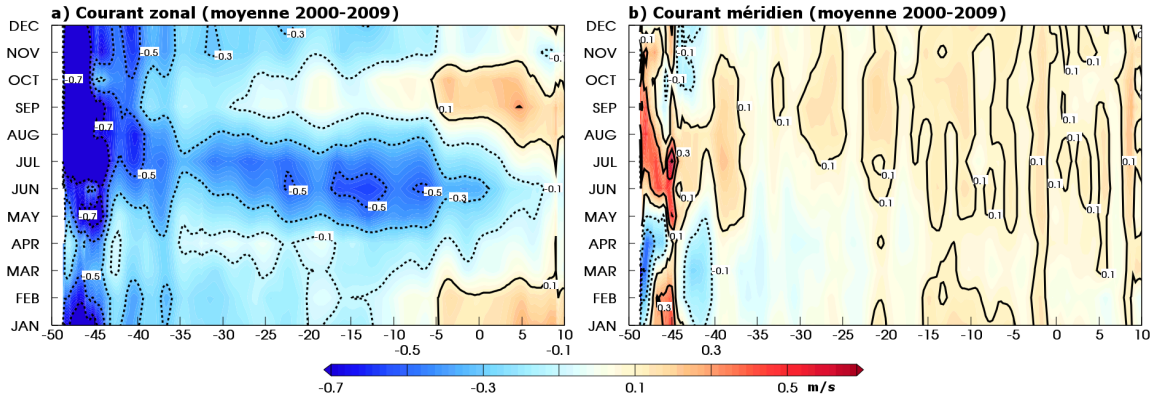


Figure 1.13 : Idem Figure 1.11 pour le courant de surface a) zonal et b) méridien (en m/s, isolignes tous les 0,2m/s), calculé à partir des données GEKCO (Sudre et al. 2013).

Philander and Pacanowski (1981) ont suggéré que le refroidissement équatorial est causé par l'advection d'eau froide provenant des côtes africaines. En effet, au large de l'Angola, il existe une zone d'upwelling (upwelling du Benguela) qui est l'un des plus importants systèmes d'upwelling du monde (Chavez and Messié 2009). Dans cette région, les courants océaniques sont déviés vers le large sous l'effet du vent (courant d'Ekman) et le rotationnel du vent génère une remontée d'eau froide (pompage d'Ekman) refroidissant fortement les côtes (Nelson and Hutchings 1983 ; Fennel 1988, 1999). L'intensification de la vitesse du vent pendant le printemps et l'été boréal provoque un fort upwelling le long des côtes africaines, entre 35°S et 6°S (Figure 1.6 et Figure 1.10 ; Giordani and Caniaux 2011). D'après Stramma and Schott (1999), la branche sud du SEC (sSEC) est alimentée par le courant froid du Benguela. Le sSEC est de faible intensité (environ 0,1m/s), et s'étend entre l'Angola et l'équateur (Figure 1.5 et Figure 1.12). Les diagrammes de Hovmöller des composantes zonale et méridienne du courant de surface (Figure 1.14) montrent qu'en moyenne entre 15°S et 1°N, le courant est dirigé vers le nord-ouest de mars à août. Le sSEC peut donc advecter l'eau froide de l'upwelling du Benguela vers l'ACT. En subsurface, le gyre d'Angola s'étend également de l'Angola à l'équateur (Figure 1.5), et peut aussi participer à l'advection d'eau froide vers l'ACT.

Cependant, la faible vitesse du sSEC proposée par Stramma and Schott (1999), et par les données GEKCO (*Geostrophic and EKman Current Observatory* ; Sudre et al. 2013), ainsi que la grande distance séparant le front de Benguela du minimum de température de l'ACT (environ 2700km), nous indiquent qu'il faudrait presque 10 mois pour que l'eau froide de l'upwelling du Benguela soit transportée jusqu'à l'ACT. Ce temps est beaucoup trop long par rapport à la durée du refroidissement de l'ACT (4 mois).

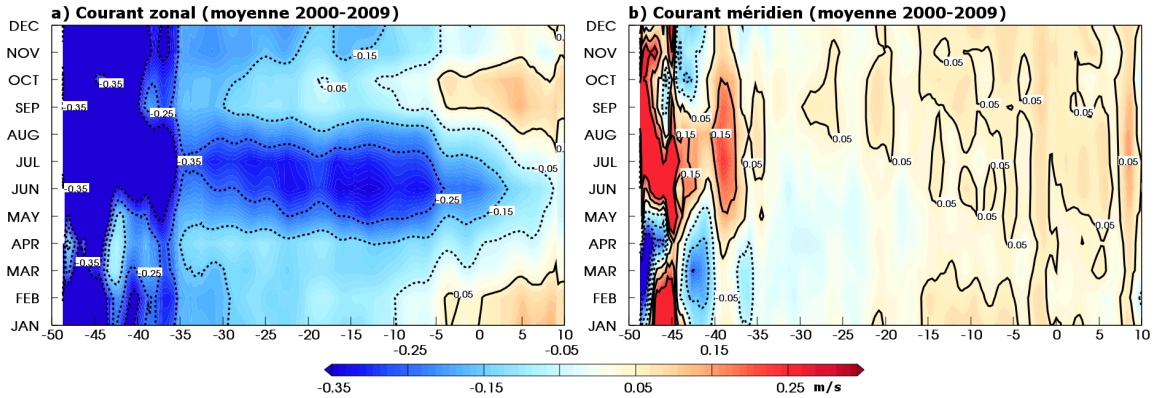


Figure 1.14 : Idem Figure 1.13, les courants de surface sont moyennés entre 15°S-1°N.

Toutes les études récentes s'accordent sur le fait que le refroidissement de l'ACT a lieu localement et est causé par des processus verticaux de subsurface. L'océan près de la surface est fortement mélangé, ce qui crée une zone de température constante sur la verticale, que l'on appelle la couche de mélange (MLD pour *Mixed-Layer Depth* ; de Boyer Montégut et al. 2004 ; Figure 1.15 et Figure 1.16). Giordani et al. (2013) ont montré en utilisant un modèle océanique que le refroidissement de l'ACT autour de 10°W provient de la base de cette couche de mélange. Cette perte de chaleur a été mesurée, et peut atteindre -100W/m^2

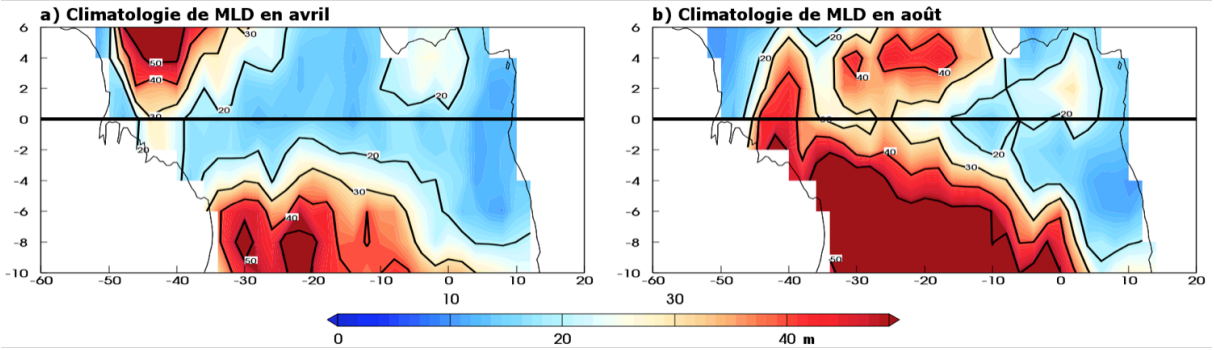


Figure 1.15 : Profondeur de la couche de mélange (MLD), au mois de a) avril, et b) août, (en m, isolignes tous les 10m) dans l'Atlantique équatorial, calculé à partir de la climatologie de MLD de de Boyer Montégut (2004).

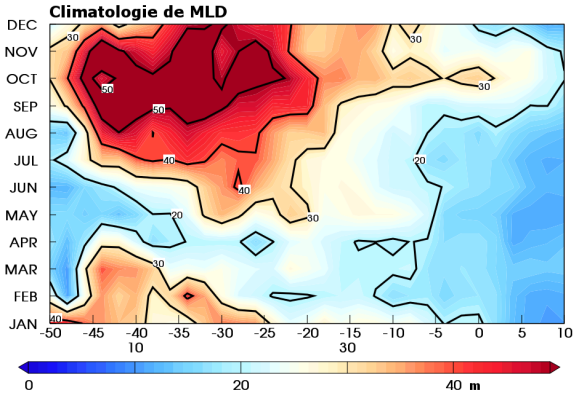


Figure 1.16 : Diagramme de Hovmöller temps versus longitude (moyenne en latitude 4°S-1°N) entre 50°W et 10°E du cycle annuel moyen de la profondeur de la couche de mélange (MLD) (en m, isolignes tous les 10m), calculé à partir de la climatologie de MLD de de Boyer Montégut (2004).

(Hummels et al. 2013, 2014). Il a été montré que ce refroidissement est produit par l'introduction d'eau froide venant de la thermocline dans la couche de mélange, par mélange vertical.

Ce mélange peut provenir de l'augmentation de la turbulence dans les couches superficielles de l'océan (e.g. Giordani et al. 2013) avec l'intensification du vent d'avril à août (Figure 1.11) ou de l'augmentation du cisaillement vertical de courant entre l'EUC et le SEC (Brandt et al. 2014), ce qui montre que la théorie de Hisard (1973) et Voituriez and Herbland (1977) est toujours d'actualité. La compréhension actuelle du refroidissement additionne les processus tel que la divergence des courants de surface ou la propagation d'ondes pour expliquer un upwelling sous la couche de mélange.

Concernant l'advection horizontale, des études utilisant des modèles (Peter et al. 2006 ; Jouanno et al. 2011a, 2011b ; Giordani et al. 2013) montrent que le long de l'équateur l'ACT, sauf son extrémité ouest, est réchauffée par advection. Certaines études locales, basées sur des observations ont montré que vers 10°W-0°N, l'advection horizontale est presque nulle (Foltz et al. 2003 ; Hummels et al. 2013, 2014) pendant la période de formation de l'ACT (d'avril à août), tandis que d'autres (utilisant des observations mais moyennées sur une boîte) indiquent un faible refroidissement par advection (Wade et al. 2011b ; Schlundt et al. 2014). Il n'y a donc pas de consensus quant au rôle de ce processus sur la tendance de température de

l'ACT. Comme ces études n'analysent ni la même année (ou la même période), ni la même position (ou la même boîte), les différents résultats suggèrent que la contribution de l'advection dépend de la région et de la période étudiée.

D'après les études récentes, l'upwelling du Benguela ne semble pas être une cause majeure de formation de l'ACT. Par conséquent, il a été longtemps question de savoir si l'upwelling du Benguela et le refroidissement de l'ACT sont des phénomènes séparés ou s'ils sont connectés. Lübbecke et al. (2010) ont montré que les événements froids (chauds) dans la région du Benguela pendant le printemps boréal sont étroitement liés aux événements froids (chauds) de l'ACT pendant l'été boréal. Les deux phénomènes sont fortement corrélés, et la corrélation est maximale quand le refroidissement du Benguela précède d'un mois celui de l'ACT (0,7). Ce décalage entre les deux phénomènes est cohérent avec d'autres études (Reason et al. 2006 ; Hu and Huang 2007 ; Polo et al. 2008 ; Rouault et al. 2009). Lübbecke et al. (2010) ont montré que ces refroidissements sont tous les deux contrôlés par les variations des vents dominants, qui semblent liées à l'intensité de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Cela suggère que ces refroidissements des SST sont deux manifestations d'un même phénomène.

Le refroidissement observé dans le Pacifique équatorial (Figure 1.6 et Figure 1.7) a été expliqué de manière similaire (Yu and McPhaden 1999 ; Wang and McPhaden 1999 ; Wang and Fu 2001 ; McPhaden et al. 2008 ; Moum et al. 2009, 2013). Comme dans l'Atlantique, deux phénomènes principaux ont été mis en évidence : l'upwelling et le mélange vertical. Ces deux processus sont fortement corrélés avec les variations saisonnières du vent, qui est relativement faible en hiver boréal, et s'intensifie du printemps à l'été boréal. Ce renforcement du vent semble donc la cause du cycle saisonnier des SST au niveau de l'équateur.

Comme dans l'Atlantique, la circulation océanique de surface a une importance secondaire. Les courants de surface ont un fort cycle saisonnier et ainsi le rôle de l'advection dépend fortement de la saison et de la position étudiée (Wang and McPhaden 1999). Mais en moyenne sur la période de la langue d'eau froide, l'advection horizontale réchauffe la langue d'eau froide, sauf son extrémité ouest (Wang and McPhaden 1999).

Depuis 10 ans maintenant, des capteurs de turbulence (χpod, Moum and Nash 2009) sont installés sur une bouée du réseau TAO (*Tropical Atmosphere Ocean* ; McPhaden et al. 1998) à 140°W-0°N, permettant de confirmer sur une série temporelle longue que le refroidissement de la SST dans le Pacifique équatorial est causé par le mélange vertical à la base de la couche de mélange. En 2014 deux capteurs de turbulence on été installés sur les bouées du réseau PIRATA (*PredIction and Research moored Array in The Atlantic* ; Bourlès et al. 2008) à 23°W-0°N et à 10°W-0°N dans l'Atlantique tropical. Il serait très intéressant que de tels capteurs soient installés de manière permanente sur l'ensemble des bouées du réseau PIRATA pour permettre une meilleure compréhension spatiale et temporelle du rôle de la turbulence lors de la formation de l'ACT.

Le fait qu'il n'y ait pas de langue d'eau froide dans l'océan Indien (Figure 1.6) peut avoir plusieurs origines. Premièrement, cela peut venir du fait qu'il n'y a pas de frontière fermée (continent) séparant l'océan Indien de l'océan Pacifique. L'eau chaude présente toute l'année sur le bord occidental du Pacifique (région que l'on appelle la « warm pool ») peut donc se déverser dans l'océan Indien. Une seconde raison vient du régime des vents dans la région. En effet, dans l'océan Indien, il n'y a pas de convergence des vents au niveau de l'équateur. Les vents dominants provenant de l'hémisphère sud soufflent en moyenne vers la péninsule Arabique, mais ils présentent de grandes variations saisonnières d'intensités et de directions. Ces fluctuations du vent ont des périodes plus courtes que le temps caractéristique d'ajustement de l'océan, ce qui peut empêcher l'apparition d'une langue d'eau froide.

1.3 Lien entre la langue d'eau froide et la mousson africaine

Afin de comprendre les motivations de l'étude de l'ACT, nous détaillons ici un phénomène qui interagit avec le refroidissement équatorial et qui a des répercussions sur les pays africains : la mousson.

Le front au nord de l'ACT (voir 1.2.1) a une grande importance dans la région (Caniaux et al. 2011 ; Giordani et al. 2014) car il produit des variations spatiales dans les flux turbulents et modifie la circulation dans la couche limite atmosphérique marine. Caniaux et al. (2011) et Giordani et al. (2014) suggèrent que les modifications de la circulation atmosphérique induites par le front influencent la mousson en Afrique de l'Ouest. Ils montrent qu'au niveau du front dans le golfe de Guinée, l'eau froide (chaude) est associée à une forte (faible) pression atmosphérique. Par conséquent, des centres de divergence (convergence) sont situés au-dessus des maxima (minima) des flux de chaleur, qui sont eux-mêmes situés au-dessus de l'eau froide (chaude). Comme le vent de surface est contrôlé par le gradient de pression et que ce gradient est lié à celui de la SST, la vitesse du vent est maximale sur le front. L'air se déplaçant de l'eau froide vers l'eau chaude, cela déstabilise la masse d'air, et accélère le vent au-dessus du front de SST. Cette accélération du vent dans le Golfe de Guinée développe l'instabilité lorsque la colonne atmosphérique arrive au-dessus des eaux chaudes. La communauté scientifique suspecte que cette accélération du vent joue un rôle sur ce qu'on appelle le saut de mousson (e.g. Gu and Adler 2004 ; Okumura and Xie 2004 ; Nguyen et al. 2011 ; Caniaux et al. 2011) : les précipitations en Afrique de l'Ouest (10°W-10°E) débutent généralement en mai au sur l'océan puis arrivent sur les côtes africaines en juin ; elles diminuent temporairement fin juin avant de s'intensifier à nouveau en migrant vers le nord (Fontaine and Louvet 2006).

Okumura and Xie (2004) montrent à l'aide de simulations atmosphériques que le refroidissement de l'ACT a une forte influence sur la mousson africaine, en intensifiant le vent méridien soufflant vers le nord dans le Golfe de Guinée. Cette augmentation du vent méridien favorise le déplacement vers le nord de la convection et des précipitations associées. En effet, pendant le printemps et l'été boréal, le flux

de rayonnement solaire chauffe fortement l'Afrique de l'Ouest et génère une dépression thermique (« heat low » ; Lavaysse et al 2009). Le fort gradient de pression entre l'anticyclone de Sainte-Hélène et le « heat low » accélère le vent de sud dans le Golfe de Guinée. L'intensification du vent déclenche à son tour le refroidissement de l'est du Golfe de Guinée, qui renforce le gradient méridien de température. Ce dernier rétroagit sur le vent de sud en l'accélérant. Okumura and Xie (2004) suggèrent que cela entraîne le déplacement vers le nord de l'ITCZ et des précipitations, et ce serait donc une des causes du saut de mousson.

De nombreuses études (Opoku-Ankomah and Cordery 1994 ; Eltahir and Gong 1996 ; Fontaine et al. 1999 ; Kouadio et al. 2003 ; de Coëtlogon et al. 2010 ; Losada et al. 2010 ; Thorncroft et al. 2011 ; Janicot et al. 2011 ; Nguyen et al. 2011 ; Caniaux et al. 2011) ont remarqué un lien entre la SST de l'ACT et la mousson africaine, qui semble influencer la chronologie, l'intensité et la pénétration continentale du saut de mousson. Nguyen et al. (2011) et Caniaux et al. (2011) ont défini des indices de saut de mousson et de SST similaires, et montrent que le refroidissement de la SST est corrélé avec le saut de mousson, qui se produit en moyenne deux semaines après le début de la langue d'eau froide (Figure 1.17).

Losada et al. (2010) mettent en avant le rôle des anomalies négatives (positives) de SST qui augmentent (diminuent) l'intensité du vent de sud, et par conséquent favorisent (défavorisent) le saut de mousson. Ces anomalies négatives (positives) de SST ont également un effet sur l'humidité de l'air, qui diminue (augmente). La combinaison de ces deux phénomènes génère des anomalies négatives (positives) de précipitation dans le Golfe de Guinée, et positives (négatives) sur le Sahel.

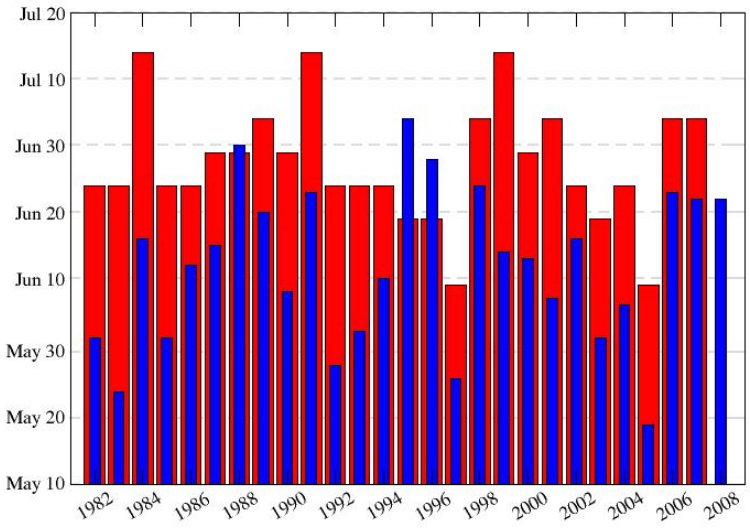


Figure 1.17 : Dates de début de l'ACT (barres bleues) et de la mousson africaine (barres rouges) pendant la période 1982-2007. Figure tirée de Caniaux et al. (2011).

Le lien entre la formation de l'ACT et le saut de mousson est encore en discussion. Des études utilisant des simulations atmosphériques régionales (Flaounas et al. 2012 ; Druyan and Fulakeza 2015) suggèrent qu'avancer, retarder ou supprimer l'ACT ne modifie ni le timing du saut de mousson, ni le déplacement

maximum de la mousson vers le nord. Mais les auteurs ne proposent pas d'argument pour expliquer pourquoi leurs résultats sont si différents des autres travaux. Ces études admettent cependant l'influence de la SST dans le Golfe de Guinée sur la quantité de précipitation : une SST froide (chaude) diminue (augmente) le flux méridien d'humidité vers le Sahel qui entraîne une réduction (un renforcement) des précipitations. Ces études utilisent des domaines de simulation restreints (surtout Flaounas et al. 2012) qui peuvent perturber les solutions des simulations. En effet, les conditions atmosphériques au bord du domaine sont imposées à partir d'une réanalyse atmosphérique réaliste, i.e. sans perturbation de la SST dans l'Atlantique. Il est difficile de juger si la SST dans l'Atlantique équatorial influence la circulation atmosphérique de grande échelle. Pour éliminer le doute, il faudrait réaliser les mêmes simulations avec un modèle global.

L'ACT semble donc avoir une influence sur le timing du saut de mousson et sur son extension vers le Sahel, même si certains scientifiques en doutent. L'influence de la SST dans l'Atlantique équatorial sur la quantité de précipitation de la mousson africaine est démontrée par l'ensemble de la littérature. Donc une meilleure compréhension des processus du refroidissement de l'ACT peut améliorer nos connaissances sur la mousson africaine et d'en améliorer sa prévision, en termes de déclenchement, d'intensité et de propagation vers le nord.

1.4 La variabilité interannuelle

1.4.1 Caractérisation de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique

Dans la section 1.2 nous avons décrit l'ACT et les processus de sa formation. Cependant, même si l'ACT apparaît chaque année, elle a des caractéristiques différentes d'une année à l'autre. Caniaux et al. (2011) ont proposé un certain nombre d'indices pour définir sa variabilité interannuelle. Pour cela, ils ont défini la surface (S_{ACT}) et un index de température (TI_{ACT}) de l'ACT :

$$\mathbf{S_{ACT}} = \int_{\mathbf{A(x)}} \mathbf{H_e}\big(\mathbf{25°C - SST(x)}\big)\mathbf{dA} \tag{1.01}$$

$$\mathbf{TI_{ACT}} = \frac{\int_{\mathbf{A(x)}}\big(\mathbf{25°C - SST(x)}\big)\mathbf{H_e}\big(\mathbf{25°C - SST(x)}\big)\mathbf{dA}}{\mathbf{S_{ACT}}} \tag{1.02}$$

Dans ces équations, H_e est la fonction de Heaviside, valant 1 quand la SST est inférieure à 25°C et 0 sinon. La surface de l'ACT est donc définie comme la surface où la SST est inférieure à 25°C, et l'index de température est la différence entre la SST et 25°C dans la région où la SST est inférieure à 25°C. Ces indices sont calculés dans la boîte [30°W-12°E ; 5°S-5°N] (Figure 1.18), qui contient la région de l'ACT. Ce domaine inclut la zone où la variabilité de la SST est la plus grande (Picaut 1983), mais exclut les grandes zones où le refroidissement est causé par des

upwellings côtiers (au large du Sénégal au nord et de l'Angola au sud). La limite occidentale du domaine à 30°W se situe au delà de l'extension maximale de l'ACT. Le seuil de 25°C a été choisi car il est inférieur à la SST moyenne atteinte en juin dans l'est de l'Atlantique équatorial (Bakun 1978 ; Picaut 1983).

À partir de l'indice de surface de l'ACT, Caniaux et al. (2011) ont défini une date de formation lorsque la surface de l'ACT dépasse un seuil et une date de fin lorsque la surface diminue en dessous de ce seuil. Ce seuil a été fixé empiriquement par Caniaux et al. (2011) à 0,4x10^{6}km^2.

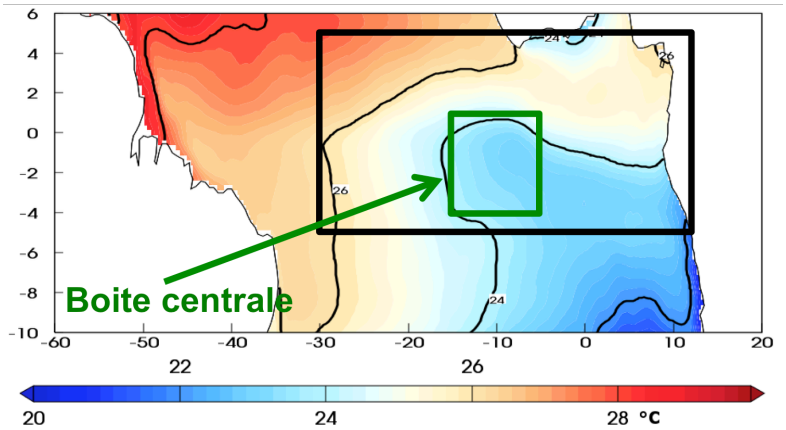


Figure 1.18 : Délimitations spatiales de la boîte définie dans Caniaux et al. (2011) [30°W-12°E ; 5°S-5°N] et SST moyenne (1982-2007) du mois d'août (en °C, isolignes tous les 2°C), dans l'Atlantique équatorial, calculée avec les données Reynolds et al. (2007).

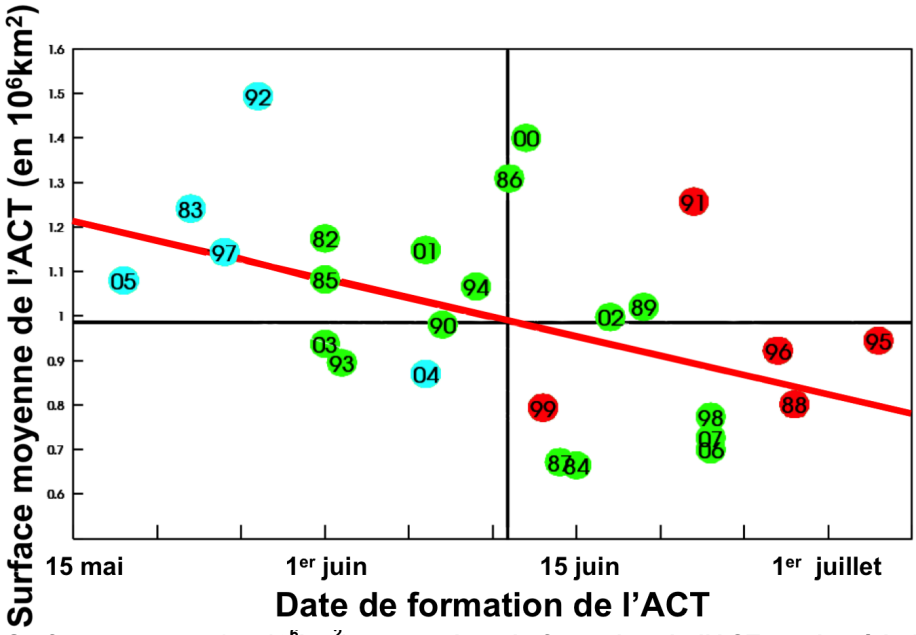


Figure 1.19 : Surface moyenne (en 10^{5}km^2) versus date de formation de l'ACT sur la période 1982-2007, d'après les indices de Caniaux et al. (2011). La date de formation moyenne ainsi que la moyenne de la surface moyenne sont indiquées par les traits noirs. La droite de régression linéaire est indiquée en rouge. Les points bleus (rouges) indiquent les événements froids (chauds) : voir section 2.2.

Nous avons montré dans la section 1.2.1 que la région de l'ACT est caractérisée par un fort cycle annuel (Figure 1.7), avec un refroidissement rapide de plus de 4,5°C en 4 mois entre avril et août, et une période de réchauffement deux fois plus longue. Les indices de Caniaux et al. (2011) nous renseignent un peu plus

sur les caractéristiques de l'ACT. Ils indiquent par exemple qu'en moyenne, la date de début de l'ACT est le 11 juin, sa surface moyenne (entre la date de début et la date de fin) est presque de $10^6 km^2$, son indice de température est de 0,61°C, son extension maximale d'environ $2,5x10^6 km^2$ est atteinte le 14 août, et la période froide (SST<25°C) dure un peu plus de 4,5 mois.

Ces caractéristiques varient beaucoup d'une année sur l'autre. En effet, les indices de l'ACT de Caniaux et al. (2011) montrent une forte variabilité interannuelle : il y a un mois et demi d'écart entre la date d'apparition de l'ACT la plus précoce (le 19 mai 2005) et la plus tardive (4 juillet 1995), sa surface moyenne peut varier du simple au double ($0,64x10^6 km^2$ en 1984 et $1,49x10^6 km^2$ en 1992), tout comme son indice de température (0,36°C en 1984 et 0,80°C en 1992). Le lien entre tous ces indices n'est pas toujours évident. Par exemple, la corrélation entre la surface moyenne de l'ACT et son indice de température est élevée (0,89), ce qui montre que plus le refroidissement est intense, plus il s'applique sur une grande surface. En revanche, la corrélation entre la date de formation et la surface moyenne ou entre la date de formation et l'indice de température est plus faible (-0,47 et -0,48 respectivement). La Figure 1.19 représente la surface moyenne en fonction de la date de formation sur la période 1982-2007. Ces deux indices sont anticorrélés (-0,47), montrant que quand l'ACT est précoce, sa surface est généralement plus grande. Cette corrélation moyenne suggère que d'autres facteurs que la précocité expliquent des langues d'eau froide très étendues.

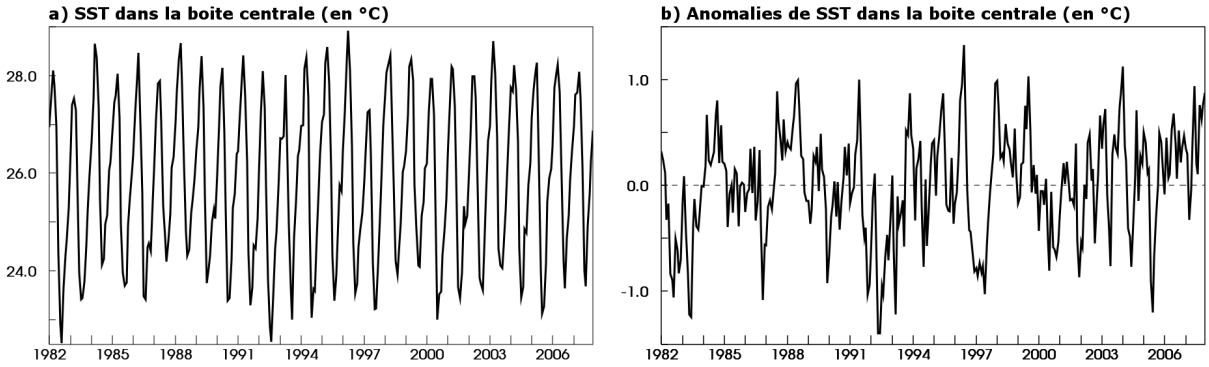


Figure 1.20 : a) Série temporelle de la SST (en °C), calculées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N] à partir des données de Reynolds et al. (2007). b) idem « a) » pour la série temporelle des anomalies de SST (par rapport au cycle annuel moyen 1982-2007, visualisable dans la Figure 1.7).

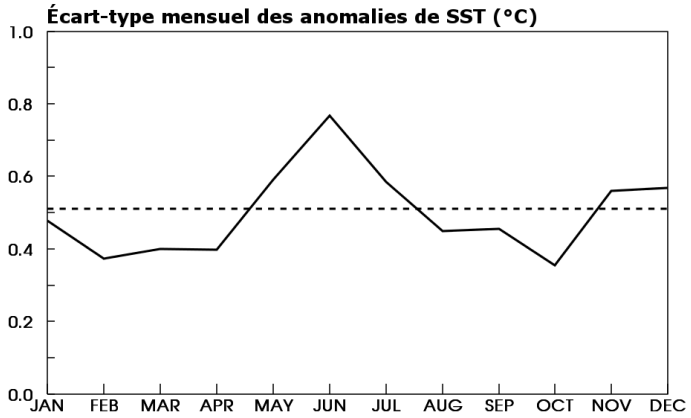


Figure 1.21 : Ecart-type mensuel des anomalies de SST (en °C). Les anomalies de SST (par rapport au cycle annuel moyen) sont calculées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N] à partir des données de Reynolds et al. (2007). La ligne pointillée horizontale indique la valeur de l'écart-type moyen.

La manière la plus commune d'appréhender la variabilité interannuelle de l'ACT, est d'observer les séries temporelles de la SST et des anomalies de SST par rapport au cycle annuel moyen (Figure 1.20). De cette manière, on s'aperçoit que, en plus des variations saisonnières (Figure 1.7), il existe des variations interannuelles de la SST, qui amplifient ou réduisent l'amplitude du refroidissement saisonnier. Ces anomalies interannuelles sont comprises entre -1,5°C et +1,5°C (Figure 1.20b), elles ont lieu à n'importe quelle période de l'année (Figure 1.21) et peuvent parfois persister pendant plusieurs années (comme les anomalies positives de 1987 et 1988), ou changer de signe rapidement entre deux années (1991 présente des anomalies de SST parmi les plus chaudes, et 1992 les anomalies les plus froides). L'écart-type mensuel des anomalies de SST (Figure 1.21) indique qu'il existe deux périodes pendant lesquelles les anomalies sont plus intenses : novembre-décembre, qui correspond à la période de la petite saison froide (Jouanno et al. 2011b), et mai-juin-juillet (période de variabilité interannuelle maximale), qui est la période de formation de l'ACT.

1.4.2 Comment explique-t-on la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide ?

Le lien étroit entre la mousson africaine et l'ACT fait de la variabilité interannuelle de l'ACT un facteur de prévisibilité potentiel du saut de mousson. Cette section dresse un bilan de nos connaissances concernant la variabilité interannuelle de l'ACT. Comme pour la formation moyenne de l'ACT, nous proposons à la fin de cette partie une comparaison avec la variabilité interannuelle du Pacifique équatorial.

Nous avons vu dans la section 1.2.1 que l'intensification du vent pendant le printemps et l'été boréal est une des raisons de la formation saisonnière de l'ACT. De manière analogue, des études (Servain et al. 1982 ; Keenlyside and Latif 2007 ; Burls et al. 2012 ; Richter et al. 2013) ont montré le rôle de la variabilité interannuelle du vent dans la variabilité interannuelle de l'ACT. Servain et al. (1982), Keenlyside and Latif (2007) et Burls et al. (2012) montrent que des anomalies de vent dans l'ouest de l'Atlantique équatorial précèdent de 1 à 2 mois les anomalies de SST dans l'est de l'Atlantique équatorial. Keenlyside and Latif (2007) et Lübbecke and McPhaden (2013) ont également montré que la rétroaction de Bjerknes (voir section 1.2.1) est un des mécanismes qui contrôle la variabilité interannuelle de l'ACT. Cependant, cette rétroaction a une ampleur beaucoup moins importante que dans le Pacifique, où elle contrôle le phénomène El Niño/oscillation australe (ENSO pour *El Niño Southern Oscillation*). Keenlyside and Latif (2007) concluent que la faible importance de la rétroaction positive de Bjerknes dans l'Atlantique indique qu'il y a d'autres processus responsables de la variabilité interannuelle de l'ACT.

Certaines études suggèrent que la variabilité de l'ACT peut provenir de phénomènes éloignés. Par exemple, une relation existe entre la pression de surface dans l'anticyclone de Sainte-Hélène et les anomalies de SST dans l'est de l'Atlantique équatorial (Foltz and McPhaden 2004 ; Marin et al. 2009 ; Lübbecke et al. 2014). Ces auteurs ont remarqué qu'une pression de surface anormalement élevée (faible) dans l'anticyclone de Sainte-Hélène en février-mars semble intensifier les alizés, entraînant une formation précoce (tardive) de l'ACT, et des anomalies de SST

négatives (positives) dans l'ACT. Richter et al. (2014b) remarquent également que des anomalies de pression dans l'anticyclone des Açores et celui de Sainte Hélène précèdent les anomalies de vent dans l'ouest de l'Atlantique équatorial. Cependant, les auteurs expliquent les anomalies des alizés dans l'ouest de l'Atlantique équatorial par des processus de la troposphère libre. Richter et al. (2014b) recommandent de poursuivre ce travail pour tenter de faire le lien avec les anomalies de pression dans les anticyclones. Ces études mettent en avant le rôle du vent, mais les mécanismes océaniques associés ont été moins étudiés.

En ce qui concerne l'importance de l'océan pour le refroidissement de l'ACT, Burls et al. (2012) mettent en avant le rôle du vent, qui contrôle l'énergie cinétique des couches superficielles de l'océan, mais les auteurs n'ont pas pu mettre en évidence de préconditionnement océanique favorisant l'apparition d'anomalies de SST. Brandt et al. (2014) ont étudié le rôle de l'EUC sur la variabilité de l'ACT. Ils ont montré qu'une forte (faible) intensité des vents pendant le printemps boréal peut augmenter (diminuer) le transport de l'EUC pendant l'été boréal et remonter la thermocline dans la partie orientale de l'Atlantique équatorial et ainsi générer des anomalies froides (chaudes) de SST. Cependant, les auteurs montrent que parfois la relation entre ces phénomènes n'est pas vérifiée : pendant le printemps boréal de 2009, la faible intensité du vent génère un transport de l'EUC extrêmement faible, mais des anomalies négatives de SST sont observées pendant l'été boréal. Wade et al. (2011b) ont utilisé des données de flotteurs ARGO collectées pendant la période 2005-2007 de la campagne AMMA-EGEE (Redelsperger et al. 2006). Ils ont observé de grandes différences dans le refroidissement de l'ACT lors de ces 3 années, et ont suggéré que ces différences proviennent de l'intensité et de la durée des épisodes de fort mélange vertical. Marin et al. (2009) étudient les années 2005 et 2006, qui présentent respectivement un fort et un faible refroidissement. Ces auteurs montrent que les différences de température entre ces deux années sont causées par un refroidissement plus précoce en 2005. Cette diminution plus précoce de la SST est le résultat d'une intensification des vents tout du long de l'équateur, qui débute plus tôt en 2005 qu'en 2006.

Comme nous l'avons présenté dans la section 1.2, le Pacifique présente une langue d'eau froide similaire à celle de l'Atlantique. La variabilité interannuelle de cet océan est contrôlée par des mécanismes analogues à ceux de l'ACT, mais l'ENSO a été plus intensément étudiée. Les mécanismes de la variabilité interannuelle de cet océan sont peut être applicables à l'ACT. Il est donc nécessaire de s'y intéresser.

La variabilité saisonnière et interannuelle du vent est un élément important dans la dynamique de l'ENSO (Kleeman and Moore 1999 ; Zavala-Garay et al. 2005 ; McPhaden et al. 2006 ; Shi et al. 2009 ; Wang et al. 2011). Il a été montré que dans le Pacifique ouest, des épisodes courts de vent d'ouest ont lieu sur le bord ouest de la warm pool (Luther et al. 1983 ; Lengaigne et al. 2004a). Ces épisodes de vent d'ouest favorisent le déclenchement ou le développement d'événements El Niño (Fedorov 2002 ; Boulanger et al. 2004 ; Lengaigne et al. 2004b ; Puy et al. 2015). L'apparition d'anomalies de SST dans le Pacifique est ensuite amplifiée par la rétroaction de Bjerknes. Huang et al. (2010, 2012) ont étudié les bilans de chaleur dans la couche de mélange avec une réanalyse et un modèle pendant des

événements El Niño. Ils ont montré que toutes les composantes du bilan de chaleur (voir section 3.3.2) favorisent le développement d'anomalies chaudes de SST. Ils ont également montré que l'inversion de la tendance de température permettant de supprimer les anomalies de SST est causée par l'advection zonale, renforçant les théories de l'oscillateurs retardé ou rechargé (Suarez and Schopf 1988 ; Battisti and Hirst 1989 ; Jin 1997). Dans la théorie de l'oscillateur retardé (Suarez and Schopf 1988 ; Battisti and Hirst 1989), les anomalies positives de vent dans l'ouest du Pacifique génèrent des ondes de Kelvin qui se déplacent vers l'est et qui approfondissent la thermocline. Cela entraîne l'apparition d'anomalies positives de SST (événement El Niño). Quand les ondes atteignent l'Amérique du Sud, elles se réfléchissent en ondes de Rossby qui se déplacent vers l'ouest, et réduisent la profondeur de la thermocline favorisant le développement d'un événement La Niña. Le temps de propagation des ondes cause un retard entre leur génération et leurs effets secondaires une fois réfléchies. La théorie de l'oscillateur rechargé reprend et étaye la théorie de l'oscillateur retardé. D'après Jin (1997), les oscillations (El Niño/La Niña) proviennent de l'interaction entre le temps de recharge de la warm pool, et le retard entre l'est et l'ouest du Pacifique causé par la vitesse de propagation des ondes de Kelvin et la dynamique océanique.

Les causes de la variabilité interannuelle de l'ENSO du point de vue océanique ont donc été plus intensément étudiées que celles de la variabilité interannuelle de l'ACT. Cela est dû à l'impact mondial de l'ENSO (e.g. McPhaden et al. 2006) via des téléconnexions entre la température du Pacifique et la circulation atmosphérique globale (Trenberth et al. 1998) qui impliquent de fortes conséquences socio-économiques. Pourtant, comme dans le Pacifique, les eaux froides de l'ACT sont une source importante de nutriments (apportés à proximité de la surface par upwelling) qui contrôlent la production primaire (Fung et al. 2000 ; Behrenfeld et al. 2001 ; Echevin et al. 2008 ; Chavez et al. 2011). L'ACT a donc un impact sur les espèces marines dans cette région. De plus, comme expliqué dans la section 1.3, l'ACT a un lien étroit avec la mousson africaine (Eltahir and Gong 1996 ; Fontaine et al. 1999 ; Okumura and Xie 2004 ; de Coëtlogon et al. 2010 ; Losada et al. 2010 ; Thorncroft et al. 2011 ; Janicot et al. 2011 ; Nguyen et al. 2011 ; Caniaux et al. 2011, 2012). L'évolution de l'ACT a donc un impact socio-économique important sur les populations africaines, d'où la nécessité de mieux comprendre les mécanismes de sa variabilité interannuelle. C'est dans ce cadre que se situe cette thèse. Son but est d'améliorer nos connaissances sur la variabilité interannuelle de l'ACT, notamment concernant l'impact du vent sur l'ACT, ainsi que les processus océaniques associés à la variabilité interannuelle de l'ACT.

1.5 Comment étudier la variabilité interannuelle ?

Jusqu'à présent, la plupart des études ont analysé quelques années, mais rarement la variabilité interannuelle sur une longue période. Nous proposons dans cette thèse une étude plus exhaustive : nous avons donc besoin de données pendant une période longue (plus de 20 ans). Cette profondeur de temps permet à la

fois d'avoir une bonne estimation de l'état moyen et du cycle annuel moyen des variables que nous étudions, mais surtout de pouvoir bien analyser la variabilité interannuelle (un grand nombre d'année permet d'examiner des cas similaire et ainsi mettre en évidence les processus important). Afin de caractériser l'ACT et les processus océaniques, nous avons besoin d'un domaine large (couvrant au moins l'Atlantique équatorial) et de données sur quelques centaines de mètres dans l'océan. L'idéal serait de disposer au moins de la température, de la salinité, des composantes zonale et méridienne du vent de surface et des courants océaniques (y compris sur la profondeur). Cette section expose les problèmes liés à nos besoins, et présente les choix de jeux de données que nous avons effectués.

Depuis l'avènement des observations satellite, nous disposons maintenant (depuis environ 30 ans) d'une grande quantité de mesures concernant l'état atmosphérique et océanique au moins à la surface de la mer. Les radiosondeurs embarqués à bord des satellites permettent d'obtenir de nombreuses observations sur la verticale dans l'atmosphère, mais elles comportent un certain nombre d'erreurs. Du fait de l'opacité de l'océan au rayonnement des radiosondeurs, aucun instrument satellitaire ne peut observer de profils verticaux dans l'océan. Depuis le début des années 2000, les observations de l'océan Atlantique se multiplient, grâce aux nombreuses campagnes de mesures, au réseau PIRATA, et aux flotteurs ARGO. Cependant, nous souhaitons étudier une période longue, c'est la raison pour laquelle nous avons eu recours à des analyses objectives et des réanalyses atmosphériques et océaniques.

Les analyses objectives sont réalisées à partir d'observations. Ces mesures proviennent souvent d'instruments différents, qui ont leur propre résolution spatiale et temporelle ; elles sont réalisées en des lieux et périodes différents, contiennent parfois des erreurs ou des séries temporelles incomplètes, et ne couvrent ni la totalité de la période ni la totalité du domaine étudié. Ces observations sont utilisées pour corriger par interpolation optimale une ébauche (souvent une climatologie). Cela permet de créer une représentation de l'état atmosphérique ou océanique, réalisée principalement avec des données observées. Ces analyses objectives proposent assez peu de variables (souvent moins de quatre), et ces variables ne sont pas obligatoirement cohérentes entre elles (les corrections apportées sur une variable n'affectent pas les autres).

Les réanalyses sont réalisées avec un modèle. Les résultats issus du modèle sont corrigés en assimilant des observations issues d'analyses objectives et souvent de nouvelles sources d'observations. Ce système nous permet d'obtenir des estimations cohérentes pour toutes les variables du système tout en étant proche des observations. Ces réanalyses fournissent une grande quantité d'information sur des variables mesurées ou non, sur une longue période (plusieurs dizaines d'années), en utilisant sur toute cette période la même résolution spatiale et temporelle, le même modèle, et le même schéma d'assimilation de données. C'est pour ces raisons (homogénéité spatio-temporelle et grande quantité de variables cohérentes) que les réanalyses sont primordiales pour les études du climat.

Les réanalyses souffrent cependant des défauts liés à la modélisation et à l'assimilation. Il existe de grandes différences entre les réanalyses, particulièrement

dans les régions où il y a peu d'observations, car ces réanalyses utilisent des modèles, des résolutions, des schémas d'assimilation, et des observations différents. Ce sont donc des jeux de données intéressants pour leur homogénéité et leur couverture spatio-temporelle mais ce ne sont pas des observations directes. Il est donc important de garder un esprit critique sur les résultats issus des réanalyses. Le mieux est d'en utiliser plusieurs pour évaluer la robustesse des résultats. Par ailleurs, elles permettent d'avoir accès à certains paramètres peu ou pas observés qu'elles simulent mais en cohérence avec les champs assimilés.

Pour notre étude de la variabilité interannuelle de l'ACT, nous avons fait le choix de travailler en utilisant de nombreuses analyses et réanalyses (Tableau 1.1). Nous avons sélectionné des produits créés par plusieurs organismes (*European Center for Medium range Weather Forecasting* – ECMWF, Mercator Océan, *National Centers for Environmental Prediction* – NCEP, *National Oceanic and Atmospheric Administration* – NOAA, *National Center for Atmospheric Research* – NCAR, *Climate Program Office* – CPO,…) afin d'utiliser des jeux de données indépendants, qui utilisent des modèles et schémas d'assimilations différents. Nous utilisons six analyses objectives (ARMOR, CORA, EN3, EN4, ICOADS, et les SST de Reynolds et al. 2007) et six réanalyses (ERA-I, GODAS, GLORYS, NCEP R2, NEMOVAR1 COMBINE, ORAS4). Le produit TropFlux est une combinaison de données issues de la réanalyse ERA-I et des observations de l'ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project* ; Rossbow and Schiffer 1999), puis est corrigé avec d'autres observations (détails dans Praveen Kumar et al. 2012). Pour simplifier notre langage, nous faisons référence dans le reste de cette thèse aux analyses objectives en utilisant le terme « analyse ».

Les observations sont souvent regroupées dans de grands ensembles de données comme les *World Ocean Database* (WOD) ou *Global Temperature and Salinity Profile Programme* (GTSPP), ce qui fait que les analyses et réanalyses assimilent à peu près les mêmes observations. Cela peut poser des difficultés pour valider les analyses et réanalyses avec des observations indépendantes. De plus, en regardant en détail comment les jeux de données du Tableau 1.1 sont réalisés, on s'aperçoit qu'ils ne sont pas tous indépendants les uns des autres :

- l'analyse ARMOR assimile les observations utilisées par l'analyse CORA ainsi que les SST de Reynolds et al. (2007),
- la réanalyse GLORYS est forcée par ERA-I et assimile les SST de Reynolds et al. (2007),
- la réanalyse GODAS est forcée par NCEP R2,
- les réanalyses NEMOVAR1 COMBINE et ORAS4 sont forcées par des forçages en partie réalisés avec ERA-I, et les observations utilisées par l'analyse EN3,
- l'analyse de Reynolds et al. (2007) assimile les SST in situ de ICOADS.

On peut noter également que GLORYS, NEMOVAR1 COMBINE et ORAS4 utilisent des versions différentes du modèle *Nucleus for European Modelling of the Ocean* (NEMO).

Xue et al. (2012) ont réalisé une étude comparative du contenu de chaleur des 300 premiers mètres de l'océan dans dix produits océaniques. Certains de ces produits sont utilisés dans cette thèse. Les produits étudiés par Xue et al. (2012) assimilent presque tous les mêmes observations, et plusieurs utilisent des versions

différentes d'un même modèle. Cela montre la difficulté d'obtenir des jeux de données indépendants. Xue et al. (2012) montrent que les dix produits sont très proches par leurs caractéristiques, mais qu'ils ne donnent pas des résultats identiques.

De fait, même si les produits du Tableau 1.1 ne sont pas vraiment indépendants, il est important de conserver un maximum de produits pour obtenir un éventail de valeurs possibles. Notons quand même que les résultats issus de ces différents jeux de données sont supposés être proches des valeurs observées. Par conséquent si un produit est très différent des autres, c'est potentiellement qu'il contient des erreurs. Les jeux de données du Tableau 1.1 sont comparés pour quelques variables dans le chapitre suivant pour s'assurer de leur qualité.

Nom et référence	Type	Modèle et résolution	Forçage de surface	Méthode	Données assimilées	Période
ARMOR 3D L4 Guinehut et al. (2012)	Analyse océanique	Pas de modèle 1/3° grille Mercator 0-1500 m 24 niveaux		Analyse objective	SLA : AVISO T et S : CORA3 SST : REYNOLDS	1993 -2010
CORA Cabanes et al. (2013)	Analyse océanique	Pas de modèle 1° 59 niveaux		Analyse objective	Profils verticaux de T et S : GTS, GTSPP, GOSUD, GDAC, MEDS, XBT, CTD, XCTD, Argo, mouillages, capteurs sur mammifères marins	1990 - présent
EN3 v2a Ingleby and Huddleston (2007)	Données océaniques grillées	Pas de modèle 1° 42 niveaux		Analyse objective utilisant un schéma de corrections de biais	Profils verticaux de T et S : WOD05, GTSPP, Argo, ASBO	1950 - présent
EN4 v1.7 Good et al. (2013)	Données océaniques grillées	Pas de modèle 1° 42 niveaux		Analyse objective utilisant un schéma de corrections de biais	Profils verticaux de T et S : WOD09, GTSPP, Argo, ASBO	1950 - présent
ERA-I Dee et al. (2011)	Réanalyse atmosphérique	ECMWF IFS Cy31r2 T255 60 niveaux	SST : NCEP 2D-Var (1989-2001), NCEP OISSTv2 (2001), NCEP RTG (2002-2009), OSTIA (2009-présent)	12H 4D-var Corrections du biais variationnel	Radiance par ciel clair ; directions du vent ; données de vent de diffusiomètre ; ozone, estimation de la quantité de vapeur d'eau précipitable ; réfraction atmosphérique issues de satellites Profils verticaux de T, u / v, q radiosondes, ballons, avions, profileurs de vent Ps, T2m, RH, u / v 10m : bateaux, bouées, et stations au sol	1979 - présent
GLORYS 2v1 Ferry et al. (2012)	Réanalyse océanique	NEMO 3.0 ¼° 75 niveaux	ERA-I Formulation Bulk CORE avec une correction du cycle diurne des flux radiatifs	SAM2v1 (Kalman filter SEEK) avec une mise à jour de l'analyse incrémentale Corrections de biais	SST : REYNOLDS Niveau de la mer : Jason1, Jason2, Envisat, T/P, GFO, ERS1-2 T et S : CORAv2 MSSH : CNES-CLS	1993-2009
GODAS Saha et al. (2010)	Réanalyse océanique	GFDL MOMv3 1° 40 niveaux	NCEP Reanalysis 2 (R2) avec rappel	3D-var	Profils verticaux de T et S : XBT avec correction de bais, PIRATA, Argo, WOD98 (1980-1990) puis GTSPP (1990-présent)	1980 - présent

Nom et référence	Type	Modèle et résolution	Forçage de surface	Méthode	Données assimilées	Période
ICOADS Woodruff et al. (2011)	Analyse atmosphérique de surface	Pas de modèle 2° Surface		Analyse objective	Profils verticaux de T et S : GTS (1997-2002), MDB, MDBC, XBT, MEDS, WOD98, HSST…	1973 - 2011
NCEP Reanalysis 2 (R2) Kanamitsu et al. (2002)	Réanalyse atmosphérique	NCEP global operational model 2,5° 28 niveaux	SST : UKMO avant 1982, OISST à partir de 1982	3D-var	Radiosondes (GTS, TD54) ; ICOADS ; stations au sol (GTS) ; avion (GTS, GARP, GATE, TWERLE) ; satellites (TOVS, VTPR, HIRS)…	1979 - présent
NEMOVAR1 COMBINE Balmaseda et al. (2010)	Réanalyse océanique	NEMO v3.0 1° 42 niveaux	Flux : ERA-40 (1959-1988), ERA-I (1988-présent) SST : ERA-40 (1959-1982), NOAA oiv2 (1982-présent)	Multivariate OI Corrections de biais	Profils verticaux de T et S : EN3 [contenant : XBT, CTD, Argo, mouillages]	1958 - 2008
ORAS4 Balmaseda et al. (2013)	Réanalyse océanique	NEMO v3.0 1° 42 niveaux	Flux : ERA-40 (1958-1989), ERA-I (1989-2009), ECMWF (2010-présent) SST et glace de mer : ERA-40 (1958-1981), NCEP Olv2 (1981-2009), OSTIA (2010-présent)	NEMOVAR 3D-var FGAT Fenêtre d'assimilation de 10 jours Corrections de biais pour modèle / forçage	Profils verticaux de T et S : EN3v2a avec correction de biais (1958-2009) [contenant : XBT, CTD, Argo, mouillages] puis GTS SLA : AVISO	1958 - présent
Reynolds et al.'s (2007) SST	Données de SST grillées	Pas de modèle 0.25° Surface		Analyse objective	SST : OISST (AVHRR, AMSR), In situ SST (ICOADS)	1982 - présent
TropFlux Praveen Kumar et al. (2012)	Mélange de réanalyse et d'observation, uniquement en surface	Pas de modèle 1° Surface		Tension de vent calculée avec l'algorithme bulk COAREv3	SST, vent, Ta, Qa, LWR : ERA-I SWR (DT) : ISCCP SWR (RT) : ISCCP & NOAA OLR	1979 - 2011

Tableau 1.1 : Liste et caractéristiques des ensembles de données utilisés dans cette thèse. L'assimilation des données de bouée, ou de WOD05 / WOD09 ou de GTSPP inclut les données PIRATA.

1.6 Synthèse du chapitre

- Le cycle saisonnier de la langue d'eau froide Atlantique a été étudié récemment, et le refroidissement de la température de surface de la mer est aujourd'hui expliqué par des pertes de chaleur par la base de la couche de mélange. Ce refroidissement est en lien avec l'intensification des alizés pendant le printemps et l'été boréal.
- L'influence de la langue d'eau froide Atlantique sur la mousson africaine est encore en débat : certaines études expliquent que la température de la langue d'eau froide influence uniquement la quantité de précipitation, d'autres suggèrent qu'elle modifie le timing et la pénétration vers le nord du saut de mousson. En revanche, l'impact du refroidissement équatorial sur l'apport en nutriments et la productivité primaire sont reconnus. Le rôle de la langue d'eau froide Atlantique sur ces phénomènes rend l'étude de sa variabilité interannuelle importante pour les pays africains.
- La variabilité interannuelle de la langue d'eau froide est caractérisée par un refroidissement des la température de surface de la mer plus ou moins important, une extension spatiale et une vitesse d'apparition variables. Cette variabilité interannuelle du refroidissement semble être dominée par la variabilité interannuelle du vent qui pourrait être contrôlée par des changements de pression dans l'anticyclone de Sainte Hélène.
- Les processus océaniques associés à la variabilité interannuelle du vent sont maintenant mieux identifiés. Les événements de fort refroidissement seraient liés au mélange vertical. Le mélange vertical pourrait être augmenté par de la turbulence dans les couches superficielles de l'océan causée par le vent, et / ou par le renforcement du cisaillement vertical de courant entre le courant équatorial sud et le sous-courant équatorial (lié au vent local ou à distance).

Cette thèse a pour but d'améliorer notre compréhension de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique en déterminant les processus océaniques modulant le refroidissement équatorial. Pour cela nous allons tenter de répondre aux questions suivantes :

- Quel est le lien entre le vent et la température de la langue d'eau froide ?
- Quels sont les processus océaniques principaux contrôlant les événements de fort et de faible refroidissement ?
- Quels liens existe-t-il entre les processus océaniques sous la couche de mélange et le refroidissement équatorial ?
- Que se passe-t-il les années où la variabilité du vent ne semble pas dominer la variabilité de la langue d'eau froide ?

Chapitre 2

Classification des événements froids et chauds de la langue d'eau froide Atlantique

Nous avons vu dans le chapitre précédent qu'il existe dans l'Atlantique équatorial un refroidissement de la surface de l'océan pendant l'été boréal, qui a un lien très étroit avec la mousson africaine. Il a été montré que ce refroidissement océanique a une forte variabilité interannuelle. Ce chapitre compare les différents jeux de données que nous utilisons (section 2.1) puis présente la méthode utilisée dans cette thèse pour étudier la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique (section 2.2). La section 2.3 propose quelques tests de sensibilité sur la classification afin de mieux exposer sa robustesse. Ensuite, les principales caractéristiques des événements sélectionnés par notre classification sont présentées (2.4). Ce chapitre se termine par une brève discussion (section 2.2) et une synthèse des principaux résultats (section 2.3).

Chapitre 2 35
2.1 Variabilité interannuelle de la température et du vent zonal 37
2.1.1 Température 38
2.1.1.1 Température de surface de la mer 38
2.1.1.2 Température moyenne sur les 300 premiers mètres de l'océan 39
2.1.2 Tension de vent 41
2.1.3 Température de surface de la mer et tension de vent 42
2.2 Méthode de classification des événements de la langue d'eau froide Atlantique 44
2.3 Sensibilité de la classification 46
2.3.1 Influence de la position de la "boîte centrale" 47
2.3.2 Influence des périodes utilisées pour le calcul des anomalies 49
2.4 Les événements de la langue d'eau froide 50
2.4.1 Événements froids 51
2.4.1.1 Caractéristiques atmosphériques et océaniques à la surface 51
2.4.1.2 Caractéristiques océaniques de subsurface 57

2.4.2 Les événements chauds 59
2.4.2.1 Caractéristiques atmosphériques et océaniques à la surface 59
2.1.1.1 Caractéristiques océaniques de subsurface.....63
2.4.3 Lien avec le phénomène El Niño/oscillation australe ?.....65
2.2 Discussion 69
2.3 Synthèse du chapitre 70

2.1 Variabilité interannuelle de la température et du vent zonal

La section 1.4 a présenté les produits dérivés d'observations et les réanalyses à notre disposition (Tableau 1.1) pour cette étude de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique (ACT). Cette section compare les anomalies de température et de vent zonal de ces produits. Le but est d'analyser la cohérence entre les produits, et de dresser un premier bilan de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique.

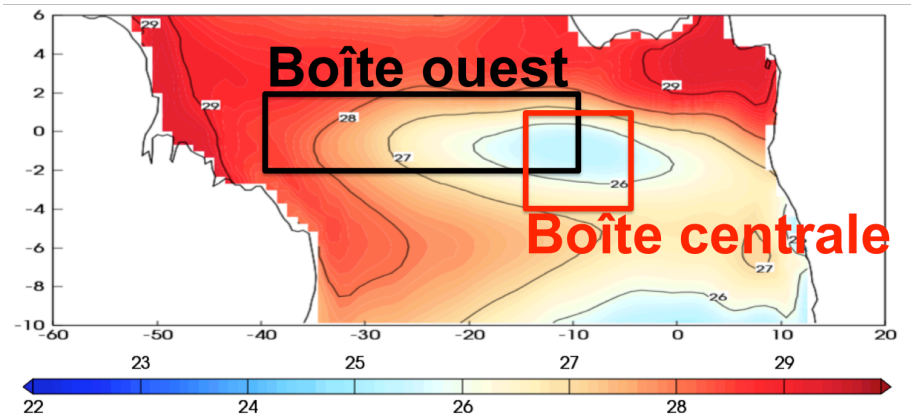


Figure 2.1 : SST (en °C) moyenne de mai-juin-juillet, moyennée sur la période 1982-2007 et délimitations des boîtes ouest et centrale.

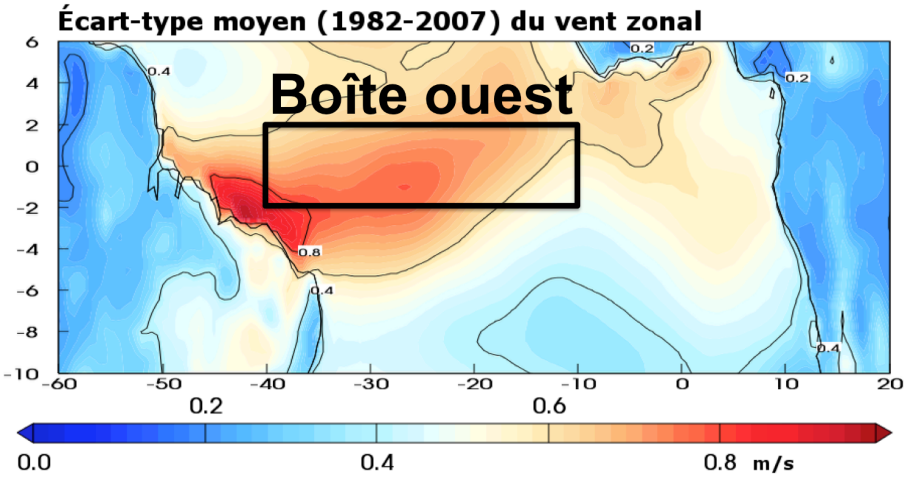


Figure 2.2 : Écart-type du vent zonal (en m/s), moyenné sur la période 1982-2007 et calculé avec la réanalyse ERA-I.

Pour étudier les séries temporelles de la température et du vent zonal, deux boîtes, dans lesquelles les données sont moyennées spatialement, ont été définies (Figure 2.1). La boîte utilisée pour la température est la "boîte centrale". Cette boîte a déjà été utilisée dans une étude des bilans de chaleur de l'ACT (Wade et al. 2011b). La "boîte centrale" encadre 10°W car c'est à cet endroit que le minimum de température de surface de la mer (SST) apparaît pendant l'été boréal et que l'ACT commence son refroidissement (Mazeika 1968 ; Caniaux et al. 2011). La "boîte centrale" se situe légèrement au sud de l'équateur car l'ACT est plus développée au sud de l'équateur qu'au nord. Cette boîte est sous l'influence du courant équatorial

sud (SEC), du sous-courant équatorial (EUC) et le bilan des flux de chaleur (somme des flux de rayonnement solaire, de rayonnement infrarouge, de chaleur sensible et latente) y est positif toute l'année. La boîte employée pour calculer un indice de vent zonal ("boîte ouest") a déjà été utilisée dans des études sur la variabilité interannuelle de l'ACT (e.g. Richter et al. 2013). Elle se situe dans la partie occidentale du bassin car les précédentes études (Merle 1980 ; Servain et al. 1982 ; Zebiak 1993 ; Ruiz-Barradas et al. 2000 ; Kushnir et al. 2006 ; Keenlyside and Latif 2007) ont montré que la dynamique de l'Atlantique équatorial est similaire à celle du phénomène El Niño/oscillation australe (ENSO), i.e. que le refroidissement équatorial est contrôlé par le vent zonal d'est, dans la partie occidentale du bassin. De plus, cette boîte se situe dans la région dans laquelle la variabilité du vent zonal est maximale (Figure 2.2).

2.1.1 Température

2.1.1.1 Température de surface de la mer

Les différents produits présentent une variabilité de la SST similaire (Figure 2.3c), mais on peut remarquer qu'il y a parfois des différences de plus de 1°C entre les différents produits. Ces différences de SST ont principalement lieu dans la période la plus chaude (mars- avril) et la période la plus froide (juillet-août). La Figure 2.3a montre que dans l'ensemble, le timing des anomalies semble être le même dans tous les produits de SST, mais l'amplitude des anomalies est différente.

La Figure 2.3b compare à l'aide d'un diagramme de Taylor (2001) l'ensemble des analyses et réanalyses listées dans le Tableau 1.2. Les données de SST de Reynolds et al. (2007), issues d'observations satellite, sont ici utilisées comme référence pour calculer les différentes statistiques. Sept analyses et réanalyses (ARMOR, ERA-I, COMBI, ICOADS, NCEP2 ORAS4, Tr_FI) reproduisent particulièrement bien la variabilité interannuelle de la SST, avec des corrélations supérieures à 0,9, des écarts-types normalisés entre 0,9 et 1,07, et des erreurs quadratiques moyennes (RMSE pour *Root-Mean-Square Error*) entre 0,15°C et 0,22°C. Les autres analyses et réanalyses ont des statistiques légèrement moins bonnes (corrélations supérieures à 0,63, écarts-types normalisés entre 0,72 et 1.37 et RMSE inférieures à 0,54°C).

Notons que la réanalyse GLORYS2v1, qui représente globalement bien la variabilité interannuelle de la SST de Reynolds et al. (2007), possède des anomalies particulièrement fortes pendant l'année 1997. La réanalyse GODAS a des statistiques équivalentes à GLORYS2v1, et représente également bien la variabilité interannuelle de la SST. Cependant, en 2004, les anomalies de SST de la réanalyse GODAS sont deux fois plus fortes que dans Reynolds et al. (2007).

Les analyses EN3v3a et EN4v1.7 présentent de nombreuses anomalies de SST très ponctuelles de forte amplitude, qui n'apparaissent pas dans les autres produits. De plus, d'après le diagramme de Taylor (Figure 2.3b), ces deux analyses représentent moyennement bien la variabilité interannuelle de la SST de Reynolds et al. (2007).

Nous avons vu dans la section 1.5 que tous les jeux de données que nous utilisons assimilent à peu près les mêmes observations et devraient donc être très

proches des SST de Reynolds et al. (2007). EN3v3a et EN4v1.7 proposent une variabilité interannuelle de la langue d'eau froide différente des autres produits. Il est donc possible que la variabilité interannuelle de ces deux analyses ne soit pas correcte : ces analyses ne seront pas utilisées pour notre étude. GLORYS2v1, qui assimile les SST de Reynolds et al. (2007), semble être fortement différente des autres jeux de données uniquement en 1997. Cela est peut être une manifestation d'erreurs qui peuvent être présentes dans cette réanalyse.

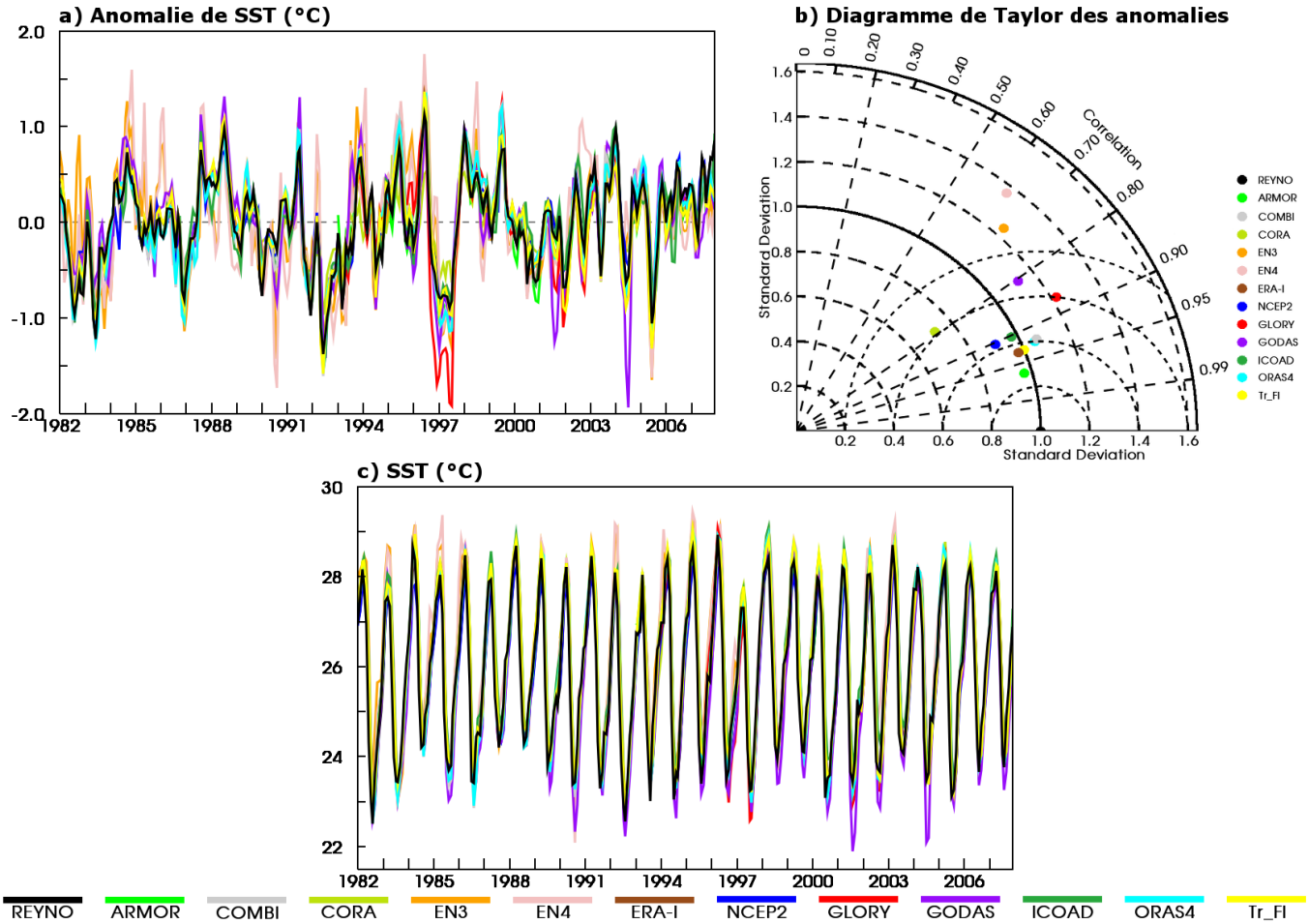


Figure 2.3 : a) Série temporelle des anomalies de SST (par rapport au cycle annuel moyen 1982-2007) en °C, calculées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N] avec les données des analyses et réanalyses listées dans le Tableau 1.1. b) Diagramme de Taylor (2001) utilisant les données Reynolds et al. (2007) comme référence, calculé pour les mêmes analyses et réanalyses que a). Les arcs de cercle (en traits pleins ou en tirets longs) centrés sur l'origine représentent l'écart-type normalisé, les lignes en tirets longs partant de l'origine représentent la corrélation, et les arcs de cercle en petits tirets centrés sur la référence (point noir) représentent l'erreur quadratique moyenne. c) idem « a) » pour la série temporelle de la SST.

2.1.1.2 Température moyenne sur les 300 premiers mètres de l'océan

L'ACT est un refroidissement de la surface de l'océan, mais cette variabilité saisonnière et interannuelle est également présente en dessous de la surface. L'étude de la température moyenne sur les 300 premiers mètres de l'océan (T300) fournit la « mémoire » de l'océan (car elle a une variabilité plus lente que la SST) et elle est une source potentielle de prévisibilité de la variabilité interannuelle. La T300 est par exemple utilisée dans le Pacifique tropical pour la prévisibilité à long terme de

l'ENSO (Ji et al. 1998 ; Xue et al. 2000 ; Clarke and Van Gorder 2003 ; Balmaseda and Anderson 2009). La variabilité de la température des couches supérieures de l'océan est également liée à celle de la SST dans l'Atlantique équatorial (Zebiak 1993 ; Ruiz-Barradas et al. 2000 ; Keenlyside and Latif 2007).

Les produits permettant le calcul de la T300 proposent une valeur moyenne et une amplitude du cycle saisonnier différentes (Figure 2.4c). La T300 moyenne sur la période est d'environ 15°C pour ARMOR, tandis que dans les autres produits elle est d'environ 16°C. L'amplitude du cycle saisonnier est d'environ 1°C dans ARMOR et CORA, et de 1,5°C dans les autres produits. Cependant les anomalies interannuelles sont plutôt cohérentes (Figure 2.4a).

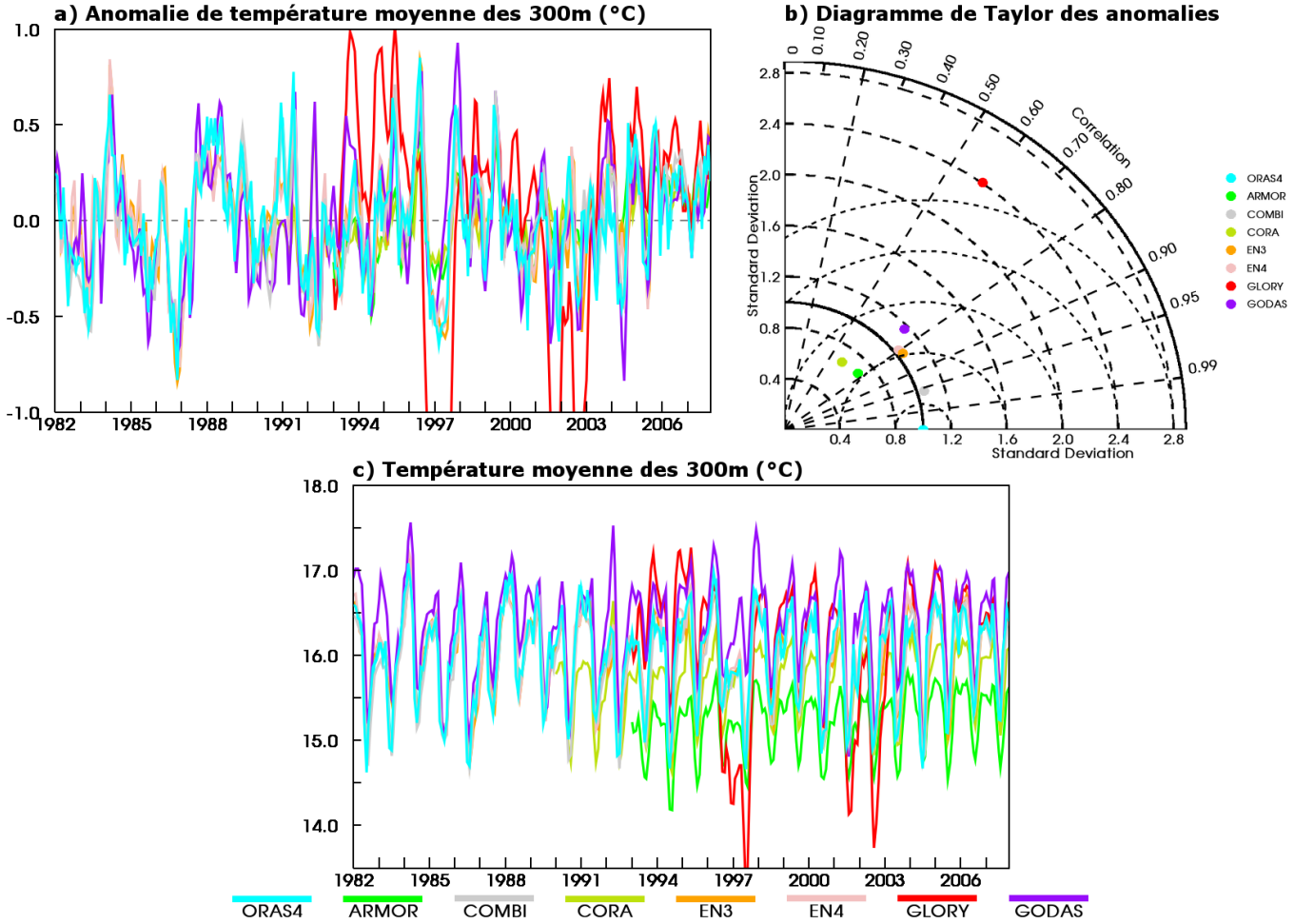


Figure 2.4 : Idem Figure 2.3 pour la température moyenne des 300 premiers mètres (en °C), calculée dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N]. Le diagramme de Taylor (2001) utilise les données de ORAS4 comme référence.

La Figure 2.4b compare à l'aide d'un diagramme de Taylor l'ensemble des analyses et réanalyses listées dans le Tableau 1.1 permettant le calcul de la T300. La réanalyse ORAS4 est utilisée ici comme référence pour calculer les différentes statistiques. Le choix de cette réanalyse est arbitraire, et est basé sur le fait que cette réanalyse couvre l'intégralité de la période 1982-2007 et qu'elle assimile de nombreuses observations in situ. Il est important de noter que cette réanalyse n'est pas considérée comme la « réalité ». Pour la T300 les statistiques sont moins

bonnes que pour la SST. Cela peut s'expliquer par le manque d'observations de la température dans l'océan. Néanmoins, les analyses et réanalyses (sauf GLORYS2v1) sont plutôt cohérentes, avec des corrélations supérieures à 0,62, des écarts-types normalisés entre 0,69 et 1,17, et des RMSEs entre 0,09°C et 0,23°C. La réanalyse GLORYS2v1 montre une variabilité interannuelle très différente des autres jeux de données (corrélation de 0,59, écart-type normalisé de 2,41 et RMSE de 0,58°C).

La réanalyse GLORYS2v1 présente de fortes anomalies de SST en 1997 (Figure 2.3a). La Figure 2.4a montre que ces anomalies sont également présentes en profondeur, avec une amplitude quasi équivalente. Cette figure montre également de fortes anomalies positives entre 1993 et 1996, et négatives en 2001 et 2002. Les anomalies de SST et de T300 proposées par GLORYS2v1 certaines années sont très différentes des autres jeux de données. Ce produit est donc à utiliser avec prudence. Dans le cadre de notre étude, nous avons décidé d'écarter cette réanalyse.

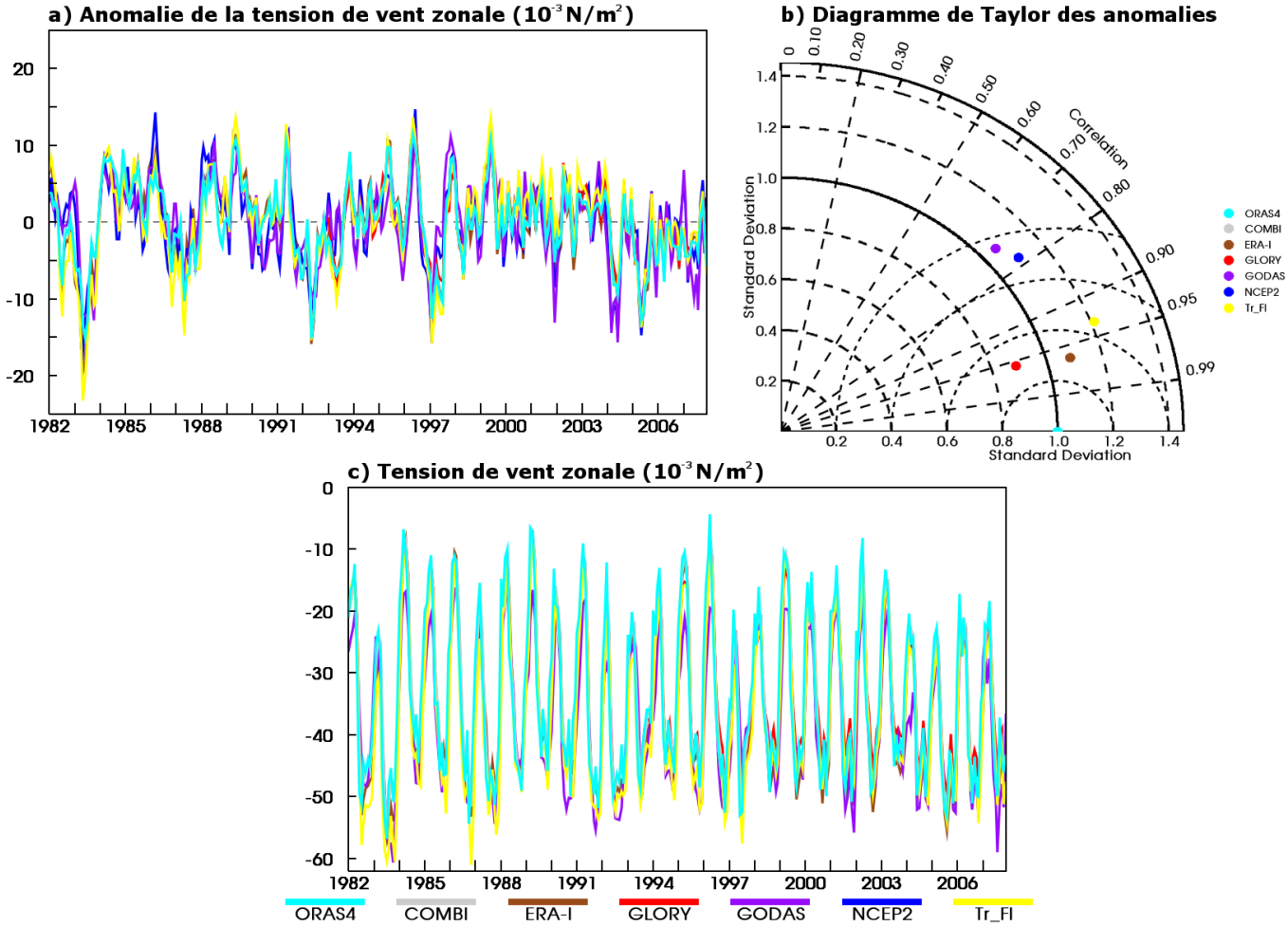


Figure 2.5 : Idem Figure 2.4 pour la tension de vent zonale (en 10^{-3} N/m^2), calculée dans la "boîte ouest" [40°W-10°W ; 2°S-2°N].

2.1.2 Tension de vent

Le vent est une composante atmosphérique très importante pour la dynamique de l'océan, particulièrement dans les tropiques. Pour faire le lien entre

l'atmosphère et l'océan, on utilise la tension de vent. Cette force par unité de surface est le cisaillement imposé par le vent sur la surface de l'océan et dépend de la vitesse du vent U_a et d'un coefficient de transfert C_D :

$$\vec{\tau} = \rho C_D \left|\Delta\overrightarrow{U_a}\right| \Delta\overrightarrow{U_a} \qquad \textbf{(2.01)}$$

La tension de vent est presque systématiquement calculée dans les produits proposant le vent, c'est donc cette variable qui est utilisée dans cette thèse. La composante zonale de la tension de vent est la plus utilisée pour expliquer la variabilité de la SST à l'échelle saisonnière ou interannuelle (Servain et al. 1982 ; Carton and Huang 1994 ; Servain et al. 2000 ; Illig et al. 2004 ; Keenlyside and Latif 2007 ; Burls et al. 2012 ; Richter et al. 2013) car le vent zonal serait à l'origine d'ondes (Kelvin et Rossby) qui expliqueraient le refroidissement de l'ACT (e.g. Moore et al. 1978 ; Adamec et O'Brien 1978 ; Houghton 1989). C'est pour cette raison que nous ne comparons dans cette section que la composante zonale de la tension de vent.

Les séries temporelles de la tension de vent zonale et de ses anomalies (Figure 2.5 a et c) montrent une bonne cohérence entre les produits proposant cette variable. Cependant, on peut remarquer à l'aide de la Figure 2.5a que l'amplitude des anomalies est différente d'un produit à l'autre et, parfois, le signe des anomalies n'est pas le même (comme en 1982, 1990 et 1993 par exemple).

Le diagramme de Taylor (Figure 2.5b) comparant les anomalies de la tension de vent zonale (la réanalyse ORAS4 est utilisée ici comme référence) montre que ces ensembles de données sont moins en accord que sur les anomalies de SST. Néanmoins, tous ces produits affichent des statistiques correctes (corrélations supérieures à 0,73, écarts-types normalisés entre 0,89 et 1,21, et RMSEs inférieures à 4,36mN/m^2).

2.1.3 Température de surface de la mer et tension de vent

Il a été montré que les anomalies de la tension de vent dans la partie occidentale de l'Atlantique équatorial précèdent d'un à deux mois les anomalies de SST dans la partie orientale de l'Atlantique équatorial (Servain et al. 1982 ; Keenlyside and Latif 2007 ; Burls et al. 2012). Cette relation entre la tension de vent et la SST est ici vérifiée dans nos jeux de données.

La Figure 2.6 superpose les séries temporelles des anomalies de SST et des anomalies de la tension de vent zonale de la réanalyse ORAS4. On remarque ainsi que ces séries temporelles sont très ressemblantes et que, à quelques exceptions près, elles sont toujours en phase. Nous avons calculé les corrélations en décalant les séries temporelles entre les anomalies de SST (moyennées dans la "boîte centrale") et les anomalies de la tension de vent zonale (moyennées dans la "boîte ouest") dans les 7 produits proposant ces deux champs. Les résultats pour chaque réanalyses se trouvent dans le Tableau 2.1. Nous avons ainsi pu montrer que la corrélation est maximale (0,56 en moyenne) pour les anomalies de la tension de vent devançant les anomalies de SST de 1 mois en moyenne.

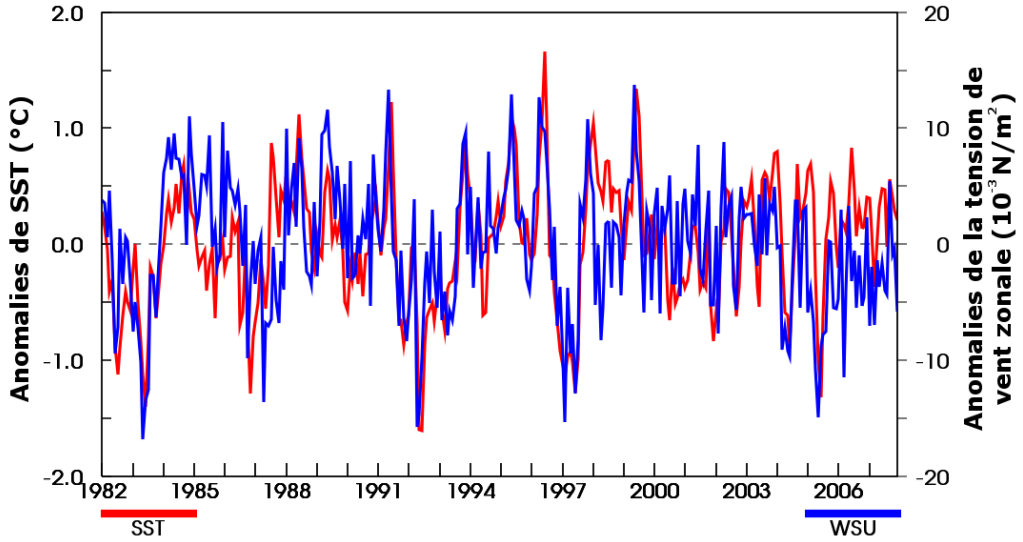


Figure 2.6 : Séries temporelles des anomalies de SST (courbe rouge, axe des ordonnées de gauche) en °C, moyennées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N], et des anomalies de la tension de vent zonale (courbe bleue, axe des ordonnées de droite) en 10^{-3} N/m^2, moyennées dans la "boîte ouest" [40°W-10°W ; 2°S-2°N], calculées avec les données de la réanalyse ORAS4.

Nom	Corrélation maximale	Retard de la SST (mois)
ERA-I	0,59	1
COMBINE	0,58	1
GLORYS	0,52	1
GODAS	0,57	1
NCEP2	0,53	1
ORAS4	0,58	1
Trop_Flux	0,58	1
Moyenne	0,56	1

Tableau 2.1 : Pour chaque produit proposant les champs de SST et la tension de vent zonale : corrélation maximale entre les anomalies de la tension de vent zonale moyennées dans la "boîte ouest" [40°W-10°W ; 2°S-2°N] et les anomalies de SST moyennées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N], et retard des anomalies de SST par rapport aux anomalies de la tension de vent zonale pour obtenir la corrélation maximale.

Nous avons mis en évidence dans cette partie de fortes anomalies de la tension de vent et de température dans l'Atlantique équatorial. L'intercomparaison des produits a permis de montrer que certaines analyses (EN3v3a et EN4v1.7) et réanalyse (GLORYS2v1) ne sont pas adaptées à l'étude de la variabilité interannuelle de l'ACT, et par conséquent ne seront pas utilisées par la suite. Comme expliqué dans la section 1.5, tous les produits assimilent à peu près les mêmes observations. Les produits EN3v3a et EN4v1.7 présentent des anomalies très différentes des autres jeux de données avant les années 2000. Ces défauts sont donc peut-être causés par un faible nombre d'observations. En ce qui concerne GLORYS2v1, nous avons remarqué que, au niveau de la bouée PIRATA (Bourlès et al. 2008) à 10°W-0°N, les périodes pendant lesquelles il existe de fortes différences avec les autres jeux de données, sont également les périodes pendant lesquelles les données PIRATA sont manquantes. Lors de ces périodes, il existe dans la réanalyse GLORYS2v1 des anomalies de température très fortes (atteignant 8°C) autour de 50 de profondeur. Cette réanalyse est peut-être trop dépendante des observations pour reproduire correctement la variabilité interannuelle de l'Atlantique équatorial. Le lien

entre anomalies de la tension de vent et de SST a été vérifié : dans les produits testés les anomalies de la tension de vent précèdent celles de la SST d'un mois. La partie suivante expose la méthode employée pour étudier la variabilité interannuelle de l'ACT, en utilisant cette relation entre la tension de vent et la SST.

2.2 Méthode de classification des événements de la langue d'eau froide Atlantique

Il a été montré que les anomalies de la tension de vent précèdent celles de la SST, mais les processus liant ces deux phénomènes ne sont pas bien décrits. Pour parvenir à expliquer ce lien, nous nous focalisons sur les événements forts, afin de maximiser le signal et de détecter facilement les processus mis en jeu.

Afin de bien sélectionner les cas que l'on va étudier en détail, une classification des événements de l'ACT a été créée, fondée sur plusieurs produits dérivés d'observations et des réanalyses. Nous avons choisi de travailler sur la période 1982 à 2007 car de nombreux produits couvrent cette période, les observations sont nombreuses (observations par satellite). Huit produits (listés dans le Tableau 2.2) couvrant l'intégralité de la période et deux autres couvrant une période plus courte (1990-2007 pour CORA et 1993-2007 pour ARMOR) ont été sélectionnés pour la classification. Les événements de l'ACT doivent exister dans l'ensemble des produits sélectionnés. L'utilisation de plusieurs produits d'origines différentes, ainsi que des méthodes et des modèles différents, permet d'assurer la robustesse des événements sélectionnés.

La classification des événements froids et chauds de l'ACT est dérivée de celle proposée par Richter et al. (2013) mais adaptée à la période et à la région auxquelles nous nous intéressons. Cette classification est fondée sur les critères suivants :

- les anomalies de SST (par rapport au cycle annuel moyen) calculées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W, 4°S-1°N] doivent être supérieures à 0.5 écart-type pendant la période mai-juin-juillet (MJJ),
- les anomalies de la tension de vent zonale (par rapport au cycle annuel moyen) calculées dans la "boîte ouest" [40°W-10°W, 2°S-2°N] doivent être supérieures à 0.1 écart-type pendant la période mars-avril-mai (MAM),
- les anomalies de SST et de la tension de vent zonale doivent avoir le même signe.

La température minimale de l'ACT est en moyenne atteinte en août. Il aurait été possible de choisir ce mois pour centrer la période de calcul des anomalies de SST. Nous avons fait le choix de nous focaliser sur la période de formation de l'ACT. Or, les études précédentes ont montré que le taux de refroidissement de la langue d'eau froide est maximum pendant le mois de juin (Foltz et al. 2003 ; Wade et al. 2011b ; Hummels et al. 2013, 2014 ; Schlundt et al. 2014). De plus, les jeux de données utilisés s'accordent sur le fait que l'écart-type mensuel des anomalies de SST (par rapport au cycle annuel moyen) est maximum en juin (Figure 2.7a). D'après les indices de Caniaux et al. (2011), juin correspond à la phase de formation de l'ACT, et celle-ci est liée au saut de mousson vers le nord. Ainsi, juin apparaît comme une période clé de la formation de l'ACT, et c'est pour cela que nous avons

décidé d'utiliser le mois de juin pour centrer la période de calcul des anomalies de SST. La section 2.3 propose une discussion sur l'influence de la position de la "boîte centrale" et de la période utilisée pour le calcul des anomalies de SST sur les années sélectionnées.

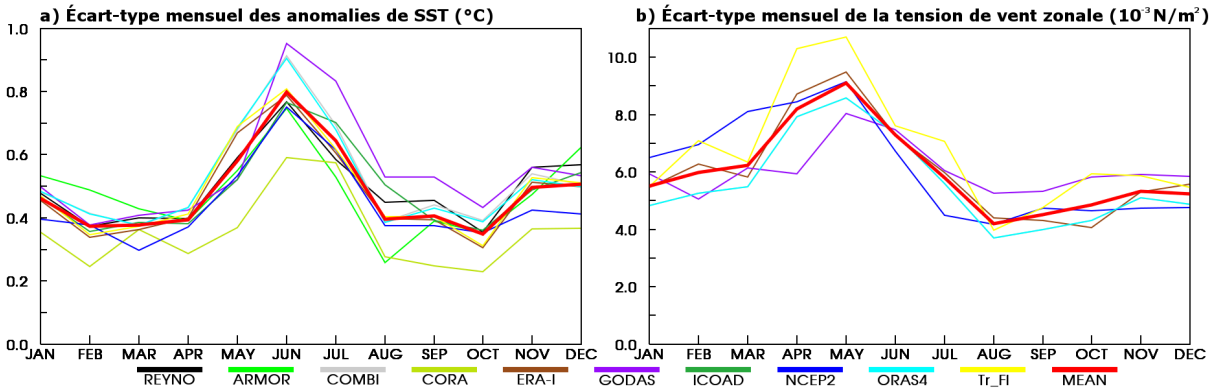


Figure 2.7 : Ecart-type mensuel des anomalies (par rapport au cycle annuel moyen) a) de SST (en °C), calculées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N], et b) de la tension de vent zonale (en 10^{-3} N/m^2), calculées dans la "boîte ouest" [40°W-10°W ; 2°S-2°N]. La courbe rouge représente la moyenne de l'ensemble des jeux de données.

Nom	Surnom	Type	Résolution	Référence	Variables disponibles		
					SST	Tension de vent zonale	Période
ARMOR 3D L4	ARMOR	analyse océanique	1/3° 0-1500 m 24 niveaux	Guinehut et al. (2012)	X		1990-2007
CORA	CORA	analyse océanique	1° 59 niveaux	Cabanes et al. (2013)	X		1993-2007
ERA-I	ERA-I	analyse atmosphérique	T255 (~80km) 60 niveaux	Dee et al. (2011)	X	X	1982-2007
GODAS	GODAS	réanalyse océanique	1° 40 niveaux	Saha et al. (2010)	X	X	1982-2007
ICOADS	ICOAD	analyse atmosphérique de surface	2° Surface	Woodruff et al. (2011)	X		1982-2007
NCEP Reanalysis 2	NCEP2	réanalyse atmosphérique	2,5° 28 niveaux	Kanamitsu et al. (2002)	X	X	1982-2007
NEMOVAR1 COMBINE	COMBI	réanalyse océanique	1° 42 niveaux	Balmaseda et al. (2010)	X	X	1982-2007
ORAS4	ORAS4	réanalyse océanique	1° 42 niveaux	Balmaseda et al. (2013)	X	X	1982-2007
Reynolds et al.'s (2007) SST	REYNO	Données grillées de la surface de l'océan	¼° Surface	Reynolds et al. (2007)	X		1982-2007
TropFlux	Tr_FI	Mélange de ERA-I et d'observations à la surface	1° Surface	Praveen Kumar et al. (2012)	X	X	1982-2007

Tableau 2.2 : Liste des ensembles de données utilisés pour la classification.

Notre classification est fondée sur la SST et la tension de vent zonale car il a été montré que la variabilité saisonnière de la SST est dominée par le forçage à distance du vent, exercé dans la partie occidentale de l'Atlantique équatorial avec un délai d'un à deux mois (Servain et al. 1982 ; Keenlyside and Latif 2007 ; Burls et al.

2012). Nous avons montré que dans nos produits et nos régions sélectionnées, les anomalies de la tension de vent précèdent les anomalies de SST d'un mois (section 2.1.3). Nous avons donc centré la période de calcul des anomalies de la tension de vent un mois avant le début de la période de calcul des anomalies de SST. La période utilisée pour le calcul des anomalies de la tension de vent est donc centrée sur le mois d'avril. C'est aux mois d'avril et de mai que l'écart-type mensuel des anomalies de la tension de vent zonale est maximum (Figure 2.7b). Nous utilisons donc la même région et la même période que Richter et al. (2013), pour détecter les anomalies de la tension de vent zonale.

Cette classification définit un événement froid (chaud) quand une anomalie de SST au centre de l'Atlantique équatorial est précédée par une anomalie négative (positive) de la tension de vent zonale dans la partie occidentale de l'Atlantique équatorial. Dans cette région les vents dominants (les alizés) sont dirigés vers l'ouest, et donc comptés négativement. Par conséquent, une anomalie négative (positive) de la tension de vent zonale équivaut à une tension de vent plus forte (faible).

Grâce à cette classification, on obtient cinq événements froids et cinq événements chauds (les années sont listées dans le Tableau 2.3). Les années présentant un événement chaud sont les mêmes que celles sélectionnées par Richter et al. (2013), mais nous en sélectionnons deux de plus (1995 et 1999). Burls et al. (2012) ont également proposé une classification des événements de l'ACT, mais uniquement fondée sur la SST. La majorité des événements sélectionnés par Burls et al. (2012) le sont également par notre classification. Notre classification ne sélectionne pas les événements de 1987, 1994 et 1998 car, lors de ces années, les anomalies de SST sont précédées d'anomalies de vent du signe opposé. Les événements de 1984 et 1986 ne sont pas sélectionnés car plusieurs de nos jeux de données présentent des anomalies de SST n'excédant pas 0,5 écart-type.

D'après les indices de Caniaux et al. (2011) caractérisant la variabilité interannuelle de l'ACT, pendant les événements froids (chauds) sélectionnés, l'ACT se forme en moyenne 15 jours plus tôt (tard) que la date de formation moyenne sur la période 1982 à 2007. Cela correspond à plus d'un écart-type. Notre classification remplit bien l'objectif souhaité : sélectionner des événements différents lors leur formation.

Événements froids	Événements chauds
1983	1988
1992	1991
1997	1995
2004	1996
2005	1999

Tableau 2.3 : Liste des événements froids et chauds sélectionnés.

2.3 Sensibilité de la classification

Une grande partie de cette thèse est fondée sur notre méthode de classification des événements froids et chauds de l'ACT. Il paraît donc important de

discuter de l'influence de la position de la "boîte centrale" et de la période choisie pour calculer les anomalies de SST sur la classification. Pour cela, nous étudions dans la section 2.3.1 les résultats obtenus si la "boîte centrale" est décalée de 5° vers l'est ("boîte centrale est"), 5° vers l'ouest ("boîte centrale ouest"), et si cette boîte est centrée sur l'équateur ("boîte centrale équateur") (Figure 2.8). Nous ne proposons ici que de faibles déplacements de la position de la "boîte centrale" car nous souhaitons travailler sur le « cœur » de la langue d'eau froide, qui est situé autour de 10°W en moyenne. La "boîte ouest" est utilisée dans d'autres études sur la variabilité du vent dans l'Atlantique équatorial, et notamment dans une étude proposant une classification des événements de l'ACT (e.g. Richter et al. 2013), car c'est dans cette région que l'océan est particulièrement sensible au forçage du vent (Richter et al. 2014a). Pour ces raisons, la position de cette boîte n'est pas discutée. La section 2.3.2 présente les résultats obtenus si la période choisie pour calculer les anomalies de SST était centrée sur juillet ou sur août.

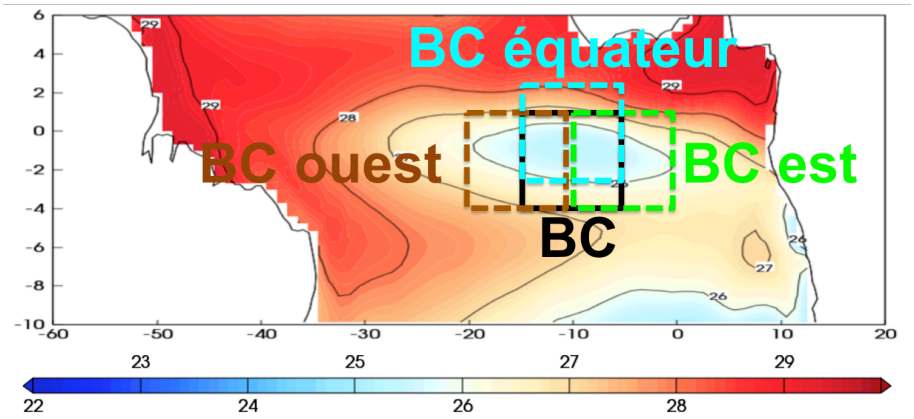


Figure 2.8 : SST (en °C) moyenne de mai-juin-juillet, moyennée sur la période 1982-2007 et délimitations de la "boîte centrale" (BC en noir), la "boîte centrale ouest" (BC ouest en marron), la "boîte centrale équateur" (BC équateur en cyan) et la "boîte centrale est" (BC est en vert).

2.3.1 Influence de la position de la "boîte centrale"

La position de la "boîte centrale" n'a pas d'impact sur les années sélectionnées par la classification. C'est un point fort pour cette classification. Les anomalies de SST calculées dans les quatre boîtes avec les données Reynolds et al (2007) donnent des séries temporelles similaires (Figure 2.9). Cela indique que les anomalies de SST présentes lors des années froides et chaudes sélectionnées sont de grande échelle, et couvrent une grande partie de l'Atlantique équatorial. C'est ce que montre la Figure 2.10 pour les SST Reynolds et al. (2007).

Si on regarde en détail les années sélectionnées par chaque jeu de données, on peut remarquer que deux années pourraient presque être sélectionnées selon la position de la boîte :

- l'année 1984 (le mois de juin 1984 est marqué par des tirets noirs verticaux dans la Figure 2.9) est sélectionnée en utilisant la "boîte centrale est" dans tous les jeux de données sauf NCEP2 (7 sur 8). La Figure 2.9 montre que cette année les anomalies de SST sont légèrement plus fortes dans la partie orientale que dans la partie occidentale : les anomalies de SST sont nulles en juin 1984 alors qu'elles atteignent 0,25°C dans les

autres boîtes à la même période. De plus, on remarque que ces anomalies de SST arrivent après le mois de juin, et sont maximales en août (0,5°C dans la "boîte centrale ouest" et 0,8°C dans la "boîte centrale est"). Cela explique pourquoi cette année n'est pas sélectionnée.

- l'année 2000 (le mois de juin 2000 est marqué par des tirets noirs verticaux dans la Figure 2.9) est sélectionnée en utilisant la "boîte centrale équateur" dans tous les jeux de données sauf ERA-I, ICOADS et NEMOVAR1 COMBINE (7 sur 10). On peut remarquer que les anomalies de SST sont cette année plus fortes dans la "boîte centrale équateur" (0,88°C) que dans la "boîte centrale" (0,65°C). Cette année, les anomalies de SST sont plus marquées au nord de l'équateur qu'au sud. Cela peut suggérer une extension vers le nord plus importante de l'ACT, mais pas d'anomalie de grande échelle.

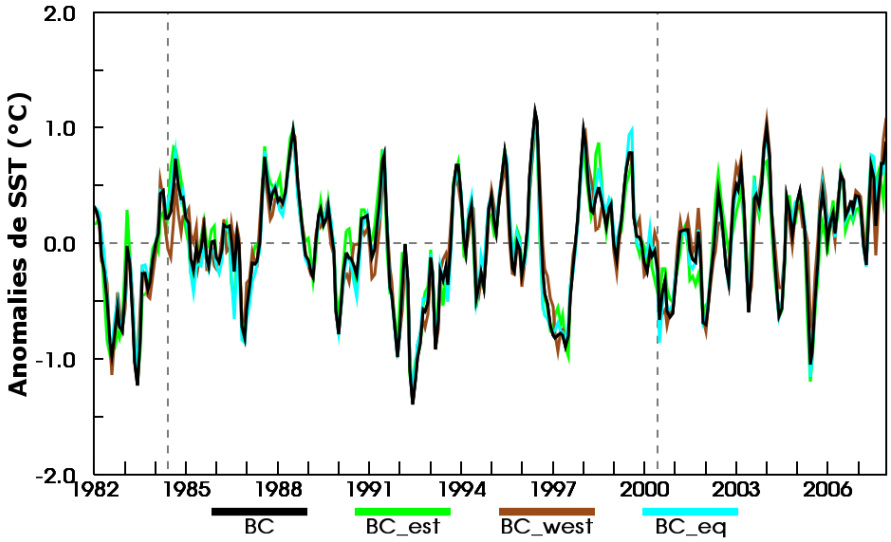


Figure 2.9 : Série temporelle des anomalies de SST (°C) calculée à partir des données de Reynolds et al. (2007) et moyennée dans les boîtes suivantes : "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N] (BC, courbe noire), "boîte centrale est" [10°W-1°W ; 4°S-1°N] (BC_est, courbe verte), "boîte centrale ouest" [20°W-11°W ; 4°S-1°N] (BC_ouest, courbe marron), et "boîte centrale équateur" [15°W-6°W ; 2,5°S-2,5°N] (BC_eq, courbe cyan).

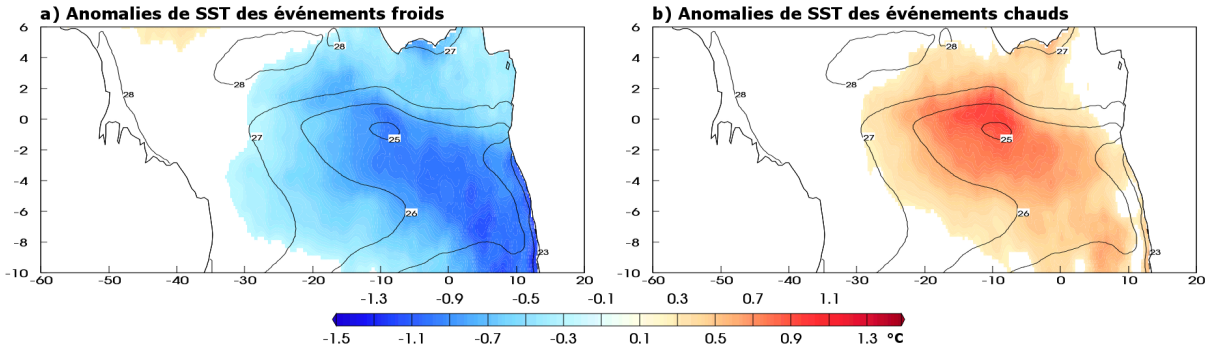


Figure 2.10 : Anomalies de SST (couleurs) et SST moyenne de 1982-2007 (isolignes) de mai-juin-juillet (en °C) calculées à partir des données de Reynolds et al. (2007), moyennées pendant a) les 5 années froides et b) les 5 années chaudes. Les anomalies de SST sont affichées uniquement où elles dépassent 0,5 écart-type. L'écart-type est calculé sur la série temporelle des anomalies de SST dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N], comme dans la classification des événements de l'ACT.

La Figure 2.10 présente une différence entre les événements froids et chauds : la dissymétrie. En effet, lors des événements froids, l'ensemble de l'ACT est

anormalement froide, avec presque la même intensité, depuis les côtes africaines jusqu'à 30°W. Lors des événements chauds, les anomalies de SST recouvrent à peu près la même région que lors des événements froids, mais elles sont maximales uniquement dans le « cœur » de l'ACT. Cela montre que c'est principalement dans cette zone que les processus océaniques limitent le refroidissement, ce qui en fait une région clé de l'ACT.

2.3.2 Influence des périodes utilisées pour le calcul des anomalies

La période utilisée pour le calcul des anomalies de SST (mai-juin-juillet) dans la classification a été choisie pour correspondre à la période de formation de l'ACT. Plusieurs études (Burls et al. 2012 ; Richter et al. 2013 ; Lübbecke et al. 2014) ont utilisé la période juin-juillet-août pour classifier les événements de l'ACT. Cette partie s'intéresse à l'influence de ce choix sur les années sélectionnées.

Tension de vent : avril-mai-juin SST : juin-juillet-août		**Tension de vent : mai-juin-juillet SST : juillet-août-septembre**	
Événements froids	Événements chauds	Événements froids	Événements chauds
1983 1992 1997 2005	1984 1988 1995 1996 1999	1992	1984 1988 1999

Tableau 2.4 : Liste des événements froids et chauds sélectionnés en fonction de la période utilisée pour calculer les anomalies.

Les années sélectionnées en fonction de la période utilisée pour calculer les anomalies sont listées dans le Tableau 2.4. Pour réaliser ces nouvelles classifications des événements, nous avons décidé de conserver l'écart d'un mois entre le centre de la période utilisée pour le calcul des anomalies de la tension de vent et le début de la période utilisée pour le calcul des anomalies de SST.

Utiliser la période juin-juillet-août (JJA) pour le calcul des anomalies de SST ne bouleverse pas complètement les années sélectionnées : celles choisies par notre classification présentent de fortes anomalies sur une grande surface (Figure 2.10), et par conséquent ces anomalies ne disparaissent pas en un mois. Cependant, en utilisant la période JJA, un événement froid et un événement chaud ne sont plus sélectionnés.

Concernant l'ACT de l'année 2004, les anomalies de SST ne sont plus suffisamment fortes dans la période JJA pour qu'elle soit sélectionnée. Caniaux et al. (2011) ont montré que cette année l'ACT atteint son extension maximale très tôt (18 juillet, un mois plus tôt que la valeur moyenne alors que l'écart-type est de 14 jours) et que la durée de l'ACT est particulièrement courte (109 jours, pour une durée moyenne de 149 jours et un écart-type de 28 jours). Les anomalies cette année-là ont lieu pendant la période de formation de l'ACT : mai-juin-juillet.

L'ACT de l'année 1991 est très particulière. En effet, de fortes anomalies chaudes sont présentes pendant la période de formation de l'ACT, retardant la date de formation (23 juin tandis que la date de formation moyenne est le 11 juin et que

l'écart-type est de 12 jours), alors que cette année la région de l'ACT va tardivement se refroidir pour devenir une des plus longues (182 jours).

En utilisant la période JJA, l'ACT de l'année 1984 est sélectionnée. Comme expliqué dans la section 2.3.1 lors de cette année, les anomalies de SST sont tardives, et plus fortes dans la partie orientale de l'Atlantique équatorial que dans la partie occidentale. Ces anomalies ne retardent pas la formation de l'ACT (15 juin) et n'écourtent pas spécialement sa durée (131 jours). L'ACT de 1984 est simplement moins étendue vers l'ouest.

Si la période pour le calcul des anomalies de SST est centrée sur le moment où l'ACT atteint son extension maximale (d'après Caniaux et al. 2011 la surface maximale de l'ACT est atteinte en moyenne le 14 août), très peu d'années sont sélectionnées. Les quelques années restantes correspondent soit à des années pendant lesquelles les anomalies sont extrêmement fortes (1988, 1992, et 1999), soit, dans le cas de 1984, une année pendant laquelle les anomalies de SST sont tardives.

Ce test montre que la période utilisée pour le calcul des anomalies est importante pour la classification. En effet, plus on choisit une période tardive, plus le nombre d'années sélectionnées est petit. Cela montre que la période pendant laquelle les anomalies de SST sont fortes et les ensembles de données sont cohérents est bien la période de formation de l'ACT (mai-juin-juillet), utilisée dans notre classification.

2.4 Les événements de la langue d'eau froide

À partir de la classification présentée dans la section 2.2, des cartes composites ont été réalisées pour de nombreux paramètres. Des travaux préliminaires ont permis de montrer que les meilleures périodes pour illustrer les résultats sont les mois de février-mars (FM) et de mai-juin (MJ). Dans cette partie, des cartes composites de ces deux périodes sont présentées et, pour les variables de surface, des diagrammes de Hovmöller permettent de visualiser la série temporelle. Ce travail a été réalisé avec l'ensemble ou une partie des jeux de données listés dans le Tableau 2.2 en fonction de la disponibilité des variables étudiées. Les résultats sont illustrés avec les données issues de ORAS4 et ERA-I (en fonction des variables disponibles), mais nous avons vérifié que ces résultats sont en accord avec l'ensemble des produits testés.

Dans cette partie, les résultats sont donnés avec un intervalle de confiance en procédant à un test de significativité. Ce test permet de déterminer si un résultat peut être obtenu par hasard. Une significativité de 90% veut dire que le résultat a moins de 10% de chance d'être obtenu par hasard.

Il existe deux grandes catégories de test de significativité : les tests paramétriques, qui supposent que les distributions suivent une certaine loi, et les tests non paramétriques qui ne font pas d'hypothèse sur les distributions. Le test de Student, par exemple, fait l'hypothèse que les distributions suivent une loi normale

(test paramétrique). Dans notre cas, le faible nombre de cas de formation d'ACT que nous étudierons ainsi que la « courte » durée de la simulation ne permettent pas de vérifier que les distributions des variables étudiées suivent une loi normale. C'est pour cette raison que le test de significativité utilisé dans cette thèse est le test Bootstrap.

La technique de Bootstrap ne fait pas d'hypothèse sur la distribution de l'échantillon étudié (test non paramétrique). Cette technique permet de faire de l'inférence statistique, c'est-à-dire d'induire les caractéristiques inconnues d'une population à partir d'un échantillon de cette population. À partir d'un échantillon E_0 de N valeurs, nous allons créer X échantillons E_x de N valeurs tirées aléatoirement avec remise de l'échantillon original E_0. Le test de Bootstrap est utilisé dans cette thèse pour déterminer si certains cas de formation de l'ACT sont significativement différents de l'ensemble des cas de formation de l'ACT. Le test consiste à savoir si, par exemple, un ensemble de 5 années (échantillon original E_0) est significativement plus chaud. Pour cela 100 échantillons de 5 années sont tirés au hasard dans la période 1982-2007. Si au moins 90 de ces échantillons ont une moyenne plus froide que celle de l'échantillon original E_0, alors ce dernier est significativement plus chaud avec un intervalle de confiance à 90%.

2.4.1 Événements froids

2.4.1.1 Caractéristiques atmosphériques et océaniques à la surface

La Figure 2.11 montre les anomalies de la tension de vent et les anomalies de SST pour les périodes FM et MJ lors des événements froids, pour la réanalyse ORAS4.

En FM, les anomalies de la tension de vent dirigées vers le nord-ouest amorcent le refroidissement dans l'Atlantique Sud (au sud de 10°S). Ensuite, en MJ, les anomalies de la tension de vent dirigées vers l'ouest augmentent et se déplacent vers la partie occidentale de l'Atlantique équatorial, tandis que dans la partie orientale, les anomalies de la tension de vent sont dirigées vers le nord. L'amplification et le déplacement des anomalies de la tension de vent ont peut être un avec le réchauffement dans le Pacifique (El Niño). Dans l'Atlantique Sud, les anomalies de la tension de vent sont colocalisées avec le refroidissement tropical en FM, mais semblent entourer les anomalies de SST en MJ.

La relation entre l'Atlantique et le Pacifique est discutée dans la section 2.4.3.

Afin de comprendre l'origine des anomalies de la tension de vent, la pression de surface a été étudiée. La Figure 2.12 présente les anomalies de pression de surface lors des événements froids et la pression de surface moyenne (1982-2007) pour les périodes FM et MJ, pour la réanalyse ERA-I.

En FM, les anomalies de la tension de vent dans le sud de l'Atlantique sont colocalisées avec une intensification de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Ensuite en MJ, on retrouve une anomalie positive de pression de surface plus au nord, et le long des côtes de l'Afrique. Cette anomalie positive de pression de surface se situe uniquement sur l'océan, et est superposée aux anomalies de SST pendant cette période. Cela pourrait être une rétroaction de la SST sur la pression de surface. En MJ, une dépression est présente sur l'Amérique centrale et l'Amérique du Sud, ainsi que sur la partie orientale du Pacifique équatorial. Cette anomalie négative de pression de surface semble liée aux anomalies positives de SST.

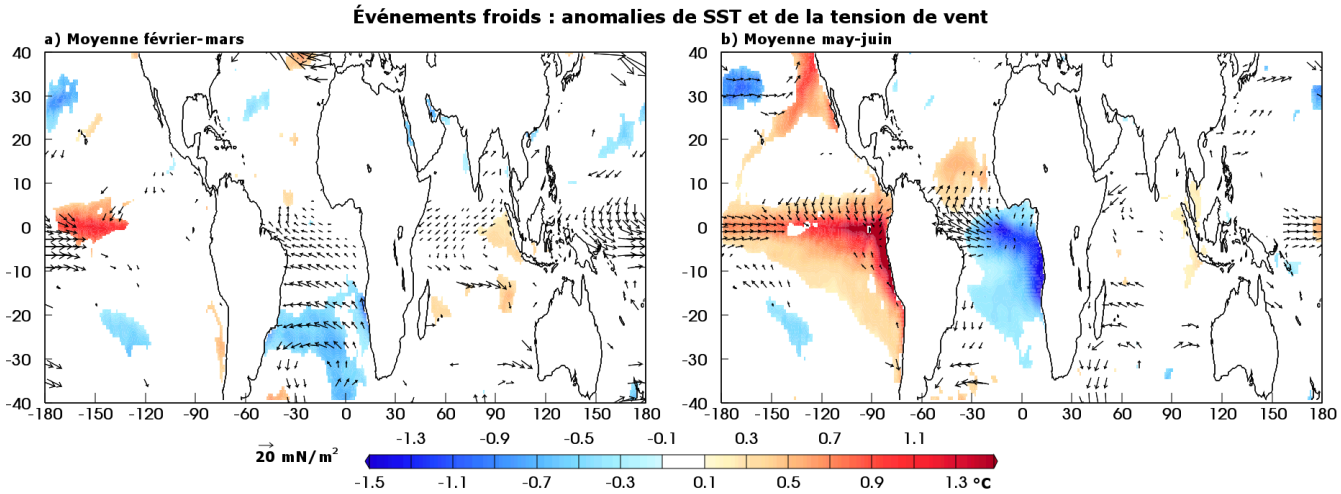


Figure 2.11 : Cartes composites des événements froids, montrant les anomalies de SST (couleurs, en °C) et les anomalies de la tension de vent (vecteurs, en mN/m^2), dans ORAS4. a) valeurs moyennes de février-mars, b) valeurs moyennes de mai-juin. Les anomalies montrées sont significatives à 90%.

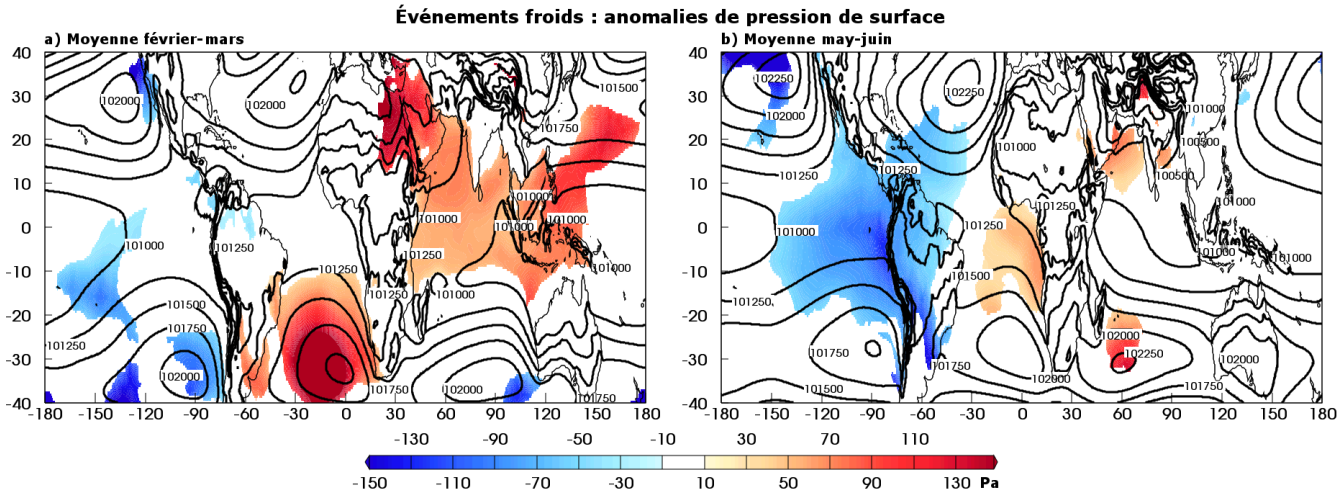


Figure 2.12 : Cartes composites des événements froids, montrant les anomalies de pression de surface (couleurs, en Pa) et les valeurs moyennes de la pression de surface sur la période 1982-2007 (isolignes, tous les 250Pa), dans ERA-I. a) valeurs moyennes de février-mars, b) valeurs moyennes de mai-juin. Les anomalies montrées sont significatives à 90%.

En début d'année, le refroidissement de l'Atlantique est peut être lié à de fortes anomalies de pression de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Ensuite, il est difficile d'expliquer l'intensification des alizés sur la bande équatoriale. Cependant, il semble que les anomalies de la tension de vent, les anomalies de SST et les anomalies de pression de surface s'auto-entretiennent via le mécanisme de rétroaction de Bjerknes (1969). Dans cette rétroaction, la tension de vent d'est renforce le refroidissement de l'ACT, ce qui augmente le gradient zonal de SST, qui à son tour augmente la tension de vent. Ces résultats sont cohérents avec l'étude de Lübbecke et al. (2014), qui a montré que des anomalies positives (négatives) de pression dans l'anticyclone de Sainte-Hélène en février-mars entraînent des anomalies négatives (positives) de SST dans l'ACT pendant l'été boréal. Cependant, les mécanismes liant les anomalies de pression dans l'anticyclone de Sainte-Hélène et les anomalies de SST dans l'ACT sont encore méconnus. Pour expliquer les anomalies de SST dans l'ACT, Richter et al. (2014b) montrent qu'elles sont liées à la variabilité du vent qui est contrôlée par des processus dans la troposphère libre, et non par la pression de surface.

Pour mieux comprendre le lien entre les anomalies de vent et celles de SST, nous avons étudié le flux d'énergie cinétique moyenne de surface (WEF pour *Wind Energy Flux*). Ce paramètre représente un couplage entre l'atmosphère et l'océan, et quantifie l'énergie cinétique moyenne transférée par le vent à l'océan. Le WEF est fonction des composantes zonale et méridienne de la tension de vent (τ_x et τ_y) et de celles du courant océanique de surface (u et v) :

$$\mathbf{WEF} = \frac{\boldsymbol{\tau_x}.\mathbf{u}+\boldsymbol{\tau_y}.\mathbf{v}}{\boldsymbol{\rho}} \qquad \textbf{(2.02)}$$

Quand la tension de vent et le courant de surface ont la même direction (une direction opposée), l'atmosphère donne (retire) de l'énergie à l'océan et par conséquent augmente (diminue) l'énergie cinétique moyenne de l'océan.

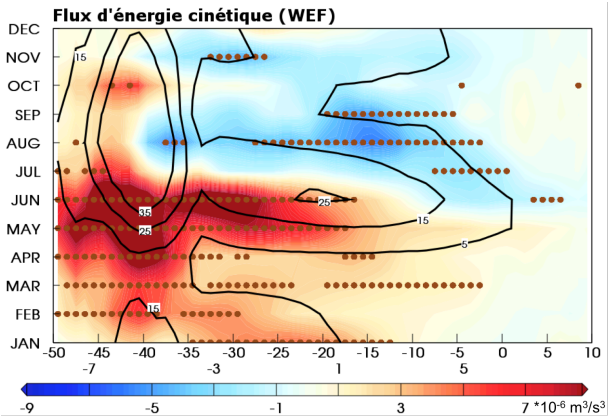


Figure 2.13 : Diagramme de Hovmöller temps versus longitude (moyenne en latitude 4°S-1°N) entre 50°W et 10°E du composite des événements froids, montrant le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) du flux d'énergie cinétique moyenne de surface (isolignes tous les 10^{-5} m^3/s^3) et les anomalies du flux d'énergie cinétique moyenne de surface (en 10^{-6} m^3/s^3), dans ORAS4. Les points indiquent que les anomalies sont significatives à 90%.

La Figure 2.13 montre le cycle annuel moyen du WEF dans l'Atlantique équatorial, et les anomalies de WEF pendant les événements froids dans la réanalyse ORAS4. Le cycle annuel moyen du WEF indique que dans l'Atlantique équatorial, le flux d'énergie cinétique est en moyenne toujours positif, et que par conséquent l'atmosphère fournit de l'énergie à l'océan.

Lors des événements froids le WEF s'intensifie de janvier à juin, sur toute la bande équatoriale. Cependant, les anomalies sont maximales dans la partie occidentale de l'Atlantique équatorial. Les anomalies de WEF sont maximales entre 50°W et 25°W au mois de juin. C'est pendant cette période (janvier à juin) que les anomalies de SST (par rapport au cycle annuel moyen) se développent (Figure 2.14a). En effet, des anomalies négatives de SST sont significatives de mars à juillet, avec un minimum de -1,5°C en juin à 10°W, latitude à laquelle le minimum de température de l'ACT (en moyenne sur la période 1982-2007) est rencontré. Après le mois de juin, le WEF diminue, et les anomalies de SST diminuent également.

Les anomalies de WEF et de SST ne sont donc pas tout à fait colocalisées, mais elles apparaissent pendant la même période, et les anomalies maximales de ces deux paramètres ont lieu simultanément.

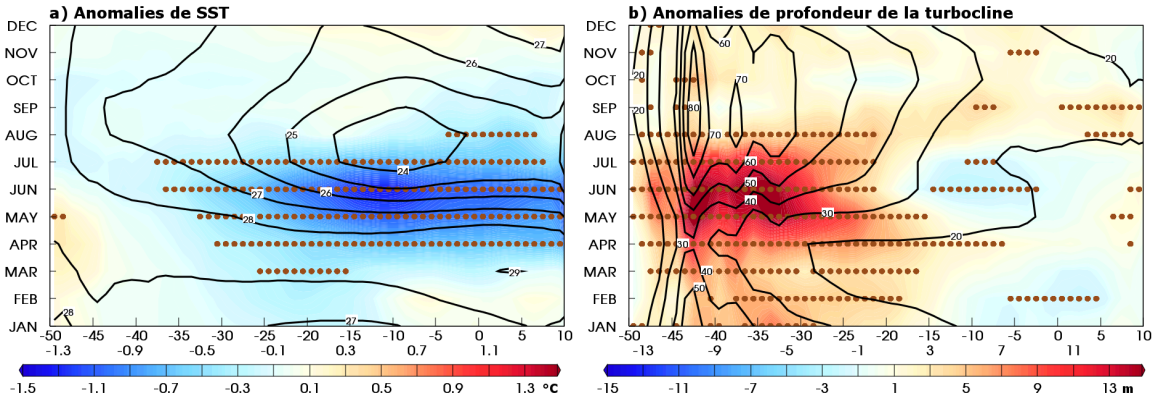


Figure 2.14 : Idem Figure 2.13 pour a) le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) de la SST (isolignes tous les °C) et les anomalies de la SST (en °C), et b) le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) de la profondeur de la turbocline (isolignes tous les 10m) et les anomalies de la profondeur de la turbocline (en m), dans ORAS4.

La profondeur de la couche de mélange (MLD) est un paramètre important pour que le refroidissement puisse avoir lieu (Foltz et al. 2003 ; Giordani et al. 2013). En effet, une fine couche de mélange permet un refroidissement important car le volume d'eau à refroidir est plus faible. Le critère pour définir la profondeur de la couche de mélange dans les réanalyses que nous utilisons est la profondeur de la turbocline. La turbocline est la couche dans laquelle le mélange est important. Cette profondeur est définie comme la profondeur à laquelle le coefficient de diffusion verticale turbulente devient inférieur à 5 cm/s^2.

Lors des événements froids, la profondeur de la turbocline est augmentée à l'ouest de 15°W de janvier à août (Figure 2.14b). En revanche autour de 10°W, la profondeur de la couche de mélange est significativement réduite en juin et juillet, favorisant donc le refroidissement.

L'approfondissement de la couche de mélange dans la partie occidentale de l'Atlantique équatorial est sûrement lié aux anomalies de vent. En effet, dans cette région, l'intensification du vent peut entrainer une plus grande évaporation. Cela peut accroître la densité à la surface si les précipitations n'augmentent pas et déstabiliser la colonne d'eau.

Dans la région de l'ACT (à l'est de 20°W), les anomalies des flux nets de chaleur (somme de Figure 2.15a et Figure 2.15b) sont positives, et par conséquent induisent une tendance au réchauffement. Les flux de chaleur ne sont donc pas à l'origine des anomalies de SST. En revanche, les anomalies de SST peuvent être à l'origine des anomalies des flux de chaleur latente et de rayonnement infrarouge (IR). En effet, une eau froide émet un rayonnement infrarouge moins important qu'une eau chaude, et est également moins susceptible de s'évaporer.

Les anomalies de flux de chaleur non solaire (Figure 2.15b) ont la même disposition que les anomalies de la profondeur de la turbocline (Figure 2.14b). Ces anomalies de chaleur non solaire sont principalement causées par les anomalies de flux de chaleur latente (Figure 2.16a). De plus, les anomalies de flux de chaleur latente expliquent le dipôle, avec des anomalies négatives dans la partie occidentale de l'Atlantique équatorial et positives dans la partie orientale. Cela indique un lien fort entre les anomalies de MLD et les anomalies d'évaporation. Il est donc possible que

les anomalies de flux de chaleur latente dans la région de l'ACT (à l'est de 20°W) augmentent la flottabilité des couches océaniques superficielles, favorisant l'augmentation de la stratification et l'obtention d'une couche de mélange moins profonde.

Dans la partie occidentale du bassin, les anomalies de flux de chaleur non solaire sont négatives, et par conséquent induisent des anomalies négatives de flux de flottabilité, qui approfondissent la couche de mélange.

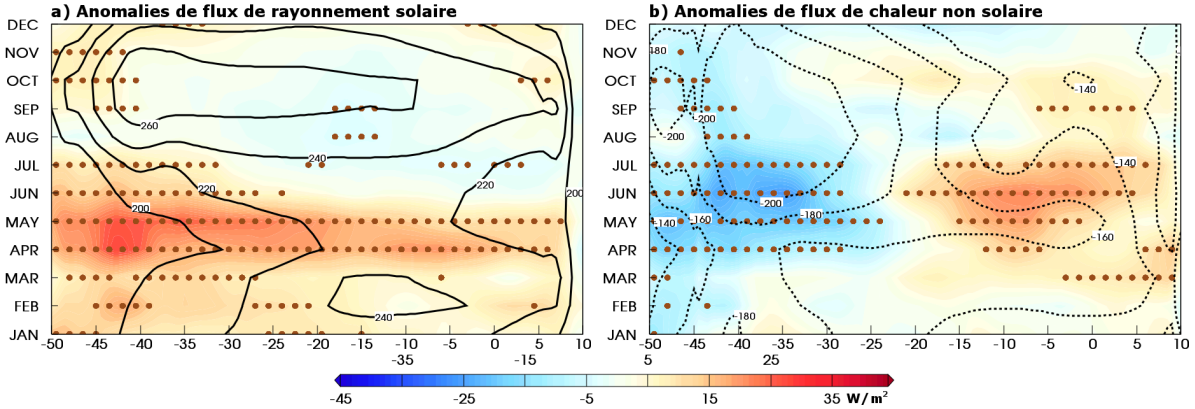


Figure 2.15 : Idem Figure 2.13 pour a) le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) du flux de rayonnement solaire (isolignes tous les 20 W/m^2) et les anomalies de flux de rayonnement solaire (en W/m^2), et b) le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) de la somme des flux non solaires (isolignes tous les 20 W/m^2) et les anomalies de la somme des flux non solaires (en W/m^2), dans ERA-I.

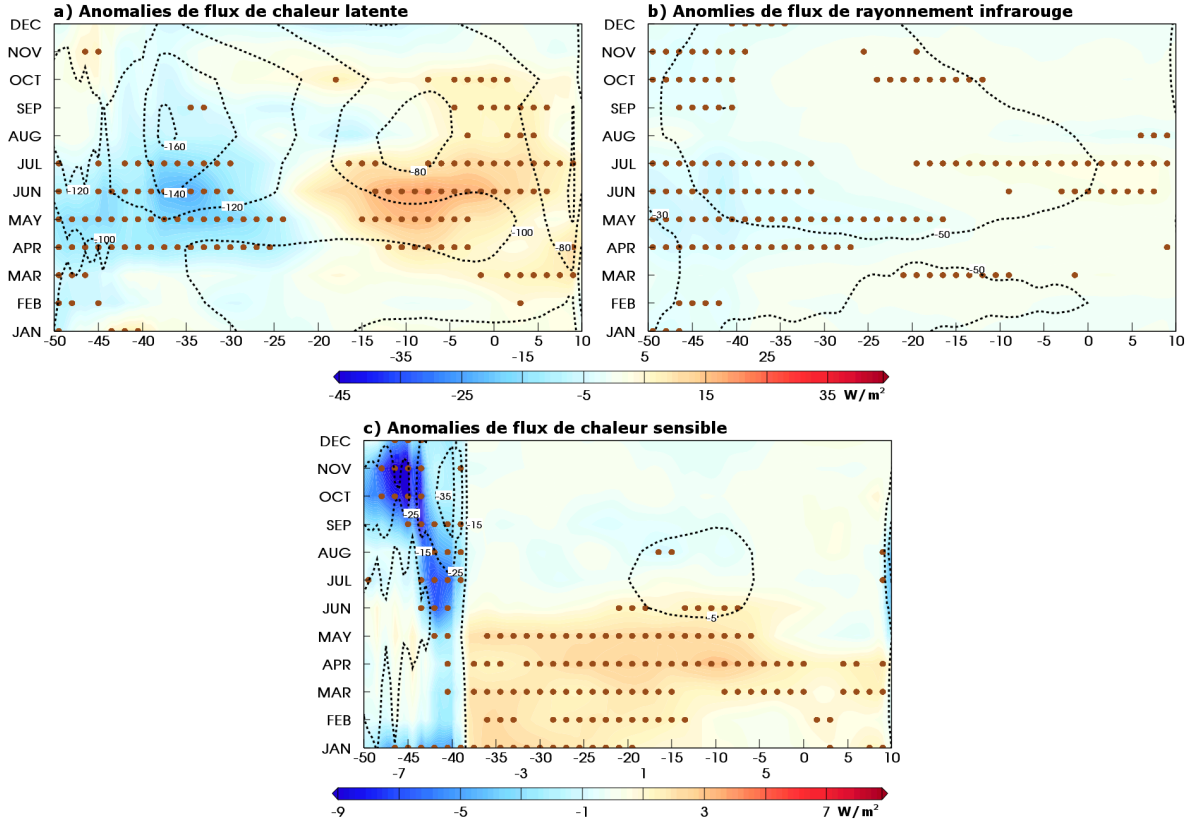


Figure 2.16 : Idem Figure 2.13 pour a) le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) du flux de chaleur latente (isolignes tous les 20 W/m^2) et les anomalies de flux de chaleur latente (en W/m^2), b) le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) du flux de rayonnement infrarouge (isolignes tous les 20 W/m^2) et les anomalies de flux de rayonnement infrarouge (en W/m^2), et c) le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) du flux de chaleur sensible (isolignes tous les 10 W/m^2) et les anomalies de flux de chaleur sensible (en W/m^2), dans ERA-I.

Les différentes variables de surface étudiées ne permettent pas d'expliquer les anomalies de SST dans l'ACT. Au contraire, l'analyse du flux de rayonnement solaire montre qu'il induit un réchauffement anormal de l'ACT jusqu'à début juin. Le bilan net des flux de chaleur indique également un réchauffement anormal de l'ACT par les flux de surface. Cependant, l'intensification des alizés et la diminution de la profondeur de la couche de mélange à l'est de 15°W donnent des conditions favorables au refroidissement.

Comme le refroidissement anormal de l'ACT lors des événements froids ne semble pas provenir des flux de chaleur en surface, nous allons maintenant nous intéresser à ce qui se passe en subsurface pour mieux comprendre si l'origine du refroidissement provient de processus océaniques.

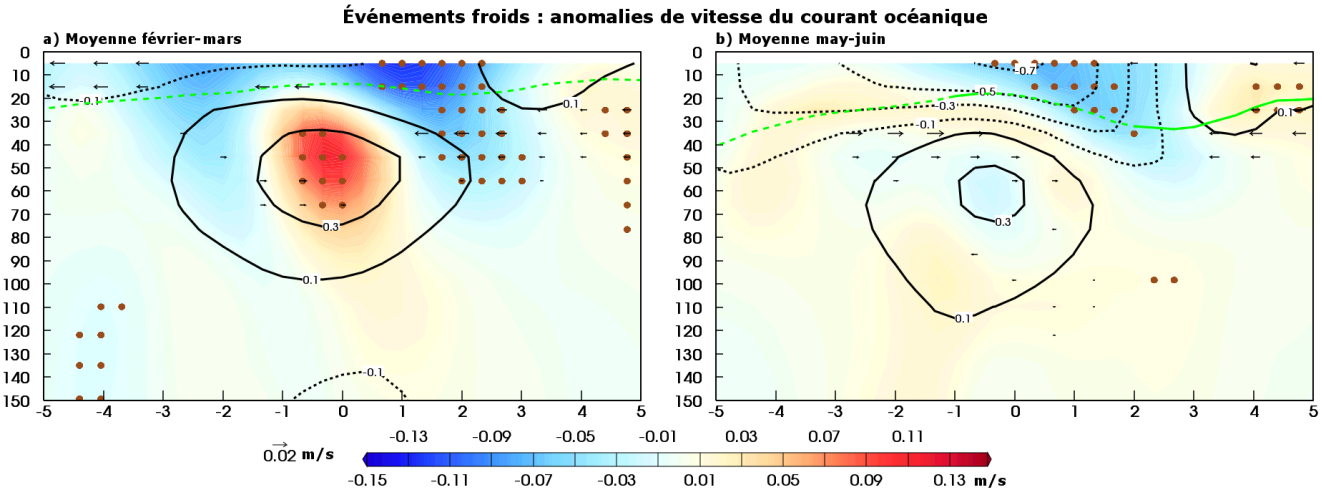


Figure 2.17 : Coupes profondeur (de la surface à 100m de profondeur) versus latitude (moyenne en longitude 15°W-6°W) entre 5°S et 5°N des composites des événements froids, montrant les anomalies de courant zonal (couleurs, en m/s), les anomalies de courant méridien (vecteurs, en m/s), la profondeur de la couche de mélange (courbe verte) et les valeurs moyennes du courant zonal sur la période 1982-2007 (isolignes tous les 0,2m/s), dans ORAS4. a) valeurs moyennes de février-mars, b) valeurs moyennes de mai-juin. Les points indiquent que les anomalies sont significatives à 90%.

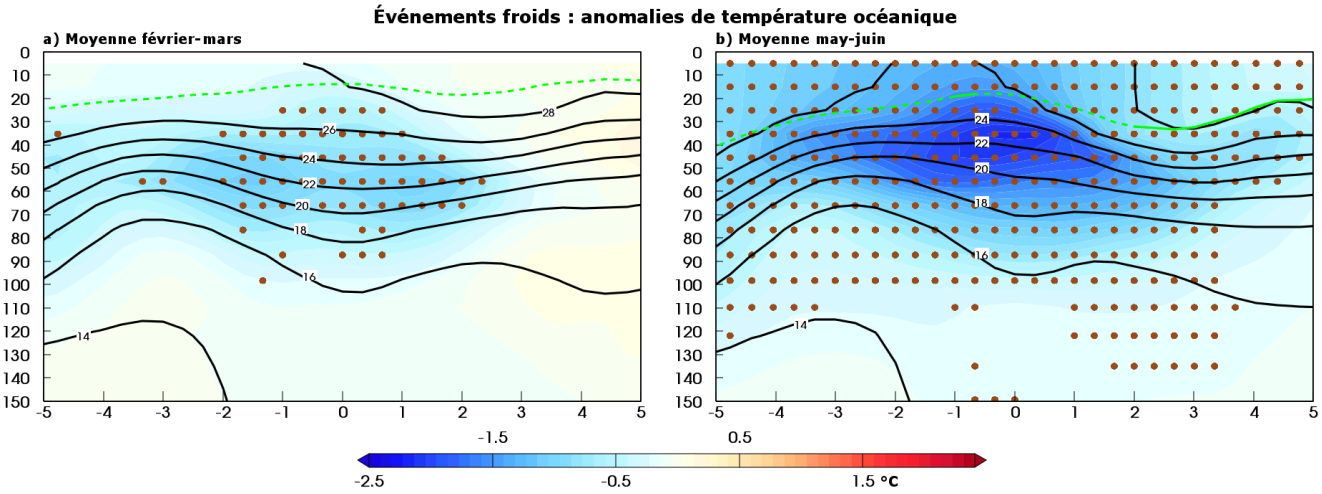


Figure 2.18 : Coupes profondeur (de la surface à 100m de profondeur) versus latitude (moyenne en longitude 15°W-6°W) entre 5°S et 5°N des composites des événements froids, montrant les anomalies de température (couleurs, en °C), la profondeur de la couche de mélange (courbe verte) et les valeurs moyennes de la température sur la période 1982-2007 (isolignes tous les 2°C), dans ORAS4. a) valeurs moyennes de février-mars, b) valeurs moyennes de mai-juin. Les points indiquent que les anomalies sont significatives à 90%.

2.4.1.2 Caractéristiques océaniques de subsurface

Le SEC (le courant de surface) étant dirigé vers l'ouest, et l'EUC (le courant de subsurface) vers l'est, une intensification de ces courants augmenterait le cisaillement vertical ce qui induirait un mélange vertical plus important. L'intensification du vent présentée dans la section 2.4.1.1 peut donc permettre l'accélération du SEC, qui peut induire plus de mélange vertical par l'intensification du cisaillement. Une autre possibilité serait que l'EUC soit accéléré par un forçage à distance.

La Figure 2.17 montre en fonction de la profondeur et de la latitude, les anomalies de courant dans la "boîte centrale". Cette figure présente des anomalies négatives en surface, ce qui implique une accélération du SEC. Cette augmentation de la vitesse du courant zonal est significative uniquement au nord de l'équateur. La Figure 2.17a montre des anomalies positives et significatives dans le cœur de l'EUC, impliquant que ce courant de subsurface est également accéléré au printemps. L'accélération de ces deux courants au printemps peut expliquer un début de refroidissement et un préconditionnement de l'océan, mais comme ces anomalies de courants ne persistent pas, elles ne suffisent pas pour comprendre l'origine des anomalies de SST.

La Figure 2.18 montre sur une même coupe les anomalies de température. Cela montre que dès FM, des anomalies de température sont présentes en subsurface (entre 40m et 60 de profondeur). Ces anomalies de température augmentent, et en MJ, la température de l'océan est significativement plus froide que la moyenne 1982-2007. Les anomalies de température sont les plus importantes au niveau de l'équateur à 40m de profondeur. En comparant la Figure 2.17 et la Figure 2.18, on s'aperçoit que ces fortes anomalies de température sont situées dans la zone de cisaillement entre le SEC et l'EUC.

Les anomalies de SST de l'ACT lors des événements froids semblent donc provenir d'une remontée d'eau froide vers la surface. Cependant, le mécanisme permettant d'expliquer ce refroidissement ne peut pas être définit par la simple étude de la température et des courants de l'océan. Les réanalyses océaniques utilisées dans cette partie ne nous donnent ni accès à la vitesse verticale dans l'océan qui peut être à l'origine du refroidissement de subsurface ni au mélange vertical qui peut être responsable du refroidissement de la couche de mélange (e.g. Giordani et al. 2013).

La Figure 2.19 présente l'évolution des anomalies de courant zonal et de température le long de l'équateur. Dans la partie occidentale de l'Atlantique équatorial (à 35°W-0°N), le SEC est accéléré de janvier à juin, tandis que l'EUC est intensifié presque toute l'année. Au même endroit, les anomalies de température sont négatives en surface, et positives en dessous de 60m de profondeur. Ces anomalies de température se situent à la profondeur de l'EUC, et paraissent suivre les mêmes évolutions : les anomalies sont maximales au même moment (en juin), et les anomalies de température semblent entraînées en profondeur par l'EUC (d'avril à juillet).

Dans le « cœur » de l'ACT (à 10°W-0°N), le SEC accélère pendant la première moitié de l'année, puis il ralentit significativement. L'EUC est anormalement

intense uniquement entre février et avril. Les anomalies de température sont négatives pendant la première moitié de l'année, puis deviennent positives. Au début de l'année, la température est anormalement froide en subsurface (autour de 50m de profondeur), et les anomalies semblent se remonter vers la surface à partir d'avril. Dans la deuxième moitié de l'année, les anomalies positives de température restent en subsurface, au niveau de l'EUC.

La vitesse moyenne de l'EUC le long de l'équateur (0,4m/s) et la distance séparant les deux positions observées dans la Figure 2.19 (2800km) indiquent qu'il faudrait environ deux mois pour que l'EUC transporte les anomalies de température de 35°W-0°N à 10°W-0°N. Cela correspond au temps qui sépare le maximum des anomalies positives à 35°W-0°N (juin) de l'apparition des anomalies positives à 10°W-0°N (août). Le réchauffement en subsurface de la région de l'ACT en fin de saison froide peut donc provenir, en partie, de l'advection d'eau anormalement chaude par l'EUC.

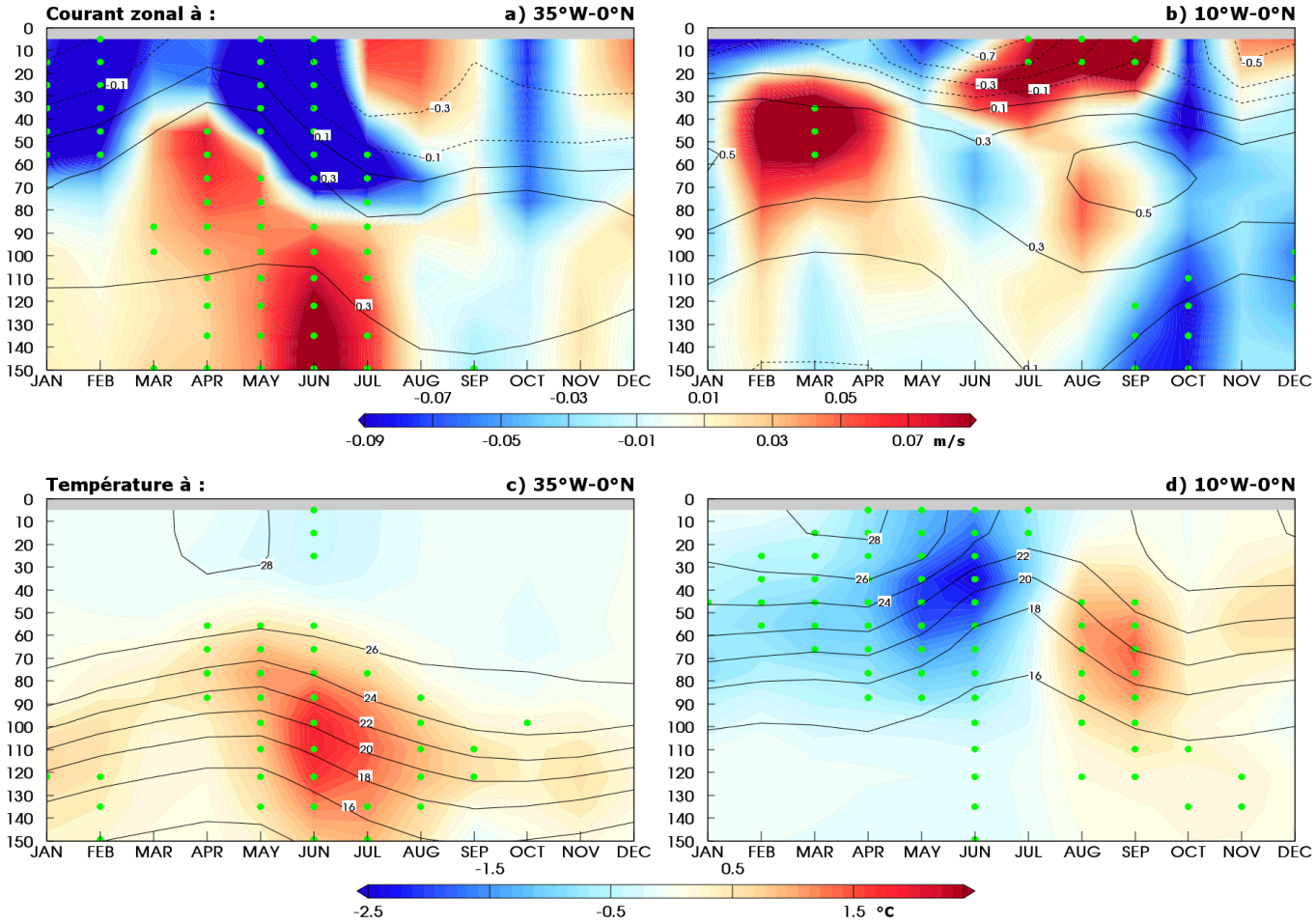


Figure 2.19 : Diagramme de Hovmöller profondeur versus temps du composite des événements froids, montrant le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) du courant zonal (isolignes tous les 0,2m/s) et les anomalies du courant zonal (en m/s), à a) 35°W-0°N et à b) 10°W-0°N, dans ORAS4. c) (respectivement « d) ») idem « a) » (respectivement « b) ») pour le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) de la température (isolignes tous les 2°C) et les anomalies de température (en °C). Les points indiquent que les anomalies sont significatives à 90%.

Il existe donc sans doute un mécanisme océanique de subsurface qui peut diminuer les anomalies froides à la fin de la période de l'ACT et, éventuellement influencer le signe des anomalies de température l'année suivante. Le contenu de chaleur de l'océan semble donc une source potentielle de prévisibilité de la variabilité interannuelle comme le proposent plusieurs études (Zebiak 1993 ; Ji et al. 1998 ; Xue et al. 2000 ; Ruiz-Barradas et al. 2000 ; Clarke and Van Gorder 2003 ; Keenlyside and Latif 2007 ; Balmaseda and Anderson 2009).

L'origine des anomalies de température (Figure 2.19c) dans l'ouest de l'Atlantique équatorial, situées sous la turbocline (Figure 2.14b), reste inconnue. Il faudrait étudier les zones de subduction de l'Atlantique Sud qui alimentent l'EUC (Hazeleger et al. 2003) pour essayer de déterminer si ces anomalies de température proviennent de cette région.

Lors des événements froids, le renforcement de l'anticyclone de Sainte-Hélène en février-mars augmente le gradient de pression entre cet anticyclone et l'équateur, et crée des anomalies de la tension de vent. Cela déclenche le refroidissement de l'Atlantique sud. Ensuite, l'anomalie positive de pression et les anomalies de la tension de vent se déplacent vers l'équateur (suivant les anomalies de SST). Il semblerait que le refroidissement que l'on observe dans le cycle annuel moyen (1982-2007) de l'océan soit accentué par des anomalies de la tension de vent. Cependant, le mécanisme qui permettrait aux anomalies de vent de générer les anomalies de SST n'a pas pu être montré. Le changement de signe des anomalies de température en fin de saison froide peut provenir de l'EUC qui transporte de l'eau anormalement chaude. Il faudrait donc déterminer quels processus physiques lient les anomalies de vent et de SST. Comment les anomalies de température en subsurface se forment-elles ? Quelles relations existe-t-il entre ces anomalies de température en subsurface et les anomalies de SST ? Ces questions seront abordées au cours des prochains chapitres.

2.4.2 Les événements chauds

2.4.2.1 Caractéristiques atmosphériques et océaniques à la surface

La Figure 2.20 montre les anomalies de la tension de vent et les anomalies de SST pour les périodes FM et MJ lors des événements chauds.

Contrairement au composite des événements froids (Figure 2.11), il n'y a presque aucune valeur significative pendant la période FM. Seule une petite zone de réchauffement au large de l'Angola est associée à des anomalies négatives de la tension de vent. En MJ, les anomalies de SST significatives s'étendent sur une région moins grande que lors des événements froids. Cela suggère que le cas chaud est un phénomène de moins grande échelle. Si on regarde le Pacifique tropical, une petite zone est significativement froide. À l'ouest de cette zone, les anomalies significatives de la tension de vent montrent une intensification de la tension de vent zonale, mais à l'est de cette zone, c'est le contraire. Le lien entre l'ENSO et les événements chauds semble beaucoup moins marqué qu'entre l'ENSO et les événements froids.

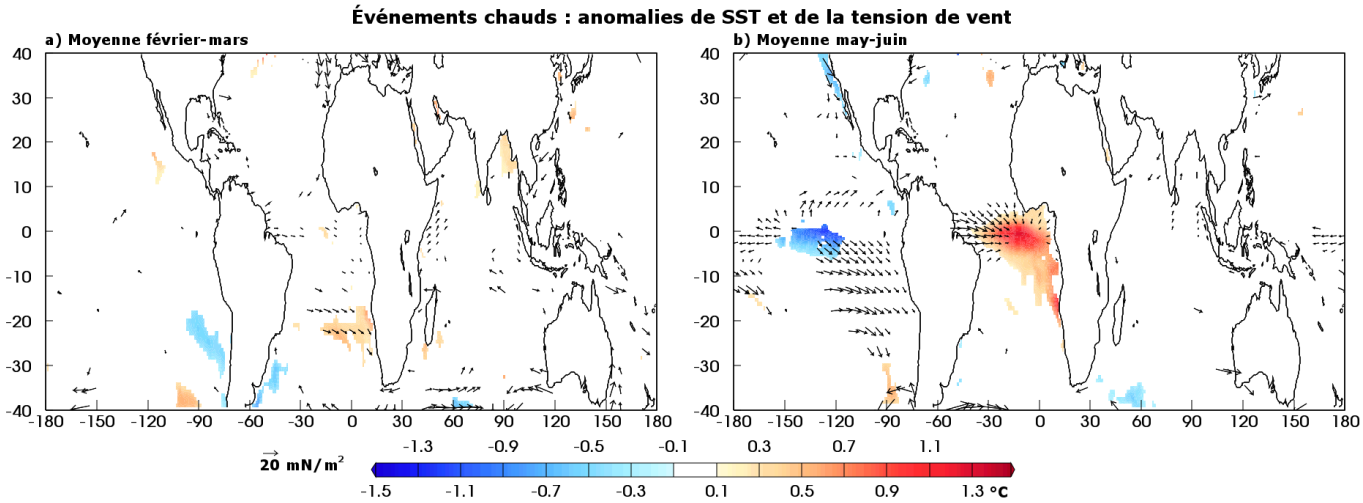


Figure 2.20 : Idem Figure 2.11 pour les événements chauds.

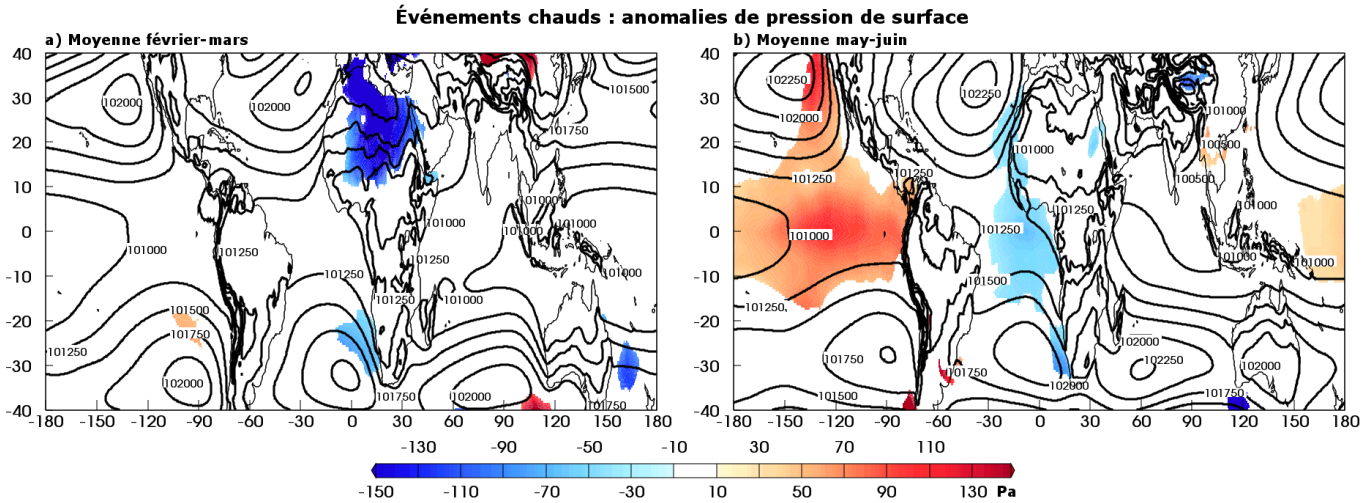


Figure 2.21 : Idem Figure 2.12 pour les événements chauds.

Les anomalies significatives de pression de surface (Figure 2.21) sont également moins étendues que lors des événements froids. En FM, l'anticyclone de Sainte-Hélène ne semble pas spécialement moins intense que lors de la période 1982-2007. Cependant, une petite zone où les anomalies négatives de pression de surface sont significatives, est colocalisée avec les anomalies négatives de la tension de vent et les anomalies positives de SST au large de l'Angola (Figure 2.20a). En MJ, similairement aux événements froids, les anomalies de pression de surface dans l'Atlantique sont colocalisées avec les anomalies de SST. En MJ, une forte anomalie positive de pression de surface couvre la quasi-totalité du Pacifique équatorial (entre 10°S et 10°N), et semble évoquer des événements La Niña dans le Pacifique.

Les anomalies de température dans le Pacifique créent des anomalies de convection de grande échelle au-dessus de l'océan, qui causent des changements dans les circulations de Hadley et de Walker, et génèrent des ondes de Rossby (Trenberth et al. 1998). Il est donc fortement possible que les anomalies positives de pression dans la partie orientale du Pacifique équatorial (Figure 2.21b) aient un impact sur la SST dans l'Atlantique équatorial. Le lien entre l'ENSO et les anomalies

de SST dans le nord de l'Atlantique tropical a été montré à de nombreuses reprises (Covey and Hastenrath 1978 ; Curtis and Hastenrath 1995 ; Lanzante 1996 ; Enfield and Mayer 1997 ; Klein et al. 1999 ; Alexander et al. 2002), mais le lien entre l'ENSO et les anomalies de SST dans l'Atlantique équatorial semble plus fragile (Chang et al. 2006). Cette relation entre les deux océans est étudiée dans la section 2.4.3.

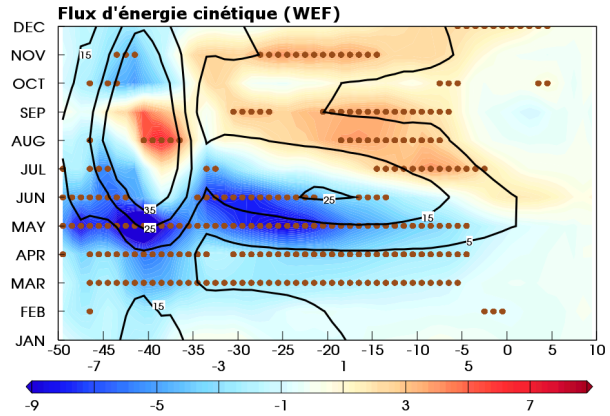


Figure 2.22 : Idem Figure 2.13 pour les événements chauds.

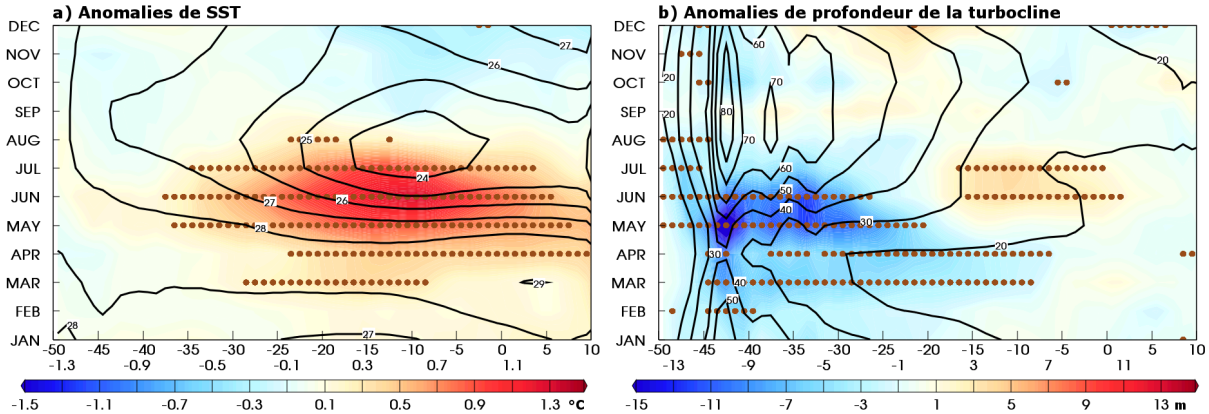


Figure 2.23 : Idem Figure 2.14 pour les événements chauds.

En se focalisant maintenant sur l'Atlantique équatorial, on s'aperçoit qu'il existe des anomalies de WEF lors des événements chauds (Figure 2.22) et qu'elles sont les symétriques à celles mises en évidence lors des événements froids (Figure 2.13) : le WEF est significativement réduit de janvier à juin sur toute la bande équatoriale, puis il s'intensifie significativement de juillet à décembre à l'est de 35°W. On peut noter que, pendant la première moitié de l'année (janvier à juin), les anomalies de WEF sont significatives de 50°W jusqu'à 5°W, alors que lors des événements froids, ces anomalies sont significatives de 50°W jusqu'à 15°W. Symétriquement aux événements froids, l'intensité maximale des anomalies de WEF se situe à l'ouest de 25°W, en mai et juin.

C'est pendant la période janvier-juin que les anomalies de SST apparaissent (et elles sont significative entre mars et juillet) dans l'Atlantique équatorial (Figure 2.23a). Le maximum des anomalies de SST est de 1,3°C à 10°W en juin. Les anomalies de SST lors des événements chauds sont quasiment les symétriques à celles des événements froids, néanmoins, à l'est de 5°W les anomalies de SST sont moins intenses lors des événements chauds que lors des événements froids.

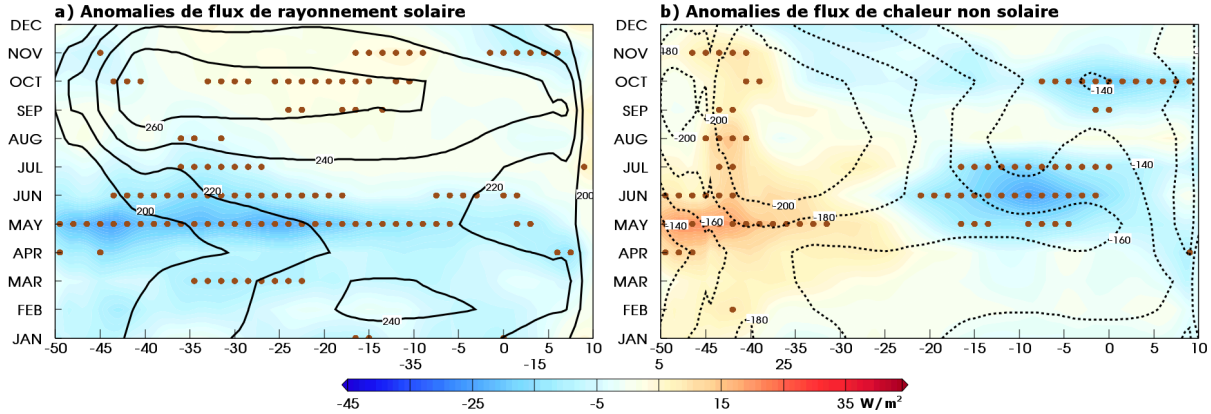


Figure 2.24 : Idem Figure 2.15 pour les événements chauds.

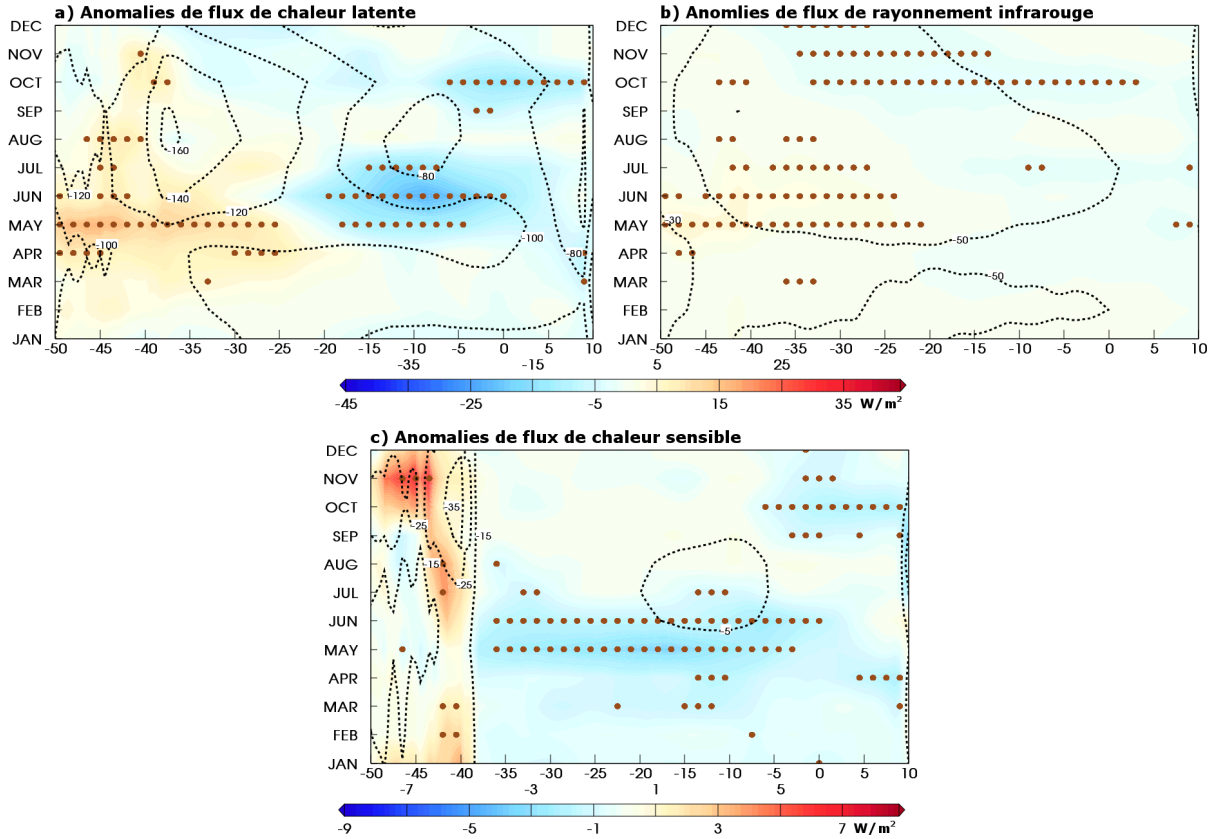


Figure 2.25 : Idem Figure 2.16 pour les événements chauds.

Comme lors des événements froids, les anomalies de WEF et de SST se chevauchent (les anomalies de WEF sont principalement à l'ouest de 5°W, et celles de SST sont à l'est de 30°W) et apparaissent pendant la même période. De plus, les anomalies maximales de ces deux paramètres ont lieu simultanément. On peut également remarquer que lorsque des anomalies négatives de SST apparaissent à partir d'août (Figure 2.23a), le WEF est intensifié dans la même région (Figure 2.22).

Les anomalies de la profondeur de la turbocline sont parfaitement symétriques entre les deux types d'événements : lors des événements chauds, cette profondeur est significativement diminuée à l'ouest de 20°W, tandis qu'elle est significativement augmentée en juin et juillet autour de 10°W. Ces anomalies de la profondeur de la

turbocline sont, comme lors des événements froids, liées aux anomalies de vent et aux anomalies d'évaporation.

Dans la région de l'ACT (à l'est de 20°W), les anomalies négatives de la somme des flux de chaleur non solaire (Figure 2.24b, anomalies significatives entre mai et juillet) sont principalement causées par les anomalies de flux de chaleur latente (Figure 2.25). Ces dernières sont sûrement liées à l'augmentation de la température (Foltz and McPhaden 2006). Les anomalies de flux de chaleur latente peuvent réduire la flottabilité, favorisant l'obtention d'une couche de mélange plus profonde.

Dans la partie occidentale du bassin, les anomalies de flux de chaleur latente sont positives, ce qui peut augmenter la flottabilité, et diminuer la profondeur de la couche de mélange. On observe donc ici encore une symétrie entre les événements froids et chauds.

De janvier à juin, les anomalies de flux net de chaleur (Figure 2.24) sont négatives de 35°W aux côtes africaines, favorisant le refroidissement de l'Atlantique équatorial. Comme lors des événements froids, les anomalies des flux nets de chaleur s'opposent aux anomalies de SST.

Symétriquement aux événements froids, les anomalies de SST lors des événements chauds ne proviennent pas des flux de chaleur en surface. Comme pour les événements froids, nous allons maintenant nous intéresser à ce qui se passe en subsurface.

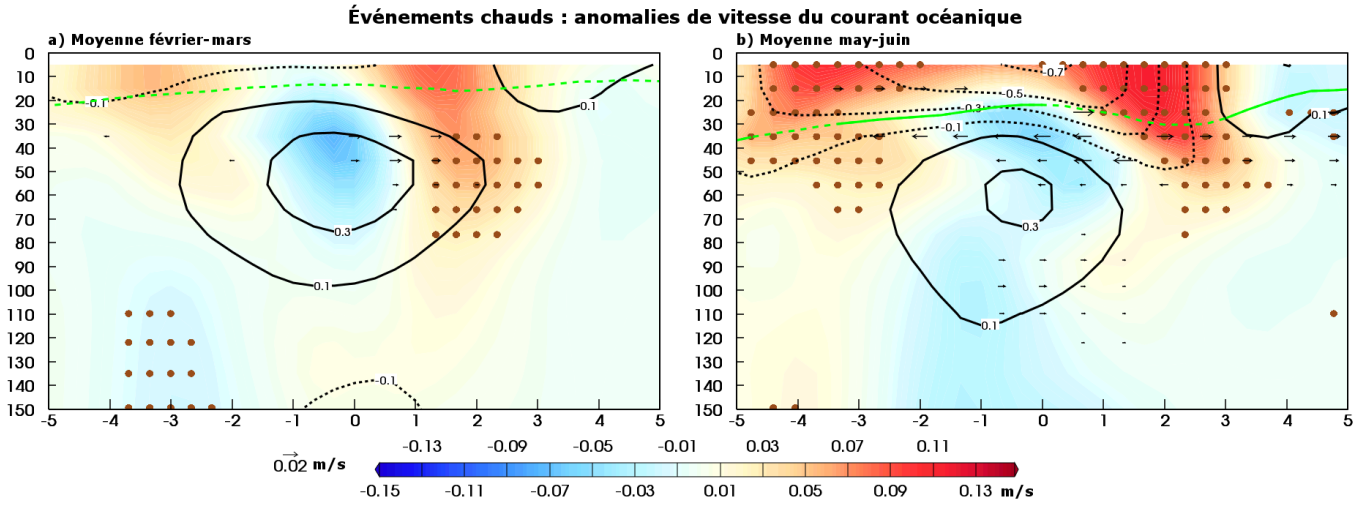


Figure 2.26 : Idem Figure 2.17 pour les événements chauds.

2.1.1.1 Caractéristiques océaniques de subsurface

Comme lors des événements froids, les anomalies de courant océanique lors des événements chauds sont assez peu significatives (Figure 2.26). En MJ, les extrémités sud et nord du SEC sont significativement ralenties, ce qui peut causer un cisaillement vertical de courant moins intense qu'en moyenne lors de la période 1982-2007, et donc impliquer moins de mélange vertical. L'EUC n'est pas significativement moins intense qu'en moyenne sur la période 1982-2007.

Comparé aux événements froids, les anomalies de température en FM (Figure 2.27a) sont faibles et moins significatives. En revanche, en MJ, symétriquement aux

événements froids, l'ensemble de la zone étudiée dans la Figure 2.27 est significativement chaud, avec des anomalies de température maximales entre 2°S et 1°N à 40m de profondeur, entre le SEC et l'EUC.

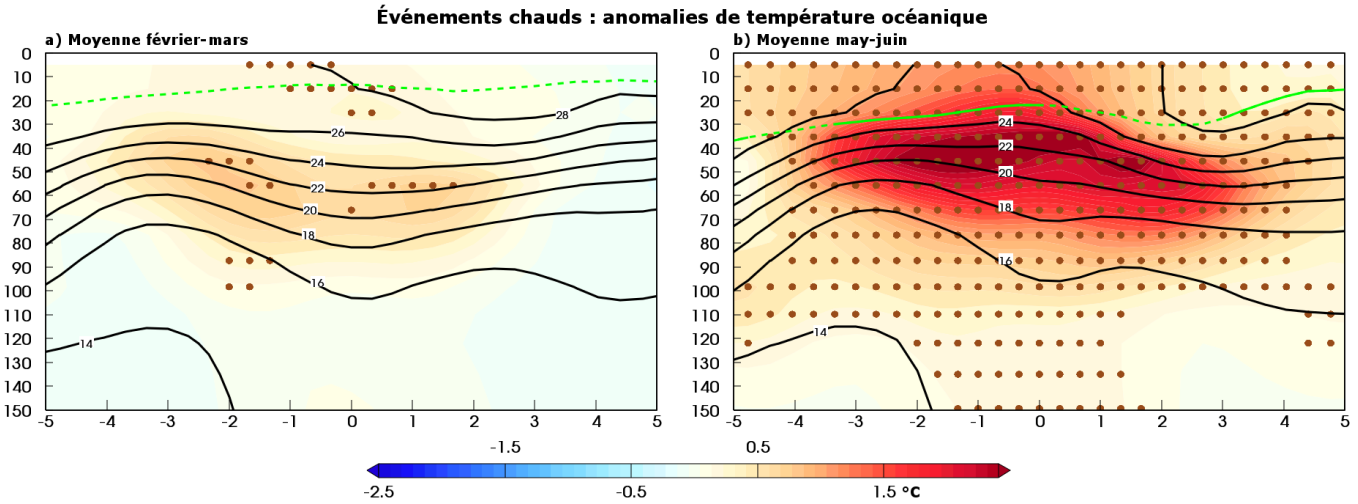


Figure 2.27 : Idem Figure 2.18 pour les événements chauds.

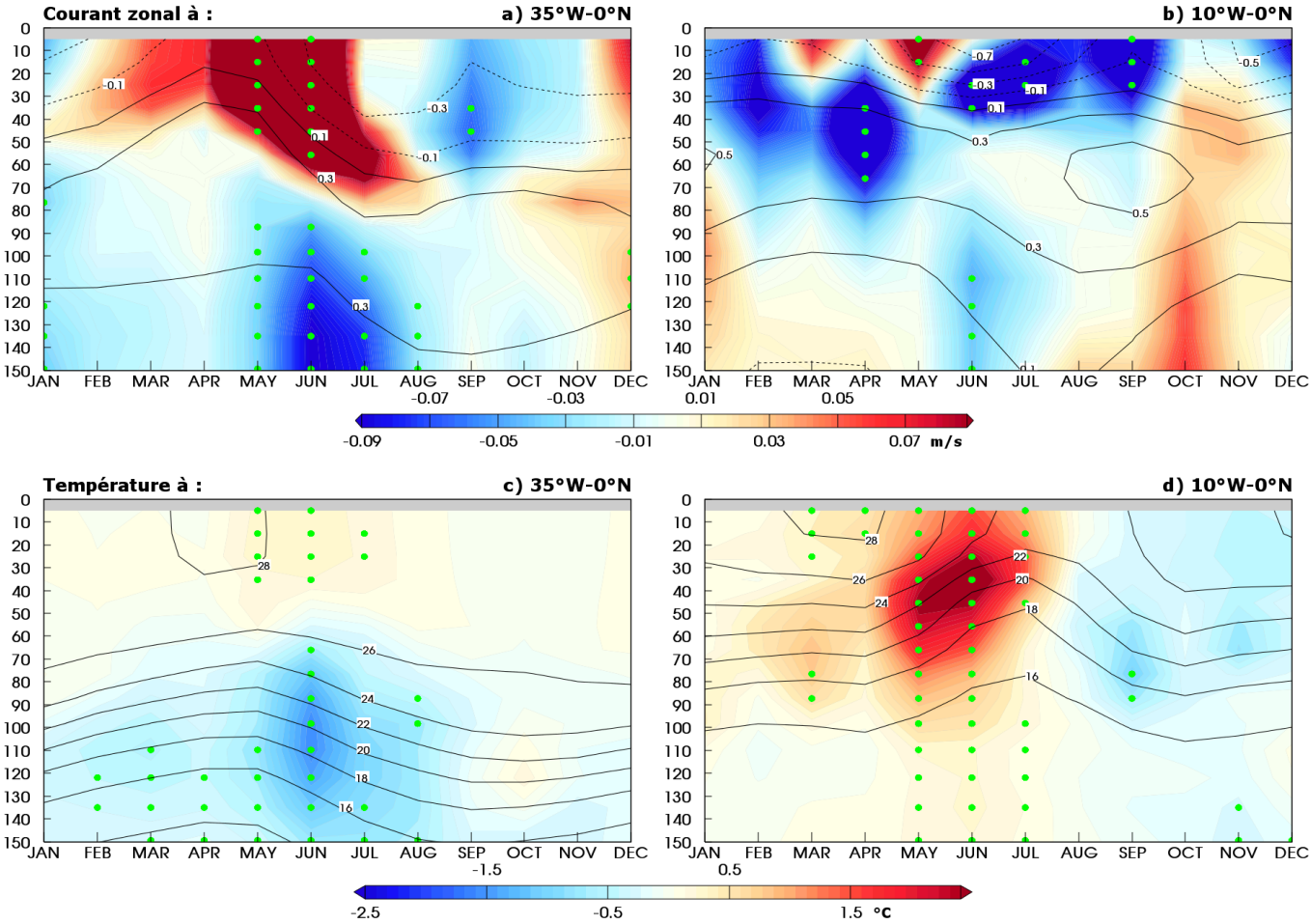


Figure 2.28 : Idem Figure 2.19 pour les événements chauds.

Symétriquement aux événements froids, le SEC et l'EUC sont ralentis pendant les événements chauds (Figure 2.28). De même, à 35°W-0°N, les anomalies de température sont positives à proximité de la surface et négatives en dessous de 60m de profondeur. À 10°W-0°N, les anomalies de température sont positives pendant la première moitié de l'année, et négatives ensuite. À 10°W-0°N, pendant la seconde moitié de l'année, les anomalies sont légèrement plus faibles que lors des événements froids. Cela peut provenir du ralentissement de l'EUC, qui, par conséquent, transporte moins vite les anomalies de température de subsurface vers l'Afrique.

Cette section a permis de cerner les caractéristiques principales des événements chauds et froids. Dans les deux cas, les anomalies de vent semblent provenir de modifications de la circulation atmosphérique de grande échelle (anomalies de pression dans l'anticyclone de Sainte-Hélène et dans la partie orientale du Pacifique équatorial). Ces anomalies de vent sont sûrement à l'origine des anomalies de SST, mais nous n'avons pas mis en évidence de mécanisme liant ces deux phénomènes. Dans les événements chauds et froids, des anomalies de flux de chaleur latente seraient causées par les anomalies de température (Foltz et McPhaden 2006) et pourraient expliquer des anomalies de MLD. Ces anomalies de MLD favorisent les anomalies de SST.

En subsurface, les anomalies de vitesse de l'EUC et du SEC permettraient de moduler le cisaillement vertical de courant, mais ces anomalies sont surtout significative au printemps et peu en MJ (les anomalies de l'EUC ne sont faibles et pas significatives dans cette période). Dans cette zone de cisaillement, de fortes anomalies de température sont présentes, mais leur lien avec les anomalies de SST n'a pas été établi.

L'EUC semble également avoir un rôle important en fin de saison froide, en transportant dans la région de l'ACT des anomalies de température depuis la partie occidentale de l'Atlantique équatorial.

Nous avons donc mis en évidence plusieurs éléments qui pourraient causer les anomalies de SST qui définissent les événements froids et chauds. Il faut maintenant chercher à comprendre les processus physiques qui relient ces éléments et expliquer l'apparition des anomalies de température. Nous avons choisi de poursuivre cette étude à l'aide d'un modèle océanique de circulation générale, afin de pouvoir calculer le bilan de chaleur dans la couche de mélange et accéder à de nouveaux diagnostics, qui peuvent nous aider à comprendre les processus en jeu lors des événements froids et chauds de l'ACT.

2.4.3 Lien avec le phénomène El Niño/oscillation australe ?

Les résultats montrés avec les variables de surface sur l'ensemble de la bande tropicale (Figure 2.11, Figure 2.12, Figure 2.20 et Figure 2.21) semblent faire apparaître un lien entre le Pacifique tropical et l'Atlantique tropical. Ces figures montrent que lorsque l'Atlantique tropical est froid, le Pacifique tropical est chaud. Le contraire n'est pas si évident. Nous avons donc étudié en détail les phases de l'ENSO lors des événements sélectionnés par notre classification (Tableau 2.3).

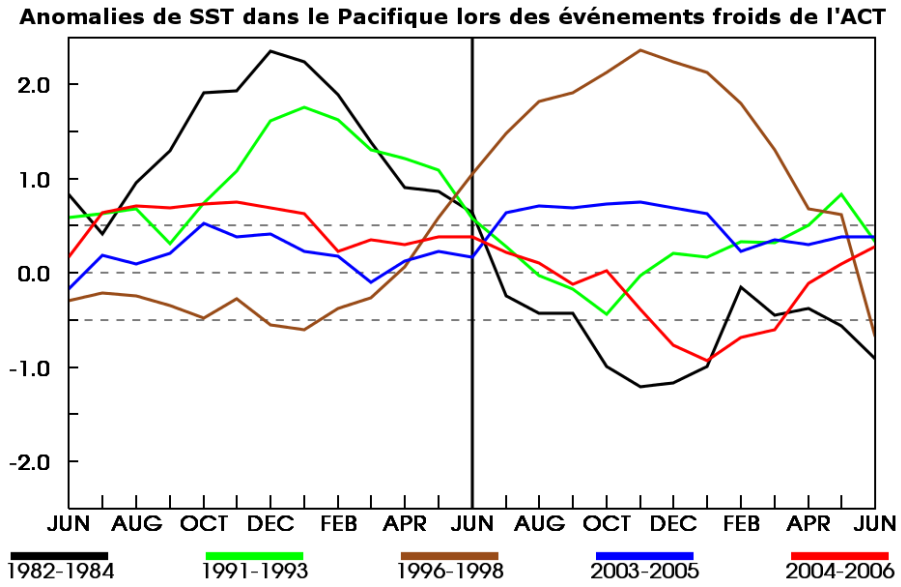


Figure 2.29 : Anomalies de SST (en °C) dans la boîte Niño 3.4 [170°W-120°W ; 5°S-5°N] lors des événements froids de l'ACT. Le trait vertical situe le mois de juin pendant lequel, en moyenne, les anomalies de SST sont maximales dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N].

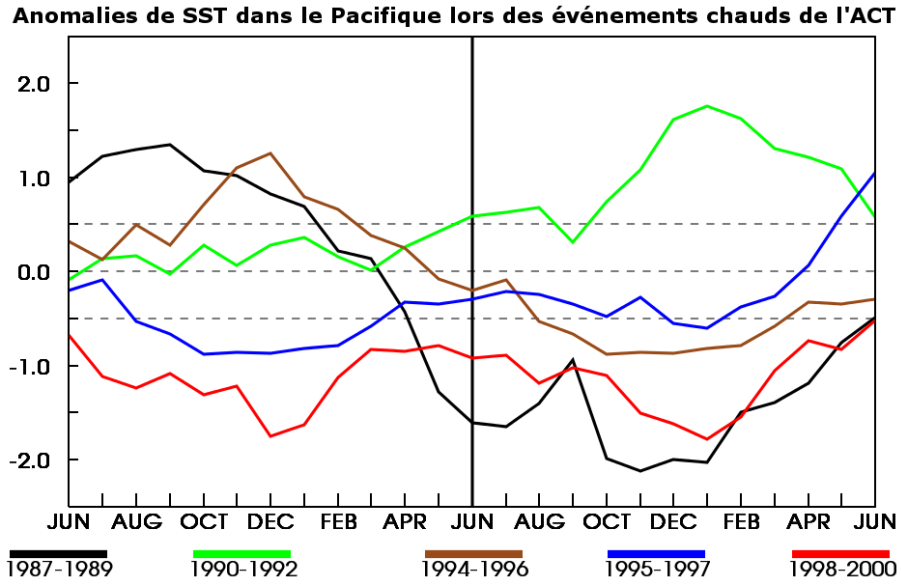


Figure 2.30 : Idem Figure 2.29 pour les événements chauds de l'ACT.

La NOAA a défini un index océanique de l'ENSO. D'après cet index, un événement froid (chaud) est une période pendant laquelle les anomalies de SST dans la boîte Niño3.4 [170W-120°W ; 5°S-5°N] sont inférieures (supérieures) à -0,5°C (+0,5°C) sur des périodes de moyennes glissantes sur 3 mois, pendant au moins 5 périodes consécutives.

La Figure 2.29 montre l'indice de température de la NOAA lors des 12 mois précédant et suivant les événements froids de l'ACT. Cette figure montre que les événements froids de l'ACT de 1983 et 1992 se produisent à la fin d'événements El Niño, tandis que l'événement froid de l'ACT de 1997 se développe en même temps qu'un événement El Niño. Le refroidissement anormal de l'ACT en 2004 a lieu quelques mois avant un événement El Niño de faible amplitude, et celui de 2005 se produit dans une phase neutre de l'ENSO.

La Figure 2.29 montre donc que les événements froids de l'ACT ne semblent pas particulièrement reliés à la croissance ou la décroissance des anomalies de SST dans le Pacifique. Les fortes anomalies de température (Figure 2.11) et de pression (Figure 2.12) que nous avons remarquées dans le Pacifique semblent être causées par deux événements très intenses de l'ENSO, et ne représentent donc pas l'ensemble des événements froids.

Comme pour les événements froids, les événements chauds de l'ACT ne semblent pas reliés à une phase particulière de l'ENSO (Figure 2.30) : deux événements chauds de l'ACT (1988 et 1995) suivent des événements El Niño, deux autres (1996 et 1999) des événements La Niña, et un (1991) se produit dans une période neutre de l'ENSO.

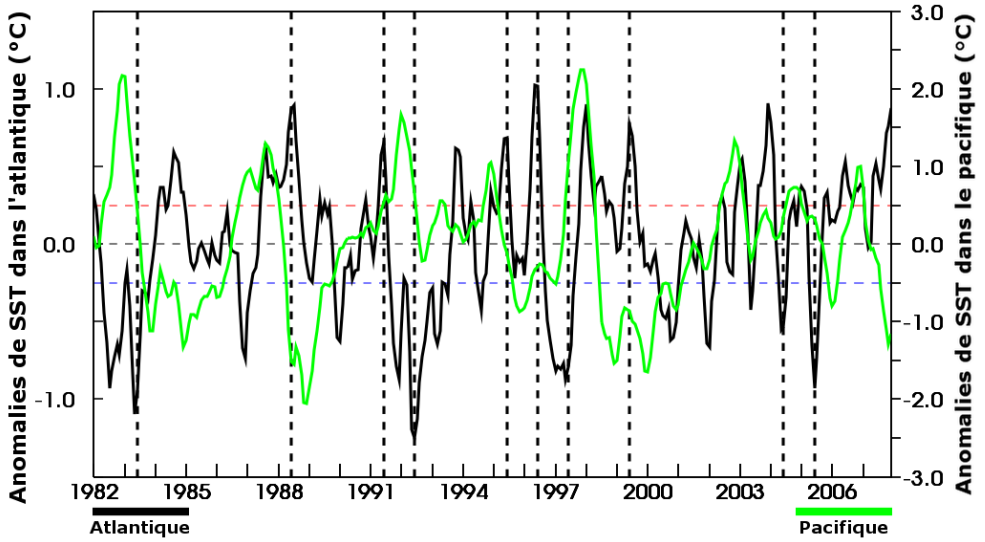


Figure 2.31 : Séries temporelles des anomalies de SST en °C, moyennées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N] (courbe noire, axe des ordonnées de gauche), et dans la boîte Niño 3.4 [170°W-120W ; 5°S-5°N] (courbe verte, axe des ordonnées de droite), calculées à partir des données de Reynolds et al. (2007). Une moyenne glissante sur 3 mois est appliquée aux données mensuelles de SST. Les lignes pointillées verticales permettent de repérer les années sélectionnées dans notre classification des événements froids et chauds de l'ACT. Les lignes pointillées horizontales représentent le seuil de +/- 0,5°C utilisé pour définir les événements froids et chauds dans le Pacifique, et correspondent au seuil de +/- 0,5 écart-type (environ 0,25°C) utilisé pour définir les événements froids et chauds dans l'Atlantique.

Le lien entre les phases de l'ENSO et les événements de l'ACT sélectionnés n'est donc vraiment pas évident. Toutes les années sélectionnées par notre méthode de classification ont un lien possible avec l'ENSO, mais il est difficile de dire si les anomalies dans les deux océans sont en phase ou non, ou si l'un des océans est en avance sur l'autre. Nous avons donc étudié de manière plus générale le lien entre le Pacifique et l'Atlantique.

Kucharski et al. (2015) ont montré une anticorrélation de -0,3 à -0,5 (selon les jeux de données utilisés) entre l'Atlantique équatorial et l'est du Pacifique équatorial, quand l'Atlantique précède le Pacifique de 10 mois. Nous avons voulu tester ce lien dans les produits que nous utilisons pour notre classification des événements de l'ACT (Tableau 2.2).

La Figure 2.31 présente les séries temporelles des SST dans la boîte Niño 3.4 (Pacifique) et dans la "boîte centrale" (Atlantique). Cette figure montre que, dans

l'ensemble, les anomalies de SST dans le Pacifique sont opposées à celles de l'Atlantique. Cependant, il est difficile de juger si les anomalies apparaissent d'abord dans l'un des océans, puis dans l'autre. Le Tableau 2.5 donne la corrélation retardée maximale entre les deux bassins pour les produits utilisés pour notre classification des événements de l'ACT (Tableau 2.2). Les corrélations retardées de tous les produits sont négatives (entre -0,34 et -0,43) confirmant que les anomalies de SST sont opposées dans les deux océans et, en moyenne, les anomalies dans l'Atlantique précèdent celle du Pacifique de six mois. Ce délai de six mois entre les deux océans fait le lien entre le moment où les anomalies de SST sont les plus intenses et les plus nombreuses dans l'Atlantique (mai-juin-juillet, Figure 2.7) et dans le Pacifique (novembre-décembre-janvier, Figure 2.32). Le lien entre ces deux périodes lors des dernières décennies avait déjà été montré par Joly and Voldoire (2010).

Nom	Corrélation maximale	Retard du Pacifique (mois)
ARMOR	-0,38	6
COMBINE	-0,43	8
CORA	-0,34	6
ERA-I	-0,41	5
GODAS	-0,36	6
NCEP2	-0,43	6
ORAS4	-0,43	6
Reynolds	-0,34	6
Trop_Flux	-0,41	6
Moyenne	-0,39	6,1

Tableau 2.5 : Pour chaque produit proposant le champ de SST sur l'ensemble de la bande tropicale : corrélation maximale entre les anomalies de SST moyennées dans la boîte Niño 3.4 [170°W-120°W ; 5°S-5°N] et les anomalies de SST moyennées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N], et retard des anomalies de SST dans le Pacifique (boîte Niño 3.4) par rapport aux anomalies de SST dans l'Atlantique ("boîte centrale") pour obtenir la corrélation maximale.

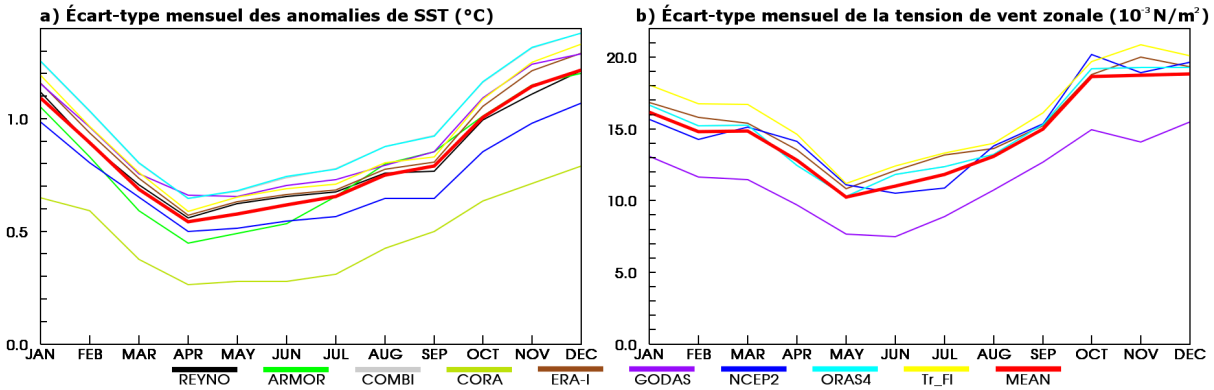


Figure 2.32 : Idem Figure 2.7 pour le Pacifique. Les anomalies de SST sont calculées dans la boîte Niño 3.4 [170°W-120°W ; 5°S-5°N], et les anomalies de tension de vent zonale dans la boîte WEP (Western Equatorial Pacific) [140°E-150°W ; 2°S-2°N].

Les corrélations que nous avons calculées sont en accord avec l'étude de Kucharski et al. (2015) mais, dans notre cas, le retard du Pacifique est moins important. Cela peut provenir des méthodes différentes employées pour réaliser ces études. Kucharski et al. (2015) utilisent la même boîte que nous dans le Pacifique,

mais utilisent la boîte ATL3 [20°W-0°E ; 5°S-5°N] dans l'Atlantique. Dans Kucharski et al. (2015), une moyenne glissante sur cinq mois est appliquée sur les séries temporelles des anomalies de SST pour augmenter la significativité des corrélations, alors que nous n'appliquons pas de moyenne glissante. Dans Kucharski et al. (2015), les corrélations retardées sont calculées sur des périodes beaucoup plus longues que dans notre étude. Par exemple, dans Kucharski et al. (2015), les corrélations retardées sont calculées sur la période 1870-présent avec le produit HadISST (*HADley center sea Ice and Sea Surface Temperature data set*).

Ces différences entre les résultats de Kucharski et al. (2015) avec des séries temporelles longues et nos résultats sur la période 1982-2007 peuvent également montrer que le lien entre les océans Pacifique et Atlantique n'est pas stable. Joly and Voldoire (2010) ont utilisé les HadISST pour mettre en évidence ce phénomène. En effet, cet article montre, en utilisant des fenêtres temporelles comprises entre 23 ans et 35 ans, que la corrélation entre le Pacifique et l'Atlantique est forte et significative au début et à la fin du 20e siècle, mais que ce n'est pas le cas entre 1930 et 1980.

Il existe donc un lien entre les anomalies de SST dans l'Atlantique et dans le Pacifique : sur la période 1982-2007 des anomalies négatives (positives) de SST dans l'Atlantique atteignent leurs maxima quand des anomalies positives (négatives) dans le Pacifique se développent. Cependant, la corrélation entre les deux océans n'est pas très élevée et d'après Joly and Voldoire (2010) le lien entre les deux océans n'est pas stable pendant le 20e siècle.

2.2 Discussion

La comparaison des jeux de données du Tableau 1.1 (section 2.1) a montré que, malgré le fait que tous ces produits assimilent à peu près les mêmes observations, ils restent différents et ne s'accordent pas toujours sur le signe ou l'intensité des anomalies de SST, de température des 300 premiers mètres de l'océan (T300) et de tension de vent zonale. Cela montre l'importance d'utiliser plusieurs jeux de données, et de toujours comparer et valider les produits que nous utilisons.

Nous avons mis en évidence que la variabilité interannuelle de la SST dans EN3v2a et EN4v1.7, avant les années 2000, est relativement différente par rapport à d'autres produits. Nous n'avons pas pu expliquer les causes de ces différences.

La réanalyse GLORYS2v1 a de sérieuses difficultés à reproduire la variabilité interannuelle de la T300 dans l'ACT. Une étude approfondie de ces anomalies de T300 (non montrée dans cette thèse) a montré que les difficultés rencontrées par GLORYS2v1 autour de 10°W se produisent quand les données de la bouée PIRATA à 10°W-0°N sont manquantes (voir figure 3.16). Il est donc possible qu'il y ait un problème avec le schéma d'assimilation de données, ou que cette réanalyse soit trop dépendante de l'assimilation pour reproduire correctement la variabilité de l'Atlantique équatorial.

Il existe de nombreuses méthodes pour étudier la variabilité interannuelle. Peter (2007) par exemple compare les années une à une sur l'ensemble de la

période 1992-2000. Cette approche permet d'avoir une bonne vision globale de la variabilité interannuelle, mais il est difficile de faire ressortir les traits communs qui caractérisent en moyenne cette variabilité. En étudiant les composites d'événements particulièrement froids ou chauds, nous essayons de mettre en évidence les caractéristiques principales de ces événements, ce qui peut permettre de cerner les processus principaux qui les causent. Cependant, nous avons vu dans la section 2.4.3 qu'un phénomène très fort dans un nombre réduit d'événements peut être significatif d'après notre test, alors que ce n'est pas une caractéristique commune aux événements sélectionnés. Il faut donc prendre un certain recul sur nos résultats, et vérifier, quand des anomalies sont significatives, qu'elles représentent bien l'ensemble des événements.

2.3 Synthèse du chapitre

- Dans les jeux de données que nous utilisons, la corrélation décalée entre la variabilité interannuelle de la tension de vent zonale, dans la partie occidentale de l'Atlantique équatorial, et celle de la température de surface de la mer, dans la partie orientale de l'Atlantique équatorial, est maximale quand les anomalies de la tension de vent précèdent les anomalies de température de surface d'environ un mois.
- Cette relation entre la tension de vent et la température de surface de la mer a permis de réaliser une classification des événements de la langue d'eau froide Atlantique. Cette classification définit un événement froid (chaud) quand des anomalies négatives (positives) de température de surface sont précédées par des anomalies négatives (positives) de la tension de vent zonale.
- La force de cette classification est qu'elle est fondée sur de nombreux jeux de données, ce qui permet de s'assurer que les anomalies détectées lors de ces années ne dépendent pas d'un modèle ou d'une méthode analytique.
- L'analyse des dix ensembles de données utilisés dans cette thèse (Tableau 2.2) a permis de caractériser l'état atmosphérique de surface et l'état océanique lors des événements froids et chauds de la langue d'eau froide.
- Les événements froids et chauds de la langue d'eau froide Atlantique ne sont pas reliés à une phase particulière du phénomène El Niño/oscillation australe. Il est donc difficile de tirer des conclusions sur le lien entre les anomalies de température de surface de la mer dans le Pacifique et l'Atlantique. Nous avons cependant montré que, dans la période 1982-2007, l'Atlantique tropical et le Pacifique tropical sont anticorrélés, et que les anomalies de température de surface dans l'Atlantique précèdent celles du Pacifique de 6 mois.
- Les jeux de données que nous avons utilisés ne nous ont pas permis de mettre en évidence les mécanismes physiques expliquant la formation des événements froids et chauds de la langue d'eau froide.

Afin de comprendre les processus en jeu lors des événements froids et chauds, nous avons choisi de poursuivre cette étude en utilisant un modèle océanique. À l'aide de bilans de chaleur de la couche de mélange, et d'autres diagnostics fournis par le modèle, nous souhaitons déterminer :

- Comment les anomalies de vent influencent-elles la température de surface de la mer ?
- Est-ce que les anomalies de température en subsurface sont liées aux anomalies de température de surface ? Dans l'affirmative, quels mécanismes les relient ?

Chapitre 3

Modèle

Nous avons montré dans le chapitre précédent les caractéristiques principales des événements froids et chauds de la langue d'eau froide (ACT). Nous avons également mis en évidence la nécessité d'utiliser un modèle pour établir des diagnostics pour lesquels il n'existe pas (ou très peu) de mesures. Ces diagnostics peuvent nous aider à déterminer les processus contrôlant la variabilité interannuelle de l'ACT. Ce chapitre propose tout d'abord une brève description du modèle NEMO (section 3.1), avant de présenter et comparer deux forçages atmosphériques (section 3.2). La section 3.3 présente le bilan de chaleur de la couche de mélange, et expose les premiers résultats de ce bilan en les comparant à la littérature. Afin de rendre le bilan de chaleur calculé par le modèle plus cohérent avec la littérature, nous avons effectué quelques modifications à la configuration classique de NEMO. Ces modifications sont décrites dans la section 3.4. Ce chapitre se termine par une brève discussion (section 3.5) et une synthèse des principaux résultats (section 3.6).

Chapitre 3 73
3.1 Le modèle NEMO 74
3.1.1 Résolution temporelle et spatiale 74
3.1.2 Paramétrisation de la physique sous-maille 75
3.1.3 Conditions de surface 76
3.2 Forçages atmosphériques 78
3.2.1 Présentation des forçages 79
3.2.2 Comparaison 80
3.2.2.1 Cycle annuel moyen 81
3.2.2.2 Variabilité interannuelle 90
3.2.3 Choix du forçage 100
3.3 Bilan de chaleur de la couche de mélange 101
3.3.1 Couche de mélange 101
3.3.2 Bilan de chaleur 102
3.3.3 Résultats avec la configuration de base du modèle 103
3.4 Mise au point du modèle 109
3.4.1 Coefficient d'absorption du flux de chaleur solaire 109
3.4.2 Chlorophylle 111
3.5 Discussion 115
3.6 Synthèse du chapitre 116

3.1 Le modèle NEMO

Les modèles océaniques de circulation générale (OGCM pour *Ocean General Circulation Model*) sont des modèles aux équations primitives simulant la circulation générale des océans, en se basant sur les équations de Navier–Stokes (dynamique non linéaire) et la thermodynamique associée à la température (notée T) et à la salinité (notée S).

Nous utilisons dans cette thèse le modèle *Nucleus for European Modelling of the Ocean* (NEMO, version 3.2), développé par divers organismes européens (Centre National de la Recherche Scientifique – CNRS, Mercator-Océan, *Natural Environment Research Council* – NERC, *National Oceanography Centre* – NOC, UK Met Office, *Centro euro Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici* – CMCC, *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia* – INGV). Le modèle est décrit de manière détaillée dans le document de référence de NEMO (Madec 2008).

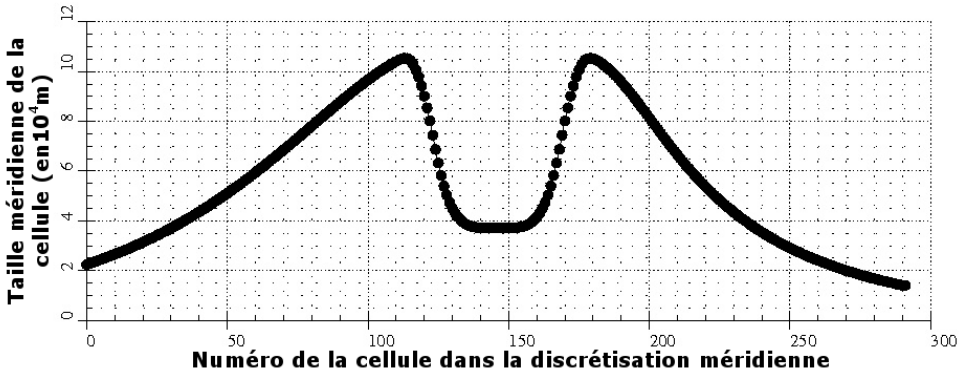


Figure 3.1 : Taille méridienne des cellules en fonction du numéro de la cellule dans la grille ORCA1. Le trait vertical noir représente la position de l'équateur dans cette discrétisation (cellule 146).

3.1.1 Résolution temporelle et spatiale

Le pas de temps du modèle est de 1 heure.

La grille océanique globale utilisée est ORCA-1° (Hewitt et al. 2011). C'est une grille tripolaire quasi isotrope : une combinaison entre la grille isotrope Mercator (mêmes propriétés physiques dans toutes les directions) au sud de 20°N et une grille non géographique et quasi isotrope au delà de 20°N. Le positionnement des pôles (Canada, Sibérie, Antarctique) sur des points de terre permet de s'affranchir des problèmes de calcul en ces points singuliers. Dans la grille ORCA-1°, la résolution longitudinale est fixée à 1° à l'équateur. La résolution latitudinale est variable en fonction de la latitude : environ 1/3° entre l'équateur et 3° (nord ou sud), puis la résolution diminue jusqu'à 20° (nord ou sud) où elle atteint 1°, et enfin la résolution augmente en direction des pôles (environ 1/5°). La résolution plus fine autour de l'équateur permet une meilleure représentation de la dynamique équatoriale, et notamment des ondes tropicales. La taille (en mètres) de chaque cellule de la grille en fonction de la discrétisation méridienne de la grille ORCA1 est donnée dans la Figure 3.1. La cellule 0 est à 78°S, la cellule 146 à l'équateur et la cellule 182 à 20°N.

La grille verticale comprend 42 niveaux verticaux. On trouve 10 niveaux dans les 100 premiers mètres (le centre de la première cellule du premier niveau est à une profondeur de 5 m), 16 niveaux entre 100 et 1000 m, et 16 niveaux entre 1000 et

5000 m. La profondeur de la dernière couche est adaptée en fonction de la bathymétrie (formulation « partial steps »).

La résolution horizontale de 1° est grossière pour une étude de l'Atlantique tropical. Nous avons fait ce choix de résolution car le raffinement de la résolution latitudinale autour de l'équateur (1/3° entre 3°S et 3°N) permet de représenter la dynamique équatoriale. De plus, nous possédions déjà des simulations avec plusieurs forçages à cette résolution. La comparaison de ces simulations avec une simulation au 1/4° (avec un forçage différent) a montré qu'une plus haute résolution ne changeait pas significativement les résultats. Par ailleurs, le modèle couplé du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) utilise NEMO à cette résolution, notre travail permet ainsi de mieux connaître les performances du modèle utilisé pour réaliser des projections climatiques dans l'équipe.

3.1.2 Paramétrisation de la physique sous-maille

La résolution (horizontale et verticale) du modèle conditionne les processus résolus explicitement par le calcul numérique. Or, pour obtenir une bonne simulation, il faut tenir compte des processus « non représentés » (plus petits que la taille des mailles du modèle) car ils influencent des processus de moyenne ou grande échelle. Pour cela, il faut utiliser un certain nombre de paramétrisations des processus de petite échelle que nous souhaitons estimer : c'est la paramétrisation de la physique sous-maille. Chacun de ces processus est paramétré dans les termes D^{U}, D^{T}, et D^{S} dans les équations d'évolution de quantité de mouvement (variation de la vitesse U), de T et S. Ces termes sont discrétisés selon l'horizontale et la verticale :

$$\begin{aligned} \mathbf{D^U} &= \mathbf{D^{hU}} + \mathbf{D^{vU}} \\ \mathbf{D^T} &= \mathbf{D^{hT}} + \mathbf{D^{vT}} \\ \mathbf{D^S} &= \mathbf{D^{hS}} + \mathbf{D^{vS}} \end{aligned} \qquad \textbf{(3.01)}$$

L'importance du mélange vertical dans la formation de la langue d'eau froide a été montrée à de nombreuses reprises (Foltz et al. 2003 ; Peter et al. 2006 ; Wade et al. 2011b ; Giordani et al. 2013 ; Schlundt et al. 2014). Ce mélange est lié à la turbulence verticale, qui est estimée par la paramétrisation de la physique sous-maille verticale. Nous nous concentrerons donc ici sur la paramétrisation de cette physique.

La turbulence verticale n'est jamais résolue explicitement par les modèles de climat, mais paramétrisée car elle est générée par des phénomènes de petite échelle (instabilité de cisaillement, déferlement des vagues,..). Pour la paramétrisation de la turbulence verticale, on suppose qu'elle dépend linéairement des gradients de grande échelle de la variable considérée (U, T, S) :

$$\begin{aligned} \mathbf{D^{vU}} &= \frac{\partial}{\partial \mathbf{z}}\left(\mathbf{A^{vm}}\frac{\partial \mathbf{U_h}}{\partial \mathbf{z}}\right) \\ \mathbf{D^{vT}} &= \frac{\partial}{\partial \mathbf{z}}\left(\mathbf{A^{vT}}\frac{\partial \mathbf{T}}{\partial \mathbf{z}}\right) \\ \mathbf{D^{vS}} &= \frac{\partial}{\partial \mathbf{z}}\left(\mathbf{A^{vT}}\frac{\partial \mathbf{S}}{\partial \mathbf{z}}\right) \end{aligned} \qquad \textbf{(3.02)}$$

U_h est la vitesse horizontale, A^{vm} le coefficient de viscosité verticale turbulente, A^{vT} le coefficient de diffusion verticale turbulente. Ces coefficients sont déduits d'un schéma d'énergie cinétique turbulente (TKE pour *Turbulent Kinetic Energy*) dont l'ordre de fermeture est 1.5 (Blancke and Delecluse 1993 ; Madec et al. 1998). Dans ce schéma, l'évolution temporelle de la TKE dépend de sa production par cisaillement vertical, sa destruction / destruction par la stratification / déstratification, sa diffusion verticale et sa dissipation de type Kolmogorov (1942). Cette paramétrisation prend en compte l'effet du déferlement des vagues (Mellor and Blumberg 2004), des cellules de Langmuir (Axell 2002), ainsi que le processus de mélange par double diffusion.

À la surface, les flux turbulents de quantité de mouvement, de chaleur et de sel sont donnés par le forçage de surface (voir sections 3.1.3 et 3.2).

Au fond de l'océan, le flux de sel est fixé à 0, tandis qu'un flux de chaleur géothermique est appliqué. Ce flux est variable dans l'espace, et a une valeur moyenne globale de 86,4 mW/m^2. Une paramétrisation du mélange induit par les marées, similaire à Simmons et al. (2004), ainsi qu'un schéma du mélange induit par la marée spécifique à la région indonésienne (Koch-Larrouy et al. 2007) sont utilisés. Comme le fond de l'océan est représenté par une série de marches, le modèle ne peut pas explicitement simuler les courants de gravité. Ces courants se forment dans les lieux où des eaux denses (formées par exemple dans de petite mers) s'écoulent vers l'océan (par exemple ce type de courant existe au niveau du Détroit de Gibraltar). Une paramétrisation de la couche limite inférieure permet de représenter ces courants en terme de flux advectif et diffusif (Beckmann and Döscher 1997).

3.1.3 Conditions de surface

Lors d'une simulation numérique, un certain état atmosphérique est appliqué à l'océan. Il est possible d'utiliser le modèle d'océan en le couplant avec d'autres modèles, atmosphérique, surface continentale,… Dans ce cas, l'état appliqué à la surface de l'océan provient des autres modèles. Cette configuration « couplée » est utilisée pour réaliser des projections climatiques par exemple. Il est également possible d'utiliser le modèle océanique seul en lui appliquant un état atmosphérique à la surface, pour améliorer la physique du modèle, pour faire des prévisions à court terme, ou comme dans le cas présent, pour étudier les dernières décennies. On appelle ces simulations des simulations forcées. Les forçages atmosphériques sont utilisés afin d'appliquer à la surface l'état le plus réaliste possible. Les forçages représentent l'état atmosphérique un peu au-dessus de la surface (souvent à 2m ou 10m) ainsi que les flux radiatifs et de précipitation à la surface.

Le modèle NEMO a besoin de huit champs atmosphériques en surface : les deux composantes du vent qui permettent de calculer la tension de vent de surface, la température et l'humidité de l'air, les flux incidents de rayonnement solaire et de rayonnement infrarouge (IR), le bilan d'eau en surface (évaporation moins précipitation) et le ruissellement des fleuves.

Le manque d'information concernant la température des apports en eau (précipitations et ruissellement), nous oblige à faire l'hypothèse que cette eau est à la même température que la température de surface de la mer (SST).

Les flux à la surface de l'océan sont donnés par les formules suivantes :

$$\begin{gathered}\text{Flux de chaleur : } \mathbf{Q = Q_S + Q_L + Q_E + Q_H} \\ \text{Flux d'eau : } \mathbf{F = P + E + Runoff} \\ \text{Flux de quantité de mouvement : } \vec{\boldsymbol{\tau}}\end{gathered} \quad \textbf{(3.03)}$$

Le flux net de chaleur Q est la somme du flux de rayonnement solaire Q_S, du rayonnement IR net Q_L, du flux de chaleur latente Q_E et du flux de chaleur sensible Q_H. Le flux d'eau douce F est la somme de l'évaporation E, des précipitations P et des décharges des grands fleuves et de la fonte des banquises (« runoff ») et $\vec{\tau}$ est la tension de vent de surface. Tous les flux sont positifs quand l'eau ou la chaleur est donnée par l'atmosphère à l'océan.

Il est possible de forcer le modèle uniquement avec ces flux, mais ils possèdent de nombreuses incertitudes (Taylor 2000 ; Large and Yeager 2004a). Utiliser ces flux pour contrôler un modèle océanique pendant plusieurs décennies mène à une dérive importante de la température et de la salinité (Rosati and Miyakoda 1988). Pour limiter ce phénomène, les formules bulk sont utilisées afin de calculer les flux turbulents en fonction de paramètres atmosphériques (le vent $\overrightarrow{U_a}$, la température T_a, l'humidité spécifique q), et de paramètres océaniques proches de la surface (SST et courant de surface $\overrightarrow{U_o}$). Il existe plusieurs formules bulk. La réanalyse ERA-Interim utilise par exemple celles décrites dans Kara et al. (2005). Dans le modèle NEMO, seul les formules bulk de Large and Yeager (2004b) sont codées. Ces formules sont préconisées par le projet d'intercomparaison de modèle CORE (*Coordinated Ocean-ice Reference Experiments*). Ce projet fournit un des forçages atmosphériques que nous utilisons dans cette thèse. Les formules bulk de Large and Yeager (2004b) utilisent les équations suivantes :

$$\begin{gathered}\vec{\boldsymbol{\tau}} = \boldsymbol{\rho_a C_D}\left|\Delta\vec{\mathbf{U}}\right|\Delta\vec{\mathbf{U}} \\ \mathbf{E} = \boldsymbol{\rho_a C_E}\left(\mathbf{q} - \mathbf{q_{sat}(SST)}\right)\left|\Delta\vec{\mathbf{U}}\right| \\ \mathbf{Q_E} = \boldsymbol{\Lambda_\upsilon E} \\ \mathbf{Q_H} = \boldsymbol{\rho_a c_p C_H}(\mathbf{T_a} - \mathbf{SST})\left|\Delta\vec{\mathbf{U}}\right|\end{gathered} \quad \textbf{(3.04)}$$

Dans ces équations, ρ_a est la densité de l'air, $\Delta\vec{U} = \overrightarrow{U_a} - \overrightarrow{U_o}$, $c_p = 1000.5\ \mathrm{J/(kg.°C)}$ est la capacité thermique de l'air, Λ_υ est la chaleur latente de vaporisation. L'air à la surface de l'océan est supposé saturé en eau, avec pour humidité spécifique :

$$\mathbf{q_{sat}(SST) = 0.98\rho^{-1}640380(kg/m^3)e^{-5107.4K/SST\ K}} \quad \textbf{(3.05)}$$

Le facteur 0.98 n'est valable qu'au-dessus de l'océan. Les coefficients (équation 3.04) de trainée C_D, d'évaporation C_E, et de transfert de chaleur sensible C_H, sont calculés selon la procédure décrite dans Large and Yeager (2004b) et Large (2006).

Pour toutes les expériences de cette thèse, nous avons choisi de ne pas appliquer de rappel des SST vers un état climatologique. Cependant, le calcul du flux de chaleur sensible atmosphère-océan (avec les formules bulk présentées ci-dessus) prend en compte la différence entre la SST et la température de l'air, et empêche la SST de s'écarter trop de la température de l'air.

En revanche, un rappel en salinité de surface de la mer (SSS) vers la salinité de référence (SSS_{ref}) PHC2 (*Polar science center Hydrographic Climatology version 2*, Steele et al. 2001) est utilisé dans toutes les simulations. Ce choix est motivé par le fait que la salinité de l'océan a une forte influence sur la circulation thermohaline et que les mesures de précipitations et d'évaporation souffrent d'un manque de fiabilité. Ces incertitudes sur les flux d'eau peuvent entraîner de forts biais dans la circulation océanique. Ces biais seraient ici amplifiés car nous utilisons des simulations longues (environ 300 ans) pour équilibrer l'océan.

Ce rappel en SSS est ajouté à chaque pas de temps du modèle au flux d'eau douce F (sauf à moins de 300 km des côtes et dans les embouchures de fleuves). Le terme de rappel est calculé avec l'équation suivante :

$$\mathbf{F_{rest}} = \mathbf{V_{piston}} \frac{\mathbf{SSS_{modèle}} - \mathbf{SSS_{ref}}}{\mathbf{SSS_{modèle}}} \qquad \textbf{(3.06)}$$

Si on note H la profondeur de la couche de mélange, le temps d'amortissement du rappel peut être calculé selon la formulation :

$$\mathbf{T_{rappel}} = \frac{\mathbf{H}}{\mathbf{V_{piston}}} \qquad \textbf{(3.07)}$$

Pour évaluer globalement ce temps d'amortissement, on prend usuellement une hauteur H de 50m. Nous avons choisi un temps d'amortissement de 300 jours, ce qui correspond à un rappel moyen (Danabasoblu et al. 2014). Le rappel en SSS est limité par une différence de salinité à 0,5 psu ($||SSS_{modèle}-SSS_{ref}|| \leq 0{,}5$ dans l'équation 3.06) pour éviter un rappel trop important. Dans les modèles de climat, les courants de bord ouest sont mal représentés, ce qui pourrait induire un flux d'eau douce important. Le but de cette limitation est de minimiser la possibilité d'un transport d'eau trop douce vers le nord, qui pourrait réduire la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC pour *Atlantic Meridional Overturning Circulation*).

3.2 Forçages atmosphériques

De nombreux forçages atmosphériques sont à notre disposition pour réaliser des simulations avec un modèle d'océan. Deux simulations utilisant le modèle NEMO forcé par deux forçages différents avaient été effectuées avant le début de cette thèse, une avec le forçage ERA-Interim, l'autre avec le forçage COREv2. Nous avons comparé les résultats de ces simulations avec des analyses et réanalyses océaniques. Le but étant de choisir le forçage atmosphérique qui permet la meilleure

représentation de l'état moyen ainsi que de la variabilité interannuelle de l'Atlantique équatorial.

Variables	Source	Frequency	Duration	Resolution	Coverage	Basis
SST	Hadley-OI	Monthly	1871-2007[a]	1°	Global	Satellite
Atmospheric state	NCEP	6 hourly	1948-2006[a]	T62	Global	NWP
Radiation	ISCCP-FD	Daily	1984-2006[a]	2.5°	Global	Satellite
Precipitation	GPCP	Monthly	1979-2006[a]	2.5°	Global	Satellite
Precipitation	CMAP	Monthly	1979-2006[a]	2.5°	Global	Blend
Precipitation	S-H-Y	Monthly	Climatology	0.5°	50°N-90°N	In situ
Ice fraction	NSIDC	Daily	1979-2006[a]	25 km	Global	Satellite
All	NOC	Monthly	1980-1995	1°	Global	Ships
All	TAO	Daily	1995-2004[a]	2°-20°	Pacific	Buoys
Most	PIRATA	Daily	1998-2004[a]	2°-20°	Atlantic	Buoys
Vector winds	QSCAT	6 hourly	1999-2004[a]	0.5°	Global	Satellite
Air temperature	POLES	12 hourly	1979-2003	100 km	60°N-90°N	In situ
Precipitation	MSU	Monthly	1979-1993	2.5°	55°S-55°N	Satellite

Tableau 3.1 : Caractéristiques des jeux de données utilisés pour calculer les flux COREv2 et pour ajuster les données de forçage. Tableau tiré de Large and Yeager (2009).
[a] production de nouvelles données sont attendues après ces dates.

3.2.1 Présentation des forçages

Le forçage COREv2 IAF (*InterAnnually varying Forcing* ; Large and Yeager 2009) a été créé afin de permettre une bonne intercomparaison des modèles océaniques, forcés par une atmosphère commune représentant la période 1948-2007. Il s'agit de données réanalysées, avec assimilation d'un grand nombre d'observations. Ce forçage est composé des champs hautes fréquences (6 heures) de vent, température et humidité de l'air, des champs journaliers de flux de rayonnement solaire et flux de rayonnement IR, et de champs mensuels de précipitations liquide et solide. Un forçage interannuel mensuel représentant la décharge des grands fleuves et la fonte des banquises (« runoff »), réalisé à partir de Dai and Trenberth (2002), est ajouté au forçage COREv2.

Les champs de vent, température et humidité de l'air, près de la surface, à 10m sont issus de la réanalyse NCEP (Kalnay et al. 1996). Ces champs sont corrigés à l'aide d'observations selon la méthode décrite dans Large and Yeager (2009). Les champs de SST (utilisés pour corriger la température de l'air), de flux radiatifs et de précipitations proviennent de mesures satellite (Tableau 3.1). Les SST sont calculées sur la période 1948 à 2007, les flux radiatifs sur la période 1984 à 2007 et les précipitations sur la période 1979 à 2007. Avant ces périodes, les flux radiatifs et les précipitations sont fixés aux valeurs climatologiques du cycle annuel moyen.

Ces champs (issus de la réanalyse ou des satellites) ont été ajustés pour correspondre en moyenne à certains jeux de données satellite et de données in situ qui sont considérés comme fiables, mais qui couvrent une période ou un domaine restreint. Les ajustements les plus importants se traduisent par une accélération générale du vent, une diminution générale de l'humidité de l'air et une diminution des flux de rayonnement solaire dans les tropiques.

Les caractéristiques des données utilisées pour ajuster le forçage COREv2 IAF sont dans le Tableau 3.1.

La simulation utilisant le forçage COREv2 comprend 5 cycles de 60 ans avec le forçage COREv2 afin de s'assurer que l'océan a bien atteint un équilibre

(température et salinité moyennes quasi constantes). Danabasoglu et al. (2014) montre que cet équilibre est atteint au bout de 3 cycles. À partir de cet état stable, on commence les différentes simulations étudiées dans cette thèse.

Le forçage ERA-Interim a les mêmes caractéristiques que le forçage COREv2 IAF (mis à part le champ de précipitation qui a une fréquence journalière dans ERA-Interim), mais il est issu de la réanalyse ERA-Interim (Dee et al. 2011). Le forçage de runoff basé sur Dai and Trenberth (2002) est également ajouté à ce forçage. Le forçage ERA-Interim couvre la période 1979-2012. Comme le forçage COREv2 IAF, le forçage issu directement de la réanalyse comporte encore des défauts. Mercator-Océan (G. Garric, 2010, communication personnelle) a proposé une correction des flux radiatifs le long des côtes dans les zones d'upwelling à partir de la climatologie GEWEX (*Global Energy and Water cycle EXperiment*), qui est utilisée pour la simulation. Cette simulation n'est pas intégrée sur plusieurs cycles. Elle commence de la climatologie de Levitus (1982).

Dans la suite de cette thèse, la simulation avec le forçage COREv2 est appelée NEMO_COR et la simulation avec le forçage ERA-Interim est appelée NEMO_ERA.

3.2.2 Comparaison

Une comparaison détaillée des deux simulations avec des jeux de données issus d'observations et des réanalyses est proposée dans cette partie. Cela permet d'expliquer notre choix, ainsi que de valider la simulation choisie. Différentes variables sont étudiées sur l'ensemble de l'Atlantique équatorial (nous avons choisi la zone [50°W-10°E ; 4°S-1°N], Figure 3.2) à deux échelles de temps : le cycle annuel moyen (moyenne sur toute la durée des simulations), et l'ensemble de la série temporelle.

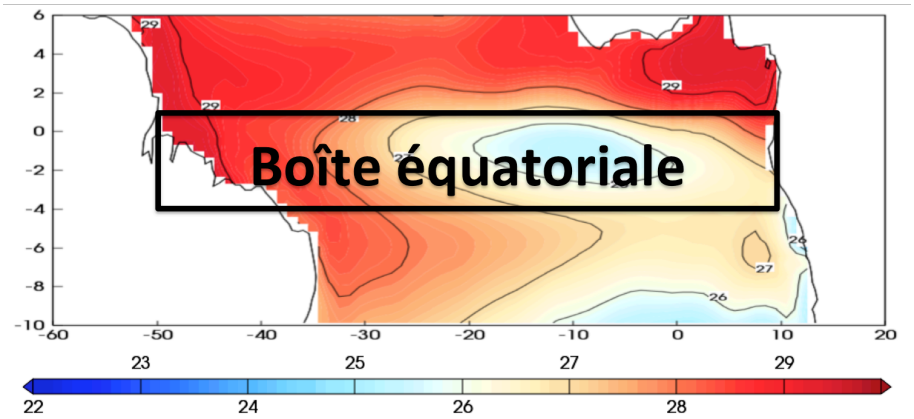


Figure 3.2 : SST (en °C) simulée dans NEMO_COR de mai-juin-juillet, moyennée sur la période 1982-2007 et délimitations de la "boîte équatoriale".

Une partie des variables est comparée à la réanalyse ORAS4, à cause du manque d'observations pour beaucoup de variables océaniques. Le choix de cette réanalyse repose sur le fait que cette réanalyse reproduit très bien l'Atlantique

équatorial, tant dans son état moyen que sa variabilité interannuelle (sections 3.2.2.1 et 3.2.2.2). De plus, cette réanalyse couvre l'intégralité de la période 1982-2007 ; elle propose un grand nombre de variables, et elle assimile beaucoup d'observations in situ. Il est important de noter que cette réanalyse n'est pas considérée comme la « réalité ». Il est également important de noter que cette réanalyse est produite en utilisant le modèle NEMO sur la grille ORCA1, comme nos simulations. La dernière remarque concernant cette réanalyse, est qu'elle est forcée par un forçage issu des réanalyses ERA-40 (Uppala et al. 2005) et ERA-Interim, et par conséquent relativement proche de la simulation NEMO_ERA.

Dans la mesure du possible, nous proposerons quelques comparaisons avec des observations in situ.

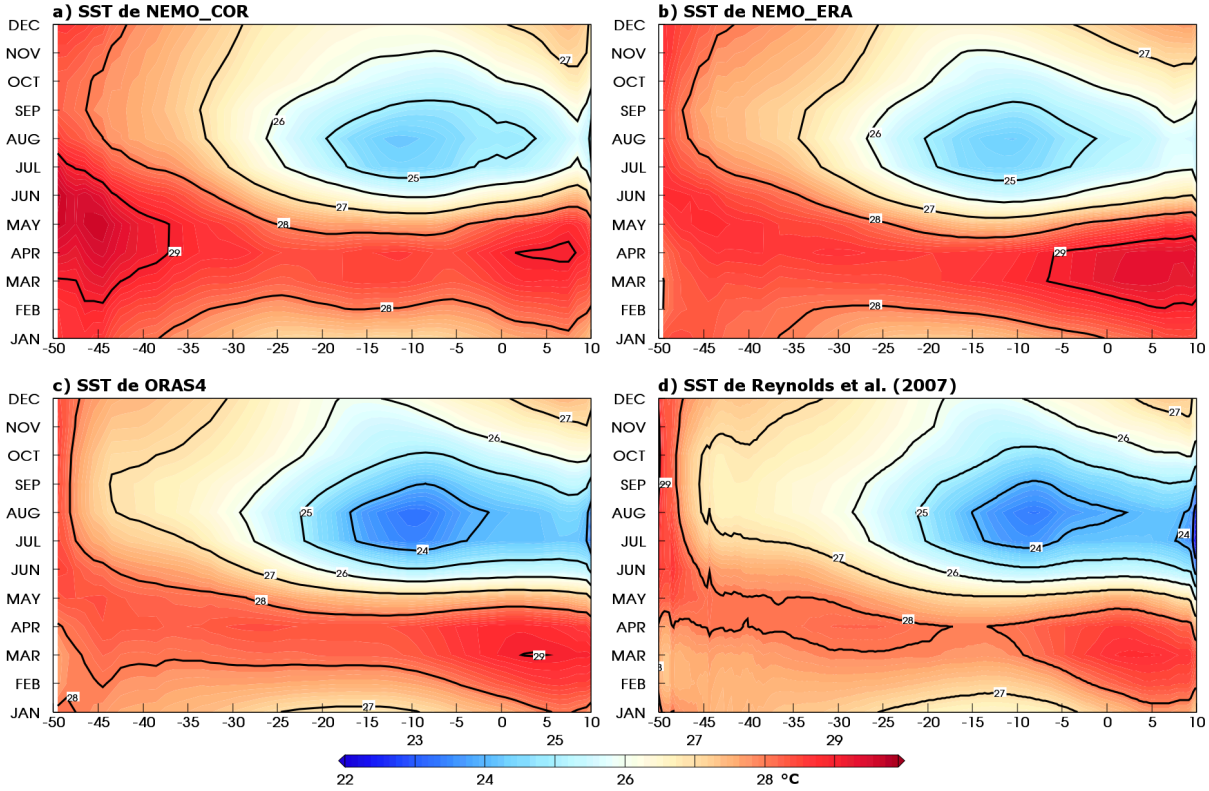


Figure 3.3 : Diagramme de Hovmöller temps versus longitude (moyenne en latitude 4°S-1°N) entre 50°W et 10°E du cycle annuel moyen (moyenne de 1982-2007) des SST (en °C, isolignes tous les 1°C) de a) la simulation NEMO_COR, b) la simulation NEMO_ERA, c) la réanalyse ORAS4 et d) l'analyse Reynolds et al. (2007).

3.2.2.1 Cycle annuel moyen

Les SST de Reynolds et al. (2007) sont calculées par interpolation optimale à partir de données du satellite AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) et de données in situ (bouées et bateaux). Cette analyse est considérée comme la référence pour comparer nos simulations.

La Figure 3.3 présente les diagrammes de Hovmöller du cycle annuel moyen (moyenne sur la période 1982-2007) des SST simulées et de celles de référence. Les trois produits montrent une forte variabilité saisonnière. Les températures de surface sont chaudes en début d'année, avec un maximum en avril tout le long de l'équateur. Ensuite, un refroidissement important a lieu de mai à août, surtout dans la

moitié orientale de l'Atlantique, avec un minimum de température autour de 10°W en août. Le timing du refroidissement et la position du minimum de température sont parfaitement reproduits dans les simulations. Puis, d'août à décembre, les SST se réchauffent petit à petit sur l'ensemble de l'Atlantique équatorial. La réanalyse ORAS4 reproduit très bien ce cycle annuel.

Les deux simulations sont plus chaudes que les SST de référence toute l'année, et sur l'ensemble de l'Atlantique équatorial. Ce biais chaud est moins important au printemps boréal (environ 0.5°C) que pendant l'été boréal (plus de 1°C). Cela affecte le refroidissement printanier, qui est d'environ de 0,7°C/mois à 10°W dans les simulations (sur la période mai-août), alors qu'il atteint 0,9°C/mois dans l'analyse de Reynolds et al. (2007).

Les cycles annuels moyens des SST des deux simulations se ressemblent beaucoup. Il est difficile de définir si une des deux simulations est meilleure que l'autre d'après ce critère.

Les bouées PIRATA (Bourlès et al. 2008) permettent d'obtenir en un point fixe des observations depuis près de 17 ans. Depuis le lancement de ce programme, le nombre de bouées dans l'Atlantique tropical ne cesse d'augmenter (il y en a maintenant 18). Quatre bouées sont situées dans la "boîte équatoriale" (35°W-0°N, 23°W-0°N, 10°W-0°N et 0°E-0°N) depuis le début des années 1998 ou 1999. Suite à des incidents techniques, mais aussi des problèmes extérieurs (vol de la bouée), les bouées situées à 10°W-0°N et 0°E-0°N ont effectué des mesures sur moins de la moitié de la période 1998-2007. C'est pour cela que dans cette étude du cycle annuel moyen, les variables sont moyennées sur la période 1998-2015 (ou 1999-2007 selon les bouées) pour les données PIRATA, tandis que l'on considère la période 1982-2007 pour les réanalyses et les simulations.

Les diagrammes de Hovmöller des Figure 3.4d, Figure 3.5d, Figure 3.6d et Figure 3.7d montrent le cycle annuel moyen de la température observée. On remarque que les 80 premiers mètres de l'océan sont nettement plus chauds dans la partie occidentale de l'Atlantique équatorial que dans la partie orientale. Le refroidissement de mi-avril à août est bien marqué dans les observations. La chute des températures de surface est d'environ 2°C à 35°W-0°N, et est de plus en plus intense en direction de l'Afrique (elle atteint plus de 5°C à 0°E-0°N). En subsurface (en dessous de 60m), il est intéressant de noter qu'à 35°W-0°N les isothermes remontent vers la surface quand les SST se réchauffent, puis s'approfondissent pendant la formation de l'ACT. Dans la région de l'ACT, le refroidissement de la surface et de la subsurface sont en phase. En dessous de 180m de profondeur, le cycle annuel de la température est quasi inexistant aux positions des bouées PIRATA situées dans la "boîte équatoriale", sauf à 35°W-0°N, où il existe un réchauffement de mai à août.

Les variations de température sont globalement bien reproduites par la réanalyse ORAS4. On peut tout de même remarquer que le refroidissement des SST à 35°W-0°N est plus rapide que dans les observations, et que la période froide est un

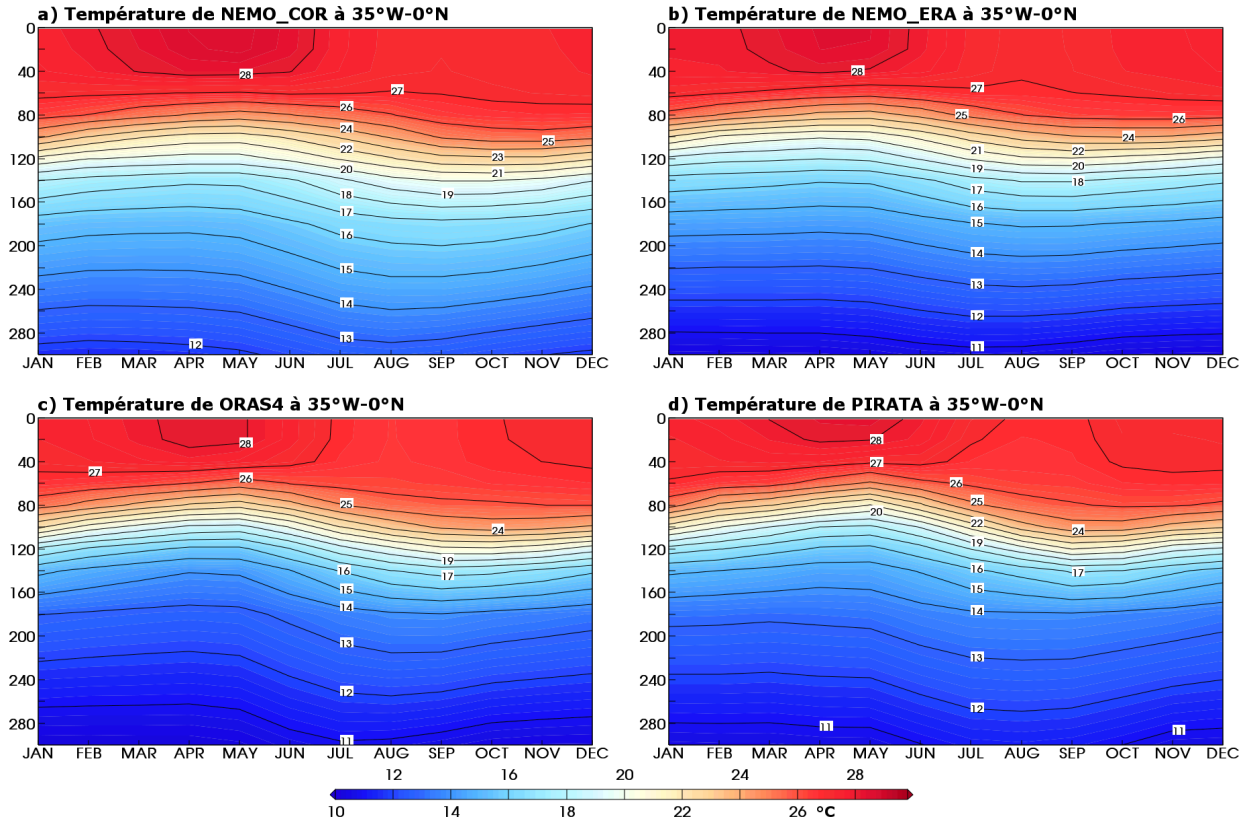


Figure 3.4 : Diagramme de Hovmöller profondeur (0m à 300m) versus temps du cycle annuel moyen des températures (en °C, isolignes tous les 1°C) à 35°W-0°N de a) la simulation NEMO_COR (moyenne de 1982-2007), b) la simulation NEMO_ERA (moyenne de 1982-2007), c) la réanalyse ORAS4 (moyenne de 1982-2007) et d) des données PIRATA (moyenne de 1998-2015). Les températures issues de la réanalyses et des simulations sont celles du point de grille le plus proche de la position de la bouée.

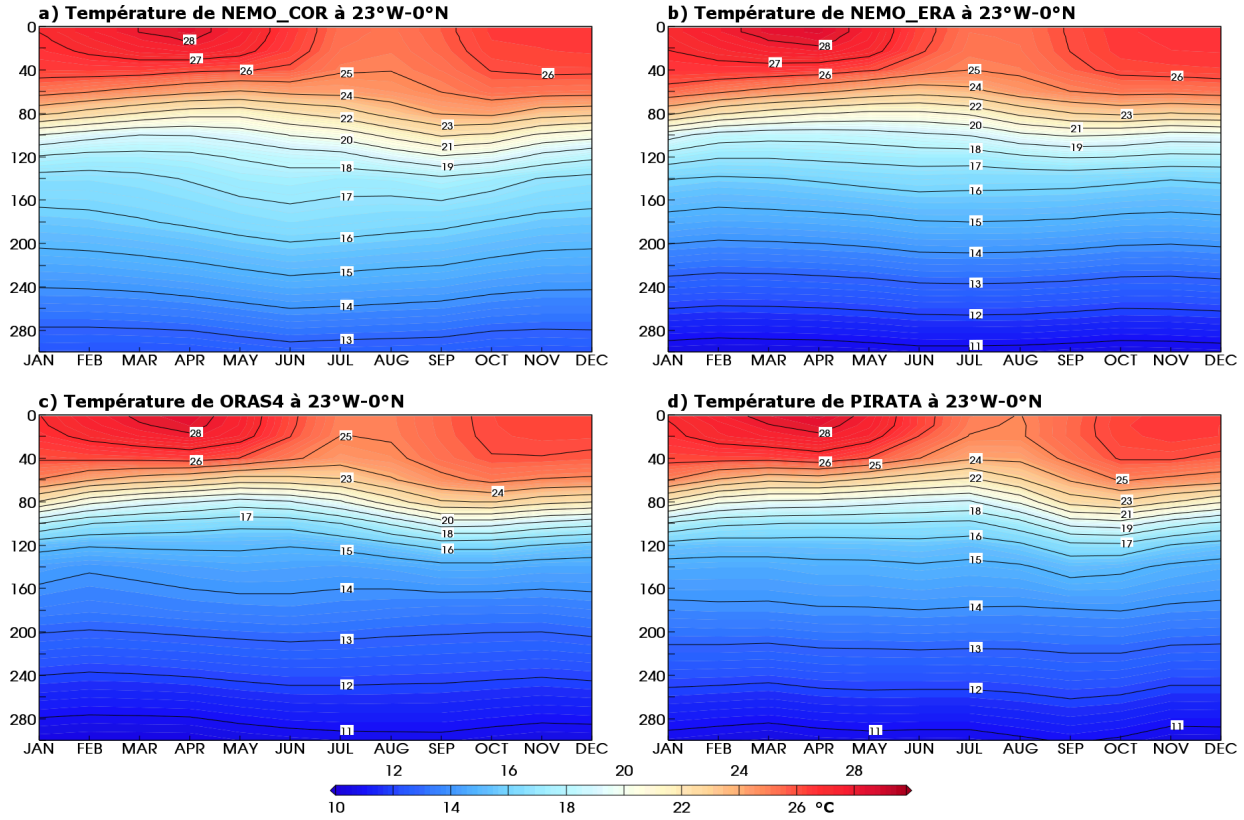


Figure 3.5 : Idem Figure 3.4 à 23°W-0°N. Le cycle annuel moyen des données PIRATA est calculé sur la période 1999-2015.

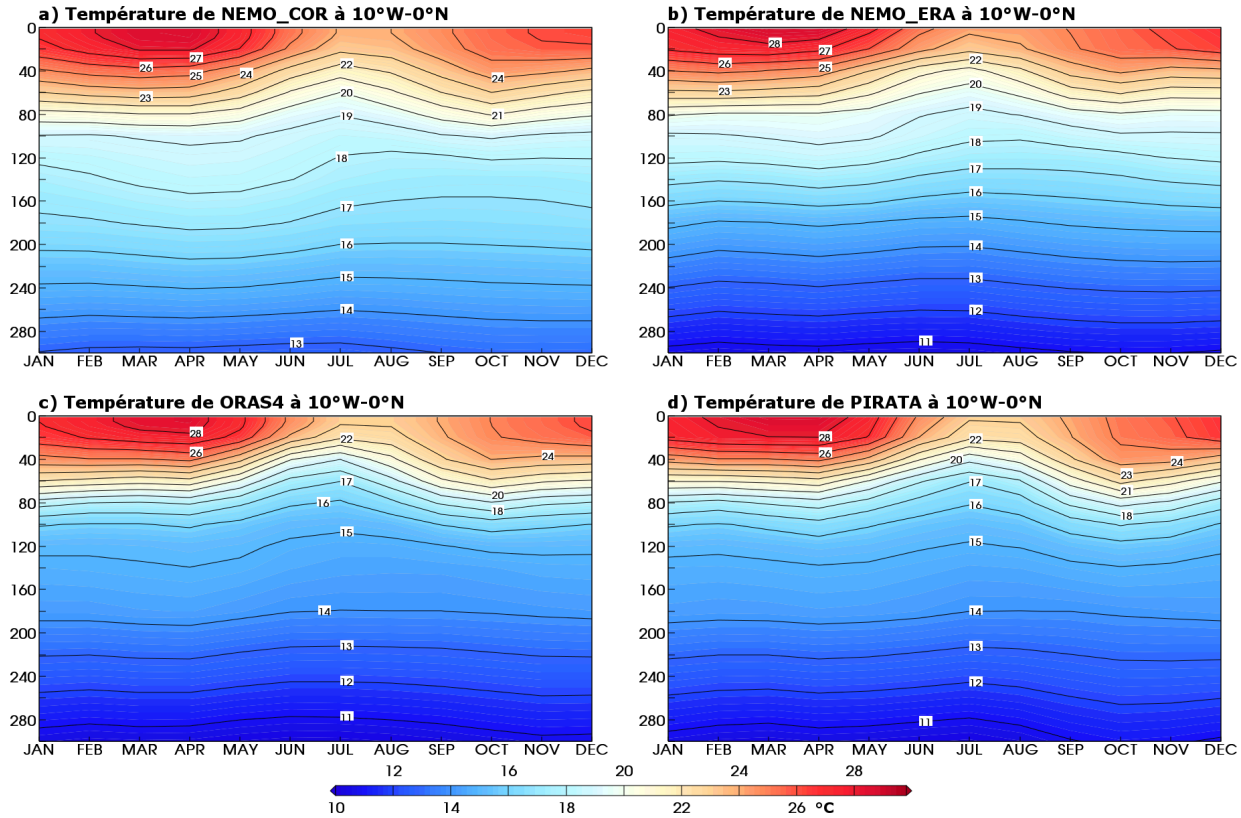


Figure 3.6 : Idem Figure 3.4 à 10°W-0°N. Le cycle annuel moyen des données PIRATA est calculé sur la période 1999-2015.

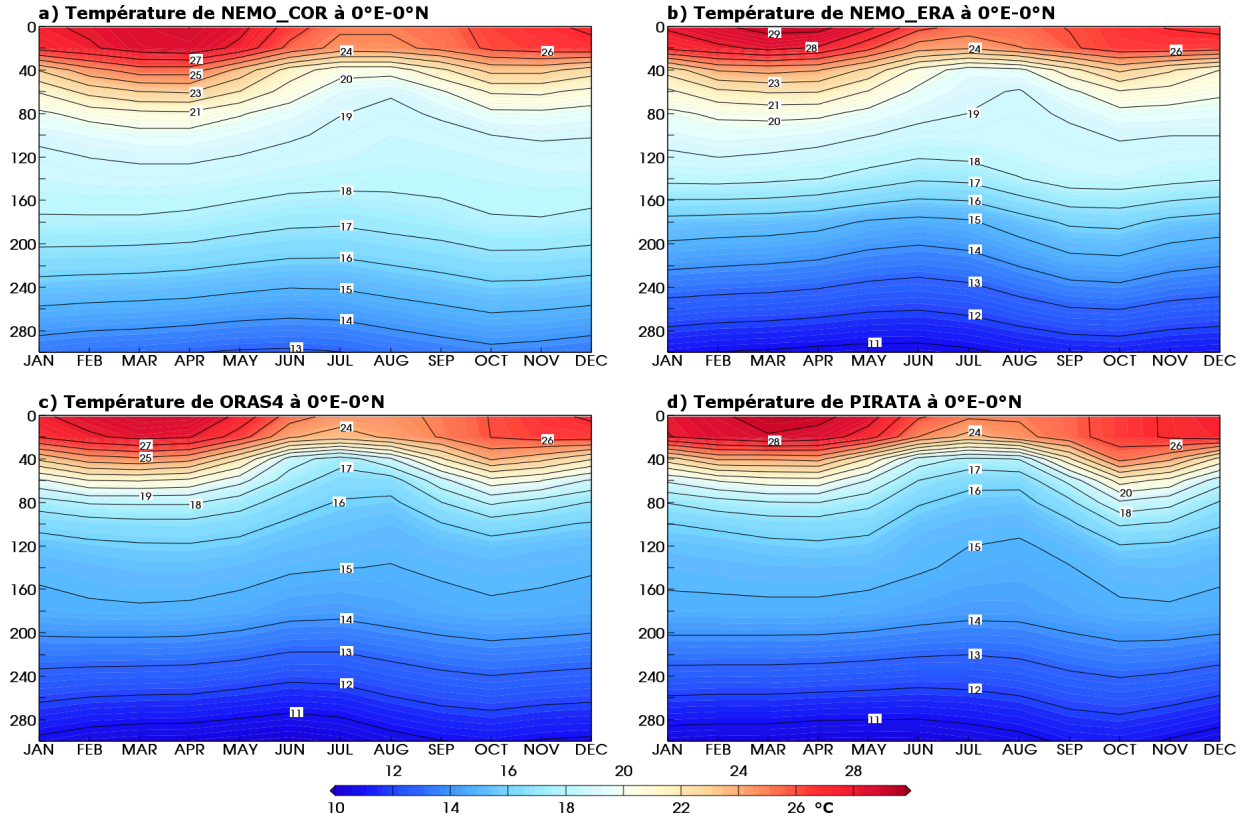


Figure 3.7 : Idem Figure 3.4 à 0°E-0°N. Le cycle annuel moyen des données PIRATA est calculé sur la période 1998-2015.

peu plus longue (environ 1 mois). Les simulation sont, elles, toutes les deux trop chaudes en surface en début d'année à 35°W-0°N et ne refroidissent que très peu (moins de 1°C) pendant le printemps et l'été boréals. Cela implique que l'extension vers l'ouest de la langue d'eau froide est trop faible dans les simulations. Aux autres bouées, les deux simulations reproduisent correctement les variations de température observées. Dans l'ensemble, le refroidissement de surface et l'amplitude des variations de position des isothermes en subsurface semblent mieux reproduits par NEMO_COR que par NEMO_ERA. Cependant, la simulation NEMO_COR est environ 2°C trop chaude entre 100m et 300m de profondeur.

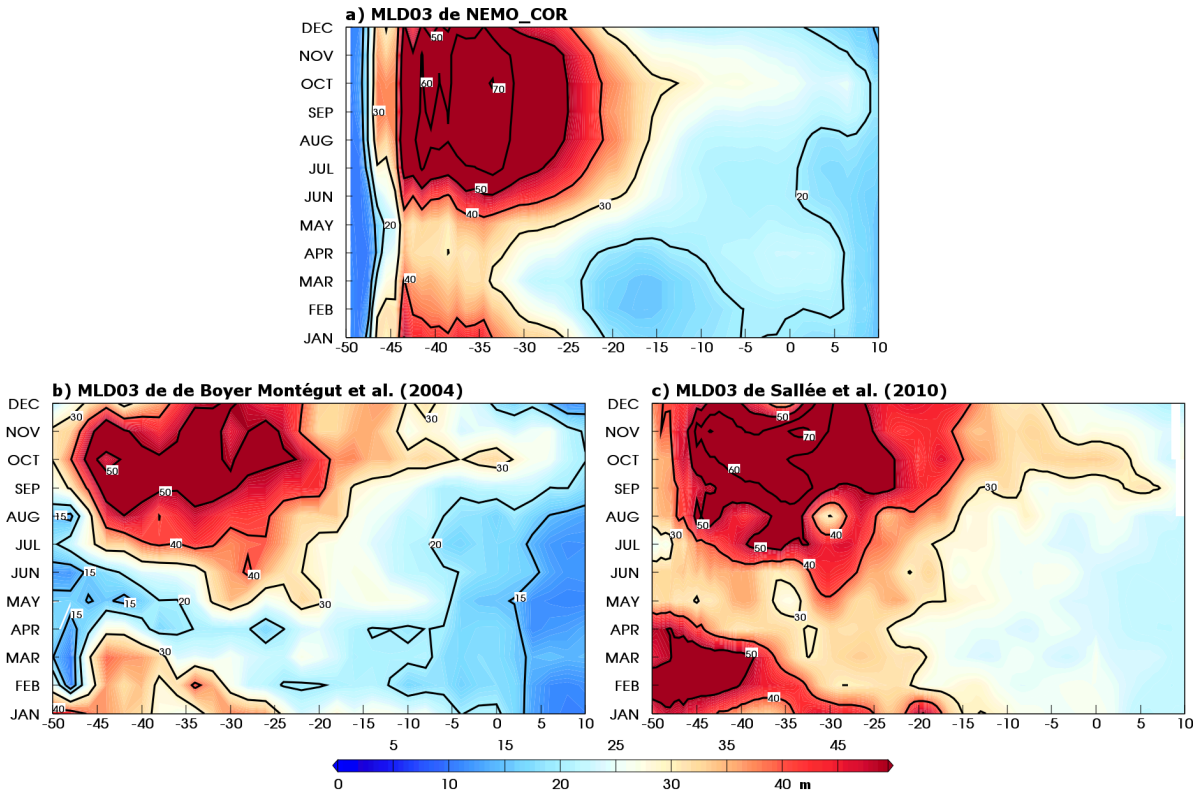


Figure 3.8 : Diagramme de Hovmöller temps versus longitude (moyenne en latitude 4°S-1°N) entre 50°W et 10°E du cycle annuel moyen (moyenne de 1982-2007) des MLD03 (en m, isolignes à 10m, 15m, 20m puis tous les 10m) de a) la simulation NEMO_COR, b) la climatologie de de Boyer Montégut et al. (2004), c) de la climatologie de Sallée et al. (2010).

La climatologie de profondeur de couche de mélange (MLD) de de Boyer Montégut et al. (2004) est obtenue à partir d'observations in situ (*National Oceanographic Data Center,* Conkright et al. 2002 ; *World Ocean Circulation Experiment database*, WOCE Data Products Committee 2002). La climatologie de MLD de Sallée et al. (2010) est construite à partir des données Argo en utilisant une méthode de régression locale (Ridgway et al. 2002). Ces climatologies sont considérées ici comme les références pour valider l'état moyen des simulations. La MLD est déterminée par un seuil de changement de densité de 0,03 kg/m^3 par rapport à la densité à 10 mètres de profondeur ($\Delta\rho = \rho(z = 10\mathrm{m}) + 0.03$). Cette profondeur de couche de mélange est appelée MLD03. La MLD03 n'est pas toujours disponible dans les réanalyses ou les simulations. C'est le cas de la réanalyse ORAS4 et de la simulation NEMO_ERA. Seule la profondeur de la turbocline est

diagnostiquée dans cette simulation. La turbocline est la base de la couche dans laquelle le mélange est fort. Cette profondeur est définie comme la profondeur à laquelle le coefficient de diffusion verticale turbulente A^{vT} devient inférieur à $5x10^{-4}m^2/s$. Cette profondeur est définie uniquement dans les modèles car sa définition fait intervenir un coefficient, qui n'est pas (ou difficilement) mesurable. Les profondeurs de la turbocline de NEMO_COR et NEMO_ERA sont donc comparées à celle de la réanalyse ORAS4.

La Figure 3.8 présente les cycles annuels moyens (moyennés sur la période 1982-2007) de la MLD03 de la simulation NEMO_COR et des climatologies. Le long de l'équateur, la simulation NEMO_COR et les références montrent une MLD03 plus profonde à l'ouest qu'à l'est, tout au long de l'année. À l'est de 0°E, la MLD03 reste quasi constante toute l'année à une profondeur d'environ 15m, dans NEMO_COR et la référence. À l'ouest (entre 45°W et 30°W), la MLD03 est plus profonde, environ 30m en janvier, et s'approfondit jusqu'à 50m de juillet à décembre. Ce cycle saisonnier est bien reproduit par NEMO_COR. Entre 15°W et 0°E, la MLD03 de NEMO_COR est minimale (moins de 20m) de janvier à septembre, et s'approfondit un peu (la MLD03 est légèrement plus profonde que 20m) d'octobre à novembre. Cela représente plutôt bien les variations de MLD03 des références. Cependant, la MLD03 de NEMO_COR est 23% trop profonde à l'ouest de 30°W, 5% trop peu profonde entre 30°W et 0°E, et 19% trop profonde à l'est de 0°E comparée à la climatologie de de Boyer Montégut et al. (2004). La simulation NEMO_COR propose une MLD03 plus proche de celle de Sallée et al. (2010) dans la partie occidentale et la partie orientale du bassin, mais au centre, la MLD03 simulée est trop peu profonde.

Le cycle annuel moyen (moyenne sur la période 1982-2007) de la profondeur de la turbocline des simulations NEMO_COR et NEMO_ERA et de la réanalyse ORAS4 (Figure 3.9) ressemble beaucoup à celui de la MLD03 de la référence (Figure 3.8). Cependant la profondeur de la turbocline est toute l'année plus profonde que la MLD03, particulièrement de mai à décembre entre 45°W et 15°W. La profondeur de la turbocline de la simulation NEMO_COR n'est pas suffisamment profonde à 45°W, et est trop profonde à l'est de 30°W (environ 25%). Mis à part cela, les profondeurs de la turbocline de NEMO_COR et ORAS4 se ressemblent fortement tant dans leur évolution zonale que temporelle. Cela n'est pas vrai pour NEMO_ERA. Le cycle saisonnier est plutôt bien représenté dans NEMO_ERA à l'ouest de 10°W, mais la profondeur de la turbocline est environ 33% plus profonde que dans ORAS4. À l'est de 10°W la profondeur de la turbocline de NEMO_ERA est plus profonde d'environ 40% à celle de ORAS4. D'août à novembre un approfondissement de la profondeur de la turbocline a lieu, mais il est beaucoup plus important dans NEMO_ERA que dans ORAS4. L'approfondissement est presque deux fois supérieur dans NEMO_ERA par rapport à ORAS4.

Cette comparaison des MLDs simulées, réanalysées ou observées permet de mettre en avant les performances de la simulation NEMO_COR. La comparaison de NEMO_COR les références (de Boyer Montégut et al. 2004 ; Sallée et al. 2010) a montré que les MLD03 simulées sont un peu trop profondes. La comparaison des

profondeurs de la turbocline a montré que NEMO_ERA donne des profondeurs plus grandes que NEMO_COR et ORAS4.

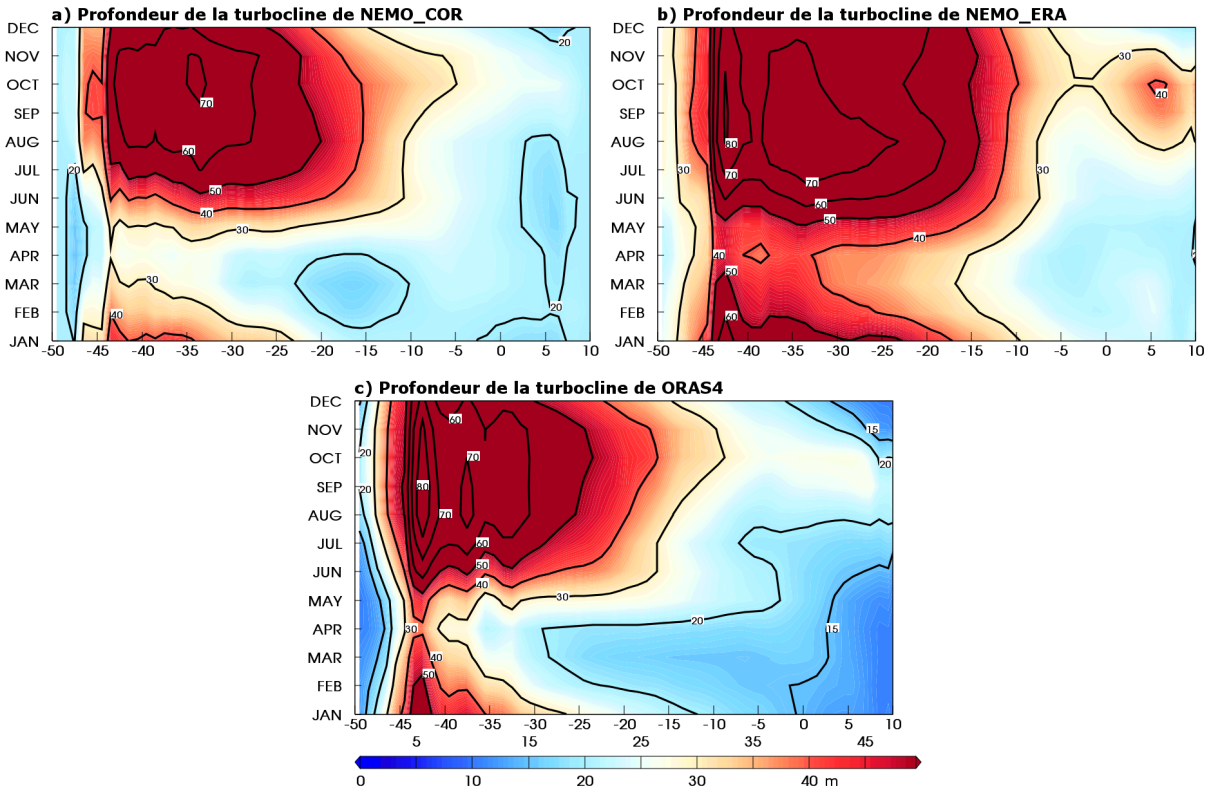


Figure 3.9 : Diagramme de Hovmöller temps versus longitude (moyenne en latitude 4°S-1°N) entre 50°W et 10°E du cycle annuel moyen (moyenne de 1982-2007) de la profondeur de la turbocline (en m, isolignes à 10m, 15m, 20m puis tous les 10m) de a) la simulation NEMO_COR, b) la simulation NEMO_ERA et c) la réanalyse ORAS4.

La Figure 3.10 présente les cycles annuels moyens (moyenne sur la période 1982-2007) du courant zonal de surface des deux simulations et de la réanalyse ORAS4. Il existe maintenant de nombreuses mesures de ce courant (dont des observations satellite), mais au 20e siècle les observations sont très ponctuelles (bouées, bateaux, drifters,…) et sur une durée limitée.

Les trois produits montrent une variabilité saisonnière importante du courant zonal. Le courant zonal est négatif (dirigé vers l'ouest) mais faible en début d'année, avec un minimum en mars-avril (environ -0,1 m/s). Ensuite, le courant zonal est accéléré entre mai et août, et atteint son maximum au mois de juin autour de 10°W (environ -0,55 m/s). D'août à novembre, le courant zonal atteint un nouveau minimum (environ -0,1 m/s) avant une nouvelle accélération (plus faible) en décembre (environ -0,3 m/s). À l'ouest de 35°W le cycle saisonnier est beaucoup moins marqué : le courant est quasi constant (environ -0,3 m/s) toute l'année, et subit une légère accélération à -0,5 m/s à 40°W de mai à novembre. À l'est de 5°W, le courant zonal est légèrement positif (dirigé vers l'est) en janvier-février et août-septembre-octobre. Ce cycle annuel ressemble beaucoup à celui du vent zonal (Figure 3.11), au cours duquel le vent zonal atteint un minimum de vitesse en mars, puis il accélère jusqu'en juin, ralentit entre juillet et octobre, et connaît un nouveau maximum en novembre. Cela suggère que ce courant le surface puisse être contrôlé

par le vent. La vitesse maximale du courant de surface en juin pourrait être liée à l'accélération du vent, mais la position du maximum (autour de 10°W) ne correspond pas à celle du vent (Figure 1.11). La géométrie du bassin pourrait expliquer cette différence. Une bonne représentation du courant équatorial sud (SEC) semble un élément nécessaire pour bien représenter l'ACT.

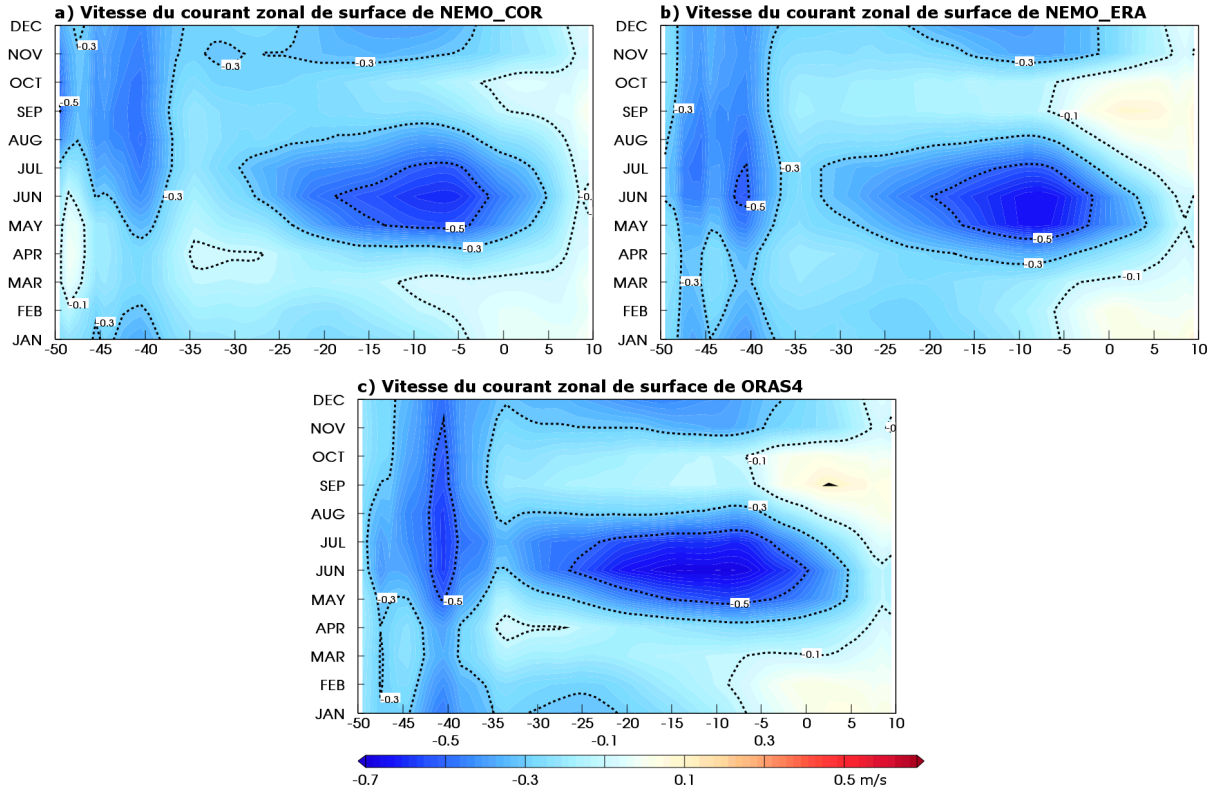


Figure 3.10 : Diagramme de Hovmöller temps versus longitude (moyenne en latitude 4°S-1°N) entre 50°W et 10°E du cycle annuel moyen (moyenne de 1982-2007) de la vitesse du courant zonal de surface (en m/s, isolignes tous les 0,2m/s) de a) la simulation NEMO_COR, b) la simulation NEMO_ERA et c) la réanalyse ORAS4. Une vitesse négative implique un courant dirigé vers l'ouest, tandis qu'une vitesse positive implique un courant dirigé vers l'est.

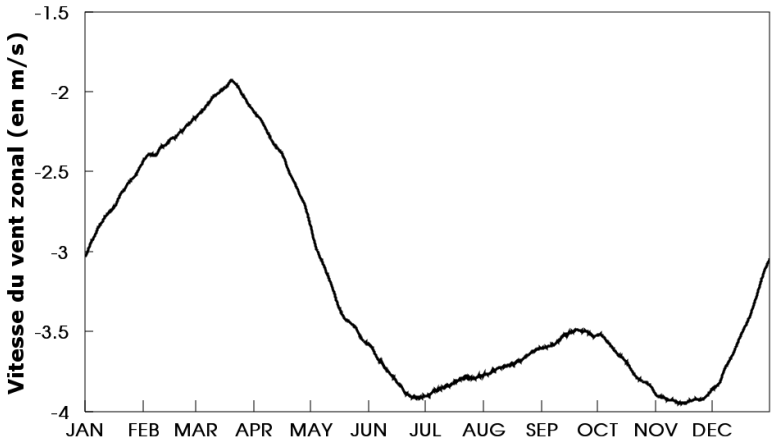


Figure 3.11 : Cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) de la vitesse du vent zonal à 10m (en m/s) issu du forçage COREv2 calculée dans la "boîte équatoriale" [50°W-10°E ; 4°S-1°N]. Une moyenne glissante sur 30 jours est appliquée sur les données hautes fréquences (6 heures) du vent.

Le cycle annuel du courant de surface de ORAS4 est bien reproduit par les simulations. On peut remarquer que NEMO_ERA donne le maximum de vitesse à 10°W un peu tôt (en mai), et dans les deux simulations cette vitesse maximale ne s'étend pas suffisamment à l'ouest. En juin dans ORAS4, le courant zonal est inférieur à -0,5 m/s de 25°W à 0°E, tandis que dans les simulations cette vitesse est atteinte entre 20°W et 0°E. Dans NEMO_COR, le courant zonal près des côtes brésiliennes (autour de 40°W) est un peu plus faible que dans ORAS4.

Les deux simulations sont très ressemblantes et reproduisent très bien les variations de courant zonal présentes dans la réanalyse ORAS4. Cependant, le courant de surface entre mai et août n'est pas assez intense à l'ouest de 20°W dans les simulations. Cela peut être la cause de la faible extension vers l'ouest de la langue d'eau froide (Figure 3.4 et Figure 3.5). La faible intensité du courant, et donc éventuellement de l'advection vers l'ouest peut également jouer sur les anomalies interannuelles, en ne transportant pas l'eau froide formée à 10°W vers l'ouest, causant des anomalies de température trop fortes à 10°W, et pas assez fortes dans la partie ouest.

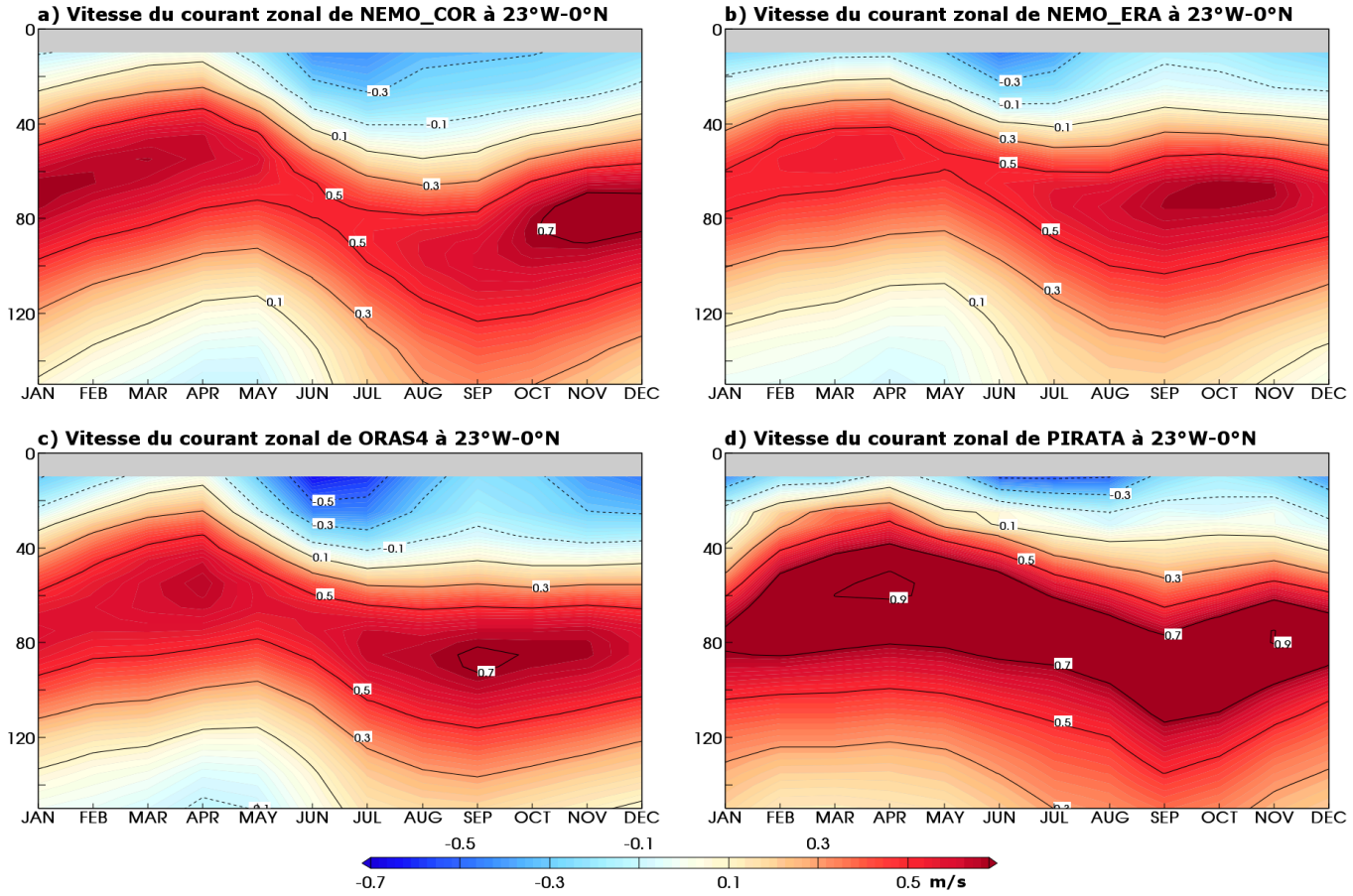


Figure 3.12 : Diagramme de Hovmöller profondeur (0m à 150m) versus temps du cycle annuel moyen de la vitesse du courant zonal (en m/s, isolignes tous les 0,2m/s) à 23°W-0°N de a) la simulation NEMO_COR (moyenne de 1982-2007), b) la simulation NEMO_ERA (moyenne de 1982-2007), c) la réanalyse ORAS4 (moyenne de 1982-2007) et d) des données PIRATA (moyenne de 2008-2015). Les vitesses issues de la réanalyses et des simulations sont celles du point de grille le plus proche de la position de la bouée. Une vitesse négative implique un courant dirigé vers l'ouest, tandis qu'une vitesse positive implique un courant dirigé vers l'est.

À proximité de la bouée PIRATA à 23°W-0°N, un courantomètre ADCP (pour *Acoustic Doppler Current Profilers*) a été installé pendant plusieurs périodes (environ 9 ans de mesures entre 2002 et 2015). Ces mesures permettent de calculer le cycle annuel moyen de la vitesse du courant zonal à 23°W-0°N. Les données PIRATA (Figure 3.12d) indiquent qu'entre 35m et 150m de profondeur, le courant zonal est en moyenne dirigé vers l'Afrique (donc il s'agit du sous-courant équatorial – EUC). Le maximum de vitesse de ce courant (environ 0,9m/s) est situé autour de 60m au printemps boréal (Figure 3.13a), puis il s'enfonce jusqu'à atteindre 90m en fin d'été boréal (Figure 3.13b). Dans NEMO_COR et la réanalyse ORAS4 (Figure 3.12 et Figure 3.13), l'EUC est légèrement trop lent (vitesse toujours inférieure à 0,7m/s), tandis que dans NEMO_ERA (Figure 3.12b) sa vitesse est clairement trop faible (vitesse rarement supérieure à 0,6m/s). L'approfondissement du cœur de l'EUC entre avril et septembre est bien reproduit par les simulations et la réanalyse. Dans ces trois produits, le SEC semble trop s'approfondir (il atteint 40m de profondeur, Figure 3.13) pendant l'été boréal, et il existe un courant dirigé vers l'Amérique du Sud à environ 140m de profondeur pendant le printemps boréal. Les différences de positions de ces courants (le SEC et le courant situé en-dessous de l'EUC) entre le modèle et les observations peuvent être causée par la trop faible intensité de l'EUC.

La simulation NEMO_COR représente mieux l'intensité et la position des courants que NEMO_ERA. La simulation NEMO_COR est donc la meilleure concernant le cycle annuel moyen du courant zonal à 23°W-0°N.

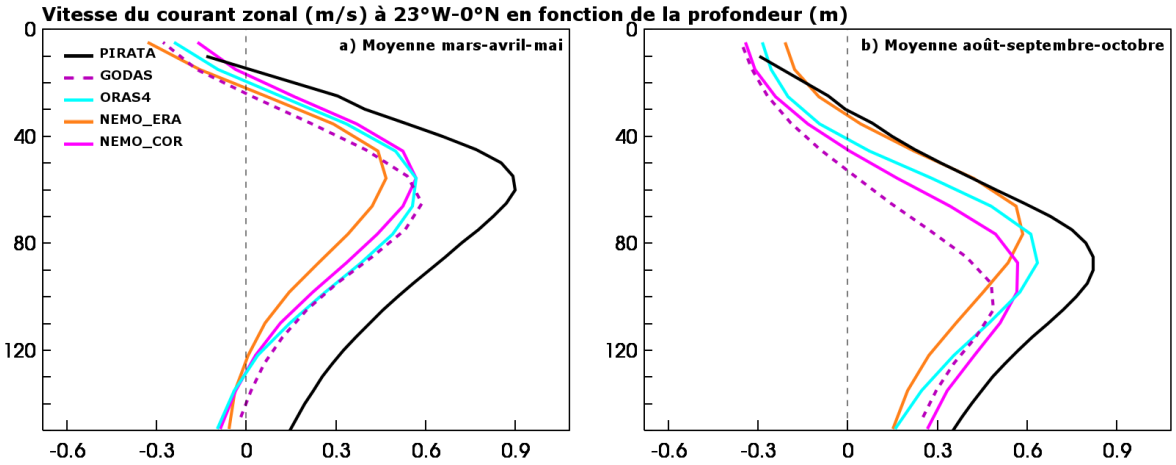


Figure 3.13 : Courbes de la vitesse moyenne du courant zonal à 23°W pendant la période a) mars-avril-mai et b) août-septembre-octobre, pour les données PIRATA en noir (moyenne 2008-2015), les réanalyses ORAS4 en cyan et GODAS en pointillé violet, les simulations NEMO_ERA en orange et NEMO_COR en magenta. La vitesse du courant zonal des réanalyses et des simulations en moyennée sur la période 1982 à 2007. Une vitesse négative implique un courant dirigé vers l'ouest, tandis qu'une vitesse positive implique un courant dirigé vers l'est.

3.2.2.2 Variabilité interannuelle

La Figure 3.14a compare les anomalies interannuelles des SST des simulations, calculées par rapport au cycle annuel moyen, avec celle des SST de référence (Reynolds et al. 2007), ainsi que celles des réanalyses GODAS et ORAS4. Les températures sont moyennées dans la "boîte équatoriale". Les simulations (courbes orange et magenta) reproduisent bien les anomalies interannuelles présentes dans le produit de référence, et sont tout à fait comparables aux

réanalyses. Dans les simulations, le timing et le signe des anomalies sont plutôt bien représentés, mais l'amplitude des anomalies est légèrement exagérée.

La Figure 3.14b compare à l'aide d'un diagramme de Taylor (2001) les 10 analyses et réanalyses (listées dans le Tableau 2.2) utilisées pour notre classification des événements froids et chauds de l'Atlantique équatorial, ainsi que les simulations. Les données de SST de Reynolds et al. (2007) sont ici utilisées comme référence pour calculer les différentes statistiques. Les simulations reproduisent raisonnablement bien la variabilité interannuelle de la SST, avec des corrélations de 0,82 et 0,87 pour NEMO_COR et NEMO_ERA respectivement, des écarts-types normalisés de 1,3°C et 1°C, et des erreurs quadratiques moyennes (RMSE) de 0,27°C et 0,18°C. Les autres analyses et réanalyses (sauf peut-être CORA) ont de meilleures statistiques (corrélations supérieures à 0,8, écarts-types normalisés entre 0,6°C et 1.1°C et RMSE inférieures à 0,21°C), mais ces dernières restent comparables aux statistiques des simulations. Cependant, les analyses sont réalisées à partir d'observations et les réanalyses les assimilent, tandis que les simulations ne sont pas directement forcées en SST. La Figure 3.14b inclut également l'analyse EN4v1.7 (Good et al. 2013), qui n'est pas utilisée pour la classification. Cet exemple montre que l'incertitude sur les données observées dans la région est du même ordre de grandeur que l'erreur existante dans les simulations.

La simulation NEMO_ERA reproduit mieux la variabilité interannuelle de la SST que NEMO_COR. Cependant les différences entre ces deux simulations ne sont pas très grandes. NEMO_COR a tendance à surestimer les anomalies.

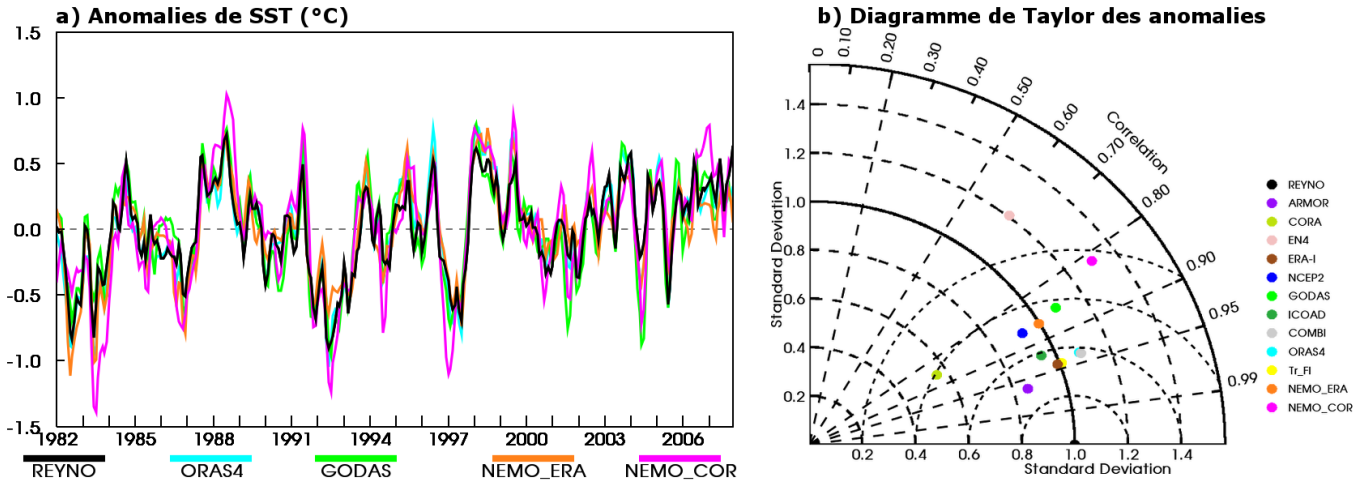


Figure 3.14 : a) Série temporelle des anomalies de SST (par rapport au cycle annuel moyen 1982-2007) en °C, calculées dans la "boîte équatoriale" [50°W-10°E ; 4°S-1°N] avec les SST de Reynolds et al. (2007) en noir, des réanalyses ORAS4 en cyan et GODAS en violet, des simulations NEMO_ERA en orange et NEMO_COR en magenta. b) Diagramme de Taylor (2001) utilisant les données Reynolds et al. (2007) comme référence, calculé pour les 10 analyses et réanalyses listées dans le Tableau 2.2, l'analyse EN4, et les simulations NEMO_ERA et NEMO_COR. Les arcs de cercle (en traits pleins ou en tirets longs) centrés sur l'origine représentent l'écart-type normalisé, les lignes en tirets longs partant de l'origine représentent la corrélation, et les arcs de cercle en petits tirets centrés sur la référence (point noir) représentent l'erreur quadratique moyenne.

Comme expliqué dans la section 2.1.1.2, la température moyenne sur les 300 premiers mètres de l'océan (T300) est liée à la SST (e.g. Zebiak 1993 ; Ruiz-

Barradas et al. 2000 ; Keenlyside and Latif 2007). Il est donc important de contrôler si la variabilité interannuelle de la T300 est bien reproduite dans les simulations. Il n'y a pas de température de référence dans ce cas, car il n'existe que peu de mesures dans l'océan. Les observations (bouées, flotteur ARGO, bateaux,…) ne sont que ponctuelles et sur une durée limitée. Les simulations sont ici comparées avec les réanalyses GODAS et ORAS4.

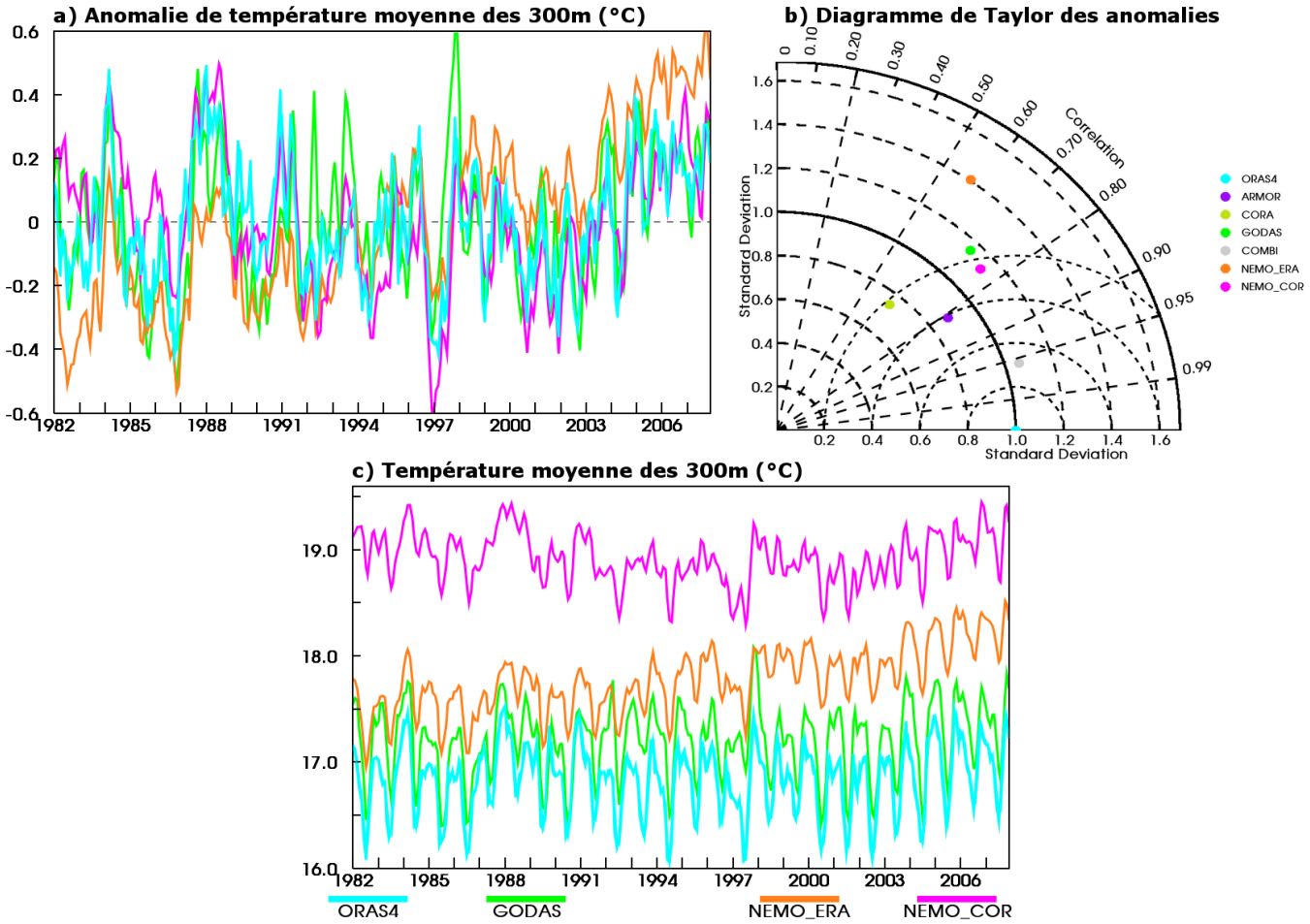


Figure 3.15 : Idem Figure 3.14 pour la température moyenne des 300 premiers mètres de l'océan.

La Figure 3.15c compare les T300 dans la "boîte équatoriale". Cette figure confirme que la simulation NEMO_COR (courbe magenta) est trop chaude. De plus, cette figure met en évidence que la simulation NEMO_ERA (courbes orange) se réchauffe à un rythme constant d'environ 0,3°C/décennie, alors que dans les autres produits, la température semble relativement stable dans le temps. La dérive de la température dans NEMO_ERA peut être causée par le forçage atmosphérique, ou être le signe que cette simulation n'a pas atteint un état d'équilibre. La deuxième solution est la plus probable. En effet, la simulation NEMO_ERA n'a pas été intégrée aussi longtemps que NEMO_COR, et elle commence en 1979 à partir des données de température de salinité de la climatologie de Levitus (1982), alors que NEMO_COR a bénéficié de 300 ans de mise en équilibre. La Figure 3.15a compare les anomalies de température, calculées par rapport au cycle annuel moyen. Cette figure montre que même si la simulation NEMO_COR présente un biais chaud, la

variabilité interannuelle de la température de l'océan est plutôt bien reproduite. En revanche, la simulation NEMO_ERA n'étant pas stable, cela transparaît dans les anomalies interannuelles : une tendance s'ajoute aux anomalies.

La Figure 3.15b compare à l'aide d'un diagramme de Taylor les 5 analyses et réanalyses utilisées pour notre classification qui fournissent des températures sur la profondeur. Les T300 de la réanalyse ORAS4 sont ici aussi utilisées comme référence pour calculer les différentes statistiques. La simulation NEMO_COR reproduit raisonnablement bien la variabilité interannuelle de la T300, avec une corrélation de 0,76, un écart-type normalisé de 1,13°C et une RMSE de 0,14°C. Pour NEMO_ERA c'est un peu moins bien (corrélation : 0,58 ; écart-type normalisé : 1,41°C ; RMSE de 0,22°C), mais cela est en partie dû à la dérive observée dans cette simulation. Les autres analyses et réanalyses ont des statistiques comparables à celle de NEMO_COR (corrélations supérieures à 0,63 ; écarts-types normalisés entre 0,75°C et 1.16°C ; RMSE inférieures à 0,16°C).

Cette comparaison a montré que la variabilité interannuelle de la T300 est plutôt bien reproduite dans NEMO_COR, même si la température moyenne est trop chaude. Cette comparaison a aussi montré l'importance d'intégrer une simulation sur une longue période pour stabiliser l'océan.

On peut supposer que les anomalies interannuelles de la T300 simulées dans NEMO_ERA seraient meilleures si la simulation avait atteint un état d'équilibre. En revanche, étant donné la tendance au réchauffement observée dans NEMO_ERA, on obtiendrait probablement un biais chaud équivalent à celui observé dans NEMO_COR, ou peut-être plus chaud.

La Figure 3.16 montre les anomalies interannuelles de la température entre la surface et 300m de profondeur au niveau de la bouée PIRATA à 35°W-0°N dans les simulations, et la réanalyse ORAS4. Ces produits ont été interpolés à la même résolution verticale que les données PIRATA. Les anomalies de température sont calculées par rapport au cycle annuel moyen (moyenne 1998 à 2006). Les anomalies calculées avec les observations PIRATA sont maximales entre 40m et 140m de profondeur. Dans cette couche, les anomalies ont une forte variabilité saisonnière : les anomalies semblent se développer pendant le printemps boréal (début de la formation de l'ACT) vers 40m de profondeur, puis le maximum des anomalies est de plus en plus profond au cours des saisons suivantes. Notons que pendant les années sélectionnées par la classification (Tableau 2.3), les anomalies de température entre 40m et 140m de profondeur sont opposées à celle de surface : en 1999 (année chaude) les anomalies de subsurface sont froides, 2004 et 2005 (années froides) les anomalies de subsurface sont chaudes.

La réanalyses ORAS4 et la simulation NEMO_COR reproduisent bien la position et le timing des anomalies de température, ainsi que l'alternance entre anomalies froides et anomalies chaudes. Cependant, ces deux produits présentent des anomalies de température trop faibles par rapport à PIRATA. La simulation NEMO_ERA ne reproduit pas les champs d'anomalies, et présente uniquement des anomalies froides en début de période puis des anomalies chaudes. Cela est sûrement dû à la dérive de cette simulation (observée dans la Figure 3.15c).

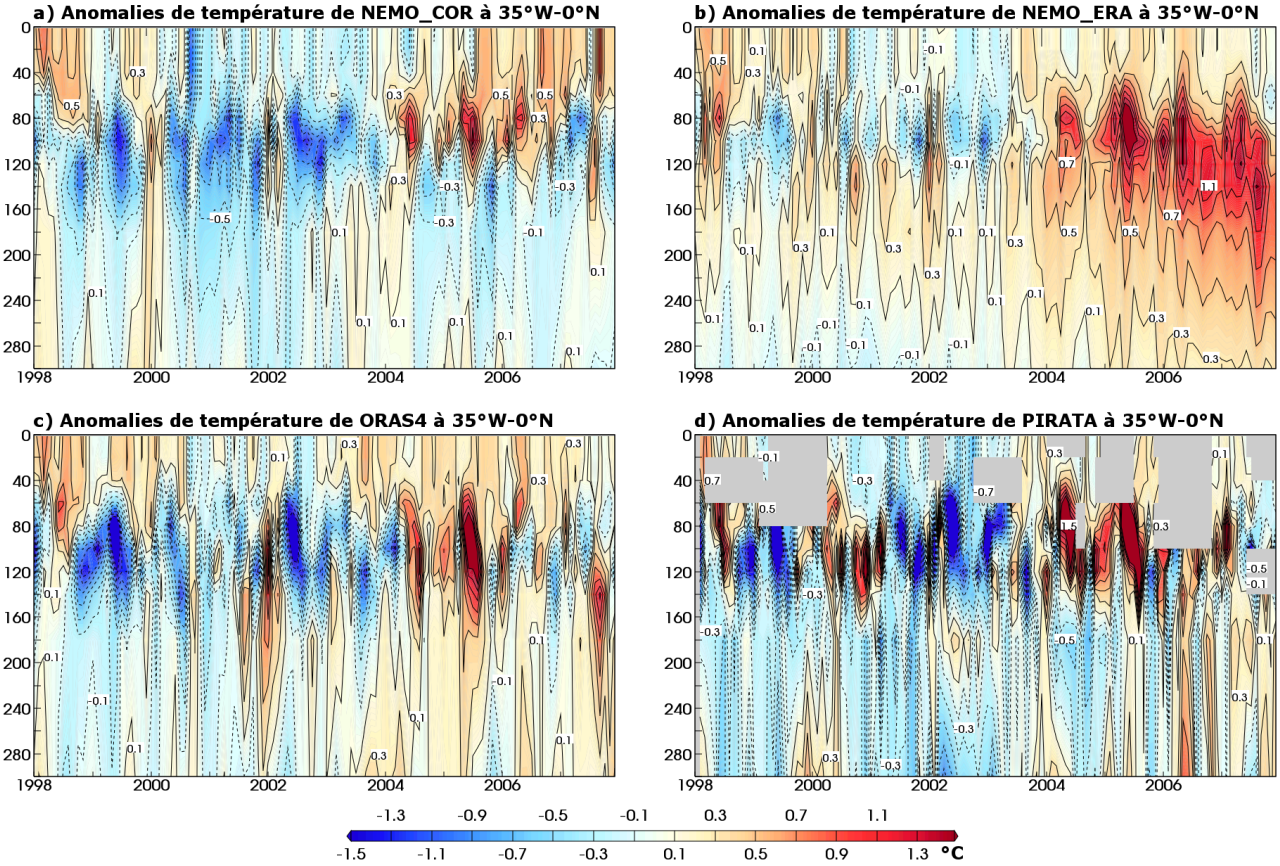


Figure 3.16 : Diagramme de Hovmöller profondeur (0m à 300m) versus temps des anomalies de température (en °C, isolignes tous les 0,2°C) à 35°W-0°N de a) la simulation NEMO_COR, b) la simulation NEMO_ERA, c) la réanalyse ORAS4 et d) des données PIRATA.

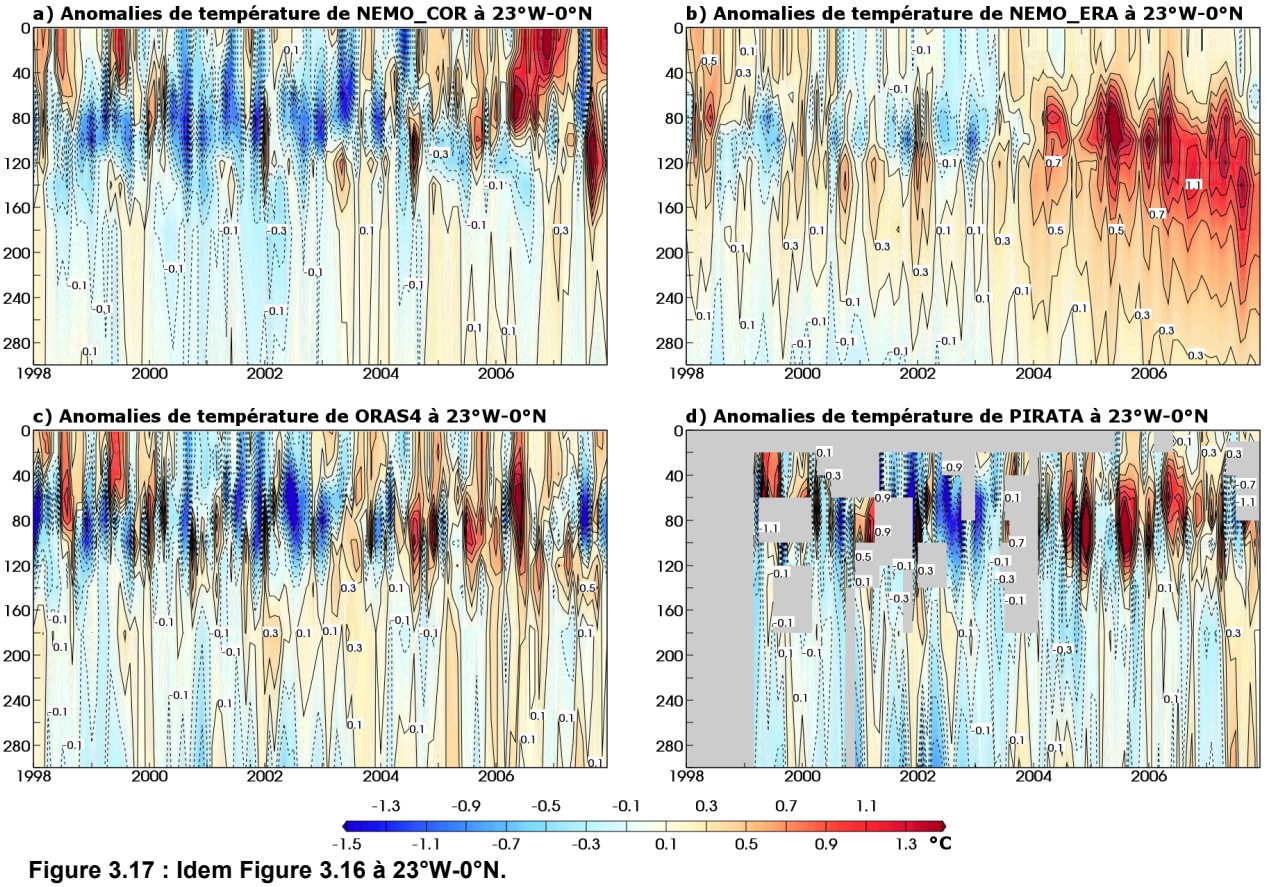


Figure 3.17 : Idem Figure 3.16 à 23°W-0°N.

À 23°W-0°N (Figure 3.17), les anomalies de température sont très similaires aux anomalies à 35°W-0°N (Figure 3.16). La profondeur du maximum, le timing et l'intensité des anomalies de température sont à peu près les mêmes. Comme à 35°W-0°N, les anomalies semblent se propager vers le fond. Cette propagation est en accord avec l'approfondissement de l'EUC entre avril et septembre (Figure 3.12). ORAS4 et NEMO_COR reproduisent bien ces anomalies de température, mais avec une amplitude trop faible. Cependant, la simulation NEMO_COR présente de très fortes anomalies en 2006 qui se développent en mai entre 40m et 140m de profondeur. Ensuite elles atteignent la surface et restent jusqu'en 2007. Ces anomalies ne sont pas aussi intense et durable dans les observations PIRATA. La simulation NEMO_ERA, comme à 35°W-0°N ne reproduit pas bien les anomalies de température : le diagramme présente des anomalies froides en début de période et anomalies chaudes à la fin.

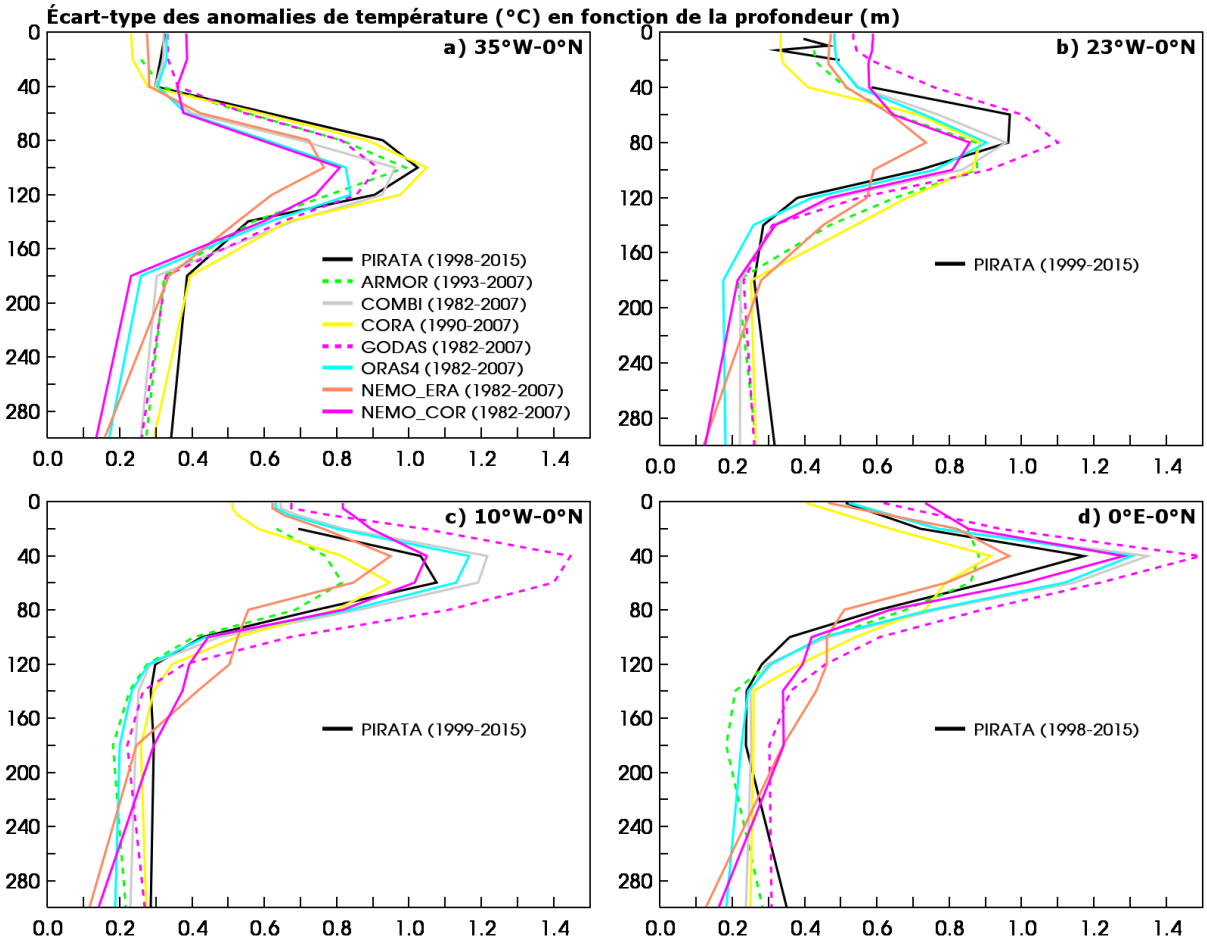


Figure 3.18 : Écart-type des anomalies de température (en °C) en fonction de la profondeur (en m) aux positions des bouées PIRATA : a) 35°W-0°N, b) 23°W-0°N c) 10°W-0°N et d) 0°E-0°N. La période utilisée dans chaque jeu de données pour calculer l'écart-type est indiquée sur le graphique.

La Figure 3.18 montre l'écart-type des anomalies de température en fonction de la profondeur aux positions des bouées PIRATA. À 35°W-0°N et 23°W-0°N les variations de température sont maximales entre 40m et 140m de profondeur, et l'écart-type maximum est de 1°C à environ 80m de profondeur. À 10°W-0°N et 0°E-0°N les variations de température sont intenses plus proche de la surface (entre 20

et 100m de profondeur) et l'écart-type maximum est également plus grand (respectivement 1,1°C à 50m et 1,2°C à 40m). Cette figure permet de constater qu'aucun des jeux de données reproduit parfaitement l'amplitude des variations de température le long de l'équateur : à 35°W-0°N, ARMOR et CORA sont particulièrement bon, mais ces analyses sous-estiment l'écart-type de température dans la langue d'eau froide ; à 10°W-0°N et 0°E-0°N, ORAS4 reproduit bien les variations de température, mais elle les sous-estime à 35°W-0°N et 23°W-0°N. NEMO_ERA propose des fluctuations de température trop faible entre 40 et 140m. NEMO_COR est légèrement meilleure à 35°W-0°N et 23°W-0°N (l'écart-type est toujours sous-estimé), et simule des variations de température très proche de celles de PIRATA.

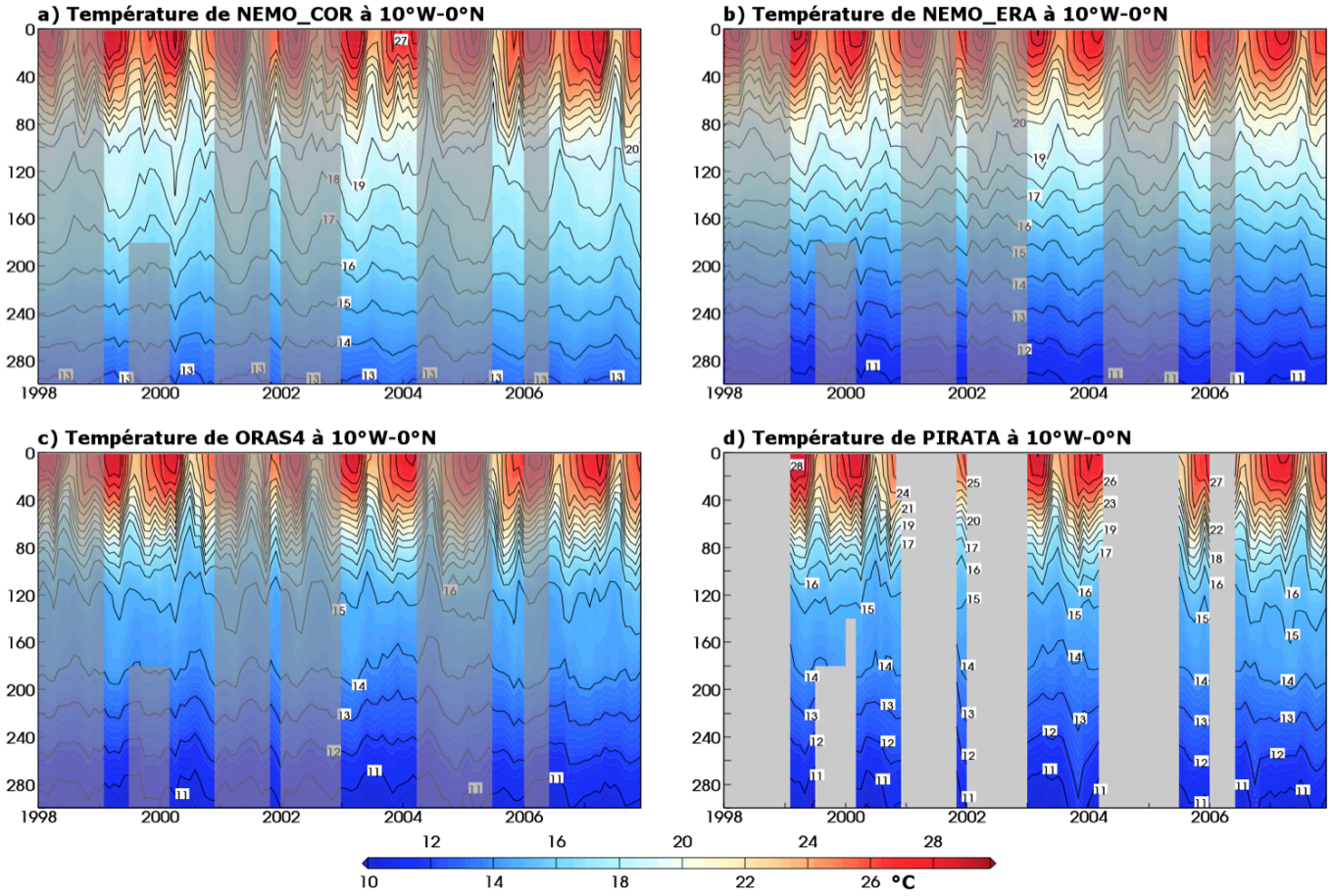


Figure 3.19 : Diagramme de Hovmöller profondeur (0m à 300m) versus temps de la température (en °C, isolignes tous les 1°C) à 10°W-0°N de a) la simulation NEMO_COR, b) la simulation NEMO_ERA, c) la réanalyse ORAS4 et d) des données PIRATA. Les zones grisées des figures a), b) et c) montrent les grandes zones où les données PIRATA sont manquantes.

Le nombre d'observations manquantes de température aux bouées PIRATA à 10°W-0°N et 0°E-0°N sur la période 1998-2007 est assez important (observations sur moins de la moitié de la période). Par conséquent nous présentons à ces positions uniquement la température et non les anomalies de température (Figure 3.19 pour 10°W-0°N et Figure 3.20 pour 0°E-0°N). Ces figures ne permettent pas d'arriver à des conclusions évidentes concernant la reproduction des variations de

température par les simulations. Au-dessus de 100m de profondeur, les températures des bouées PIRATA, de ORAS4 et des simulations semblent similaires. En dessous de 100m, les variations de profondeur des isothermes paraissent assez faibles dans les quatre jeux de données. Les variations saisonnières et interannuelles de température dans l'océan en dessous de 100m de profondeur sont plus marquées dans ORAS4 et NEMO_COR que dans NEMO_ERA. Notons que les deux simulations montrent à 0°E-0°N une épaisse couche de profondeur quasi constante entre 80m et 140m de profondeur, qui n'est pas présente dans ORAS4 et les données PIRATA. Ce biais chaud dans la subthermocline semble indiquer que la pente de la thermocline simulée est plus grande que celle observée. Cela pourrait être lié à un mélange trop fort ou une pénétration solaire trop importante. La dérive des températures observée précédemment dans NEMO_ERA semble très faible aux positions des deux bouées PIRATA.

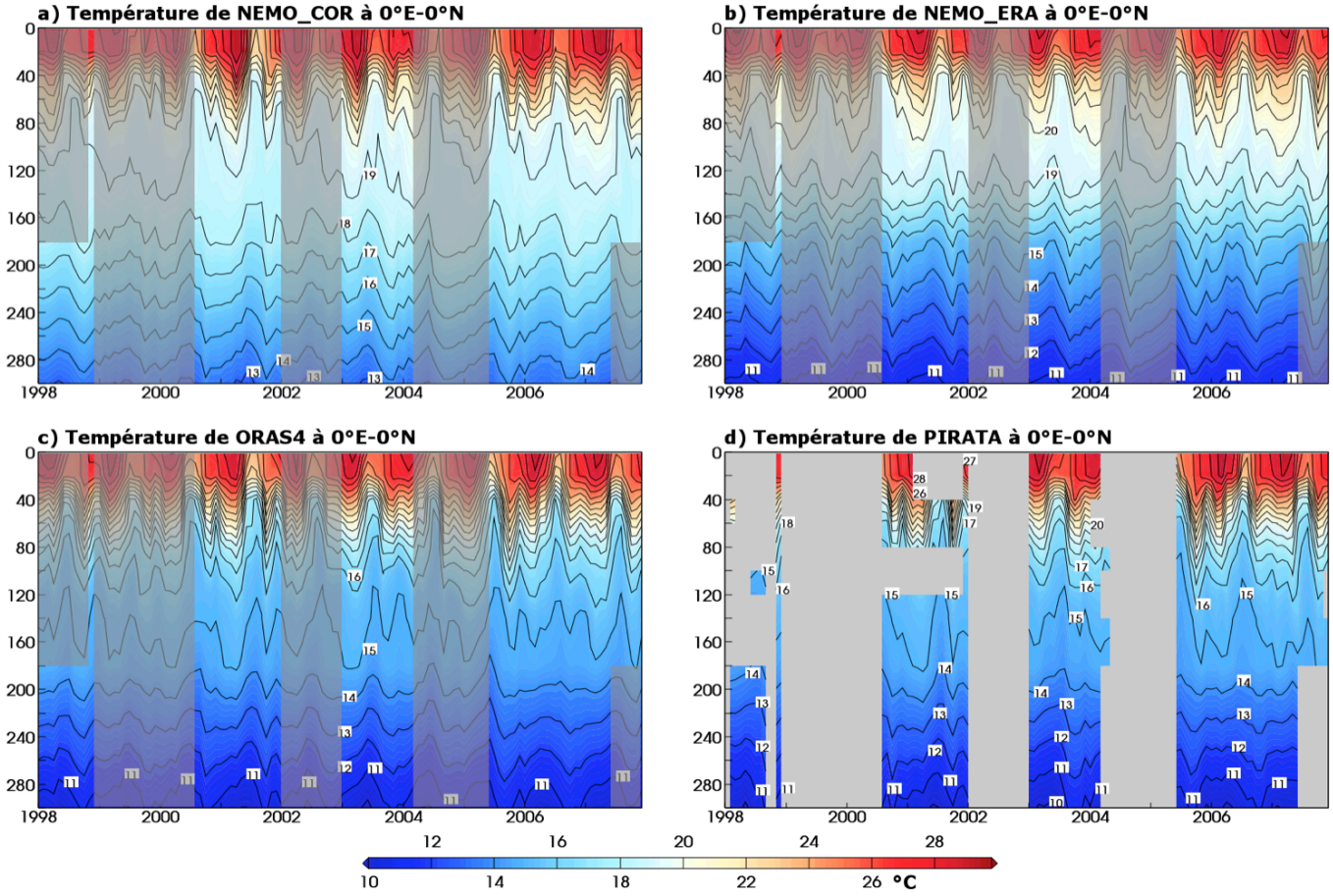


Figure 3.20 : Idem Figure 3.19 à 0°E-0°N.

Ces comparaisons avec les températures observées par les bouées PIRATA ont montré que la réanalyse ORAS4 et la simulation NEMO_COR reproduisent correctement la profondeur des anomalies de température, ainsi que les variations de température. L'amplitude des anomalies de température dans ces produits est trop faible est trop faible dans la partie occidentale du bassin (35°W-0°N et 23°W-0°N) et légèrement trop forte dans la partie centrale (10°W-0°N et 0°E-0°N). La simulation NEMO_ERA présente une dérive de température qui affecte fortement les

anomalies de température de l'Atlantique équatorial. Cette dérive de température semble plus importante dans la partie occidentale de la "boîte équatoriale" (bouées à 35°W-0°N et 23°W-0°N) que dans la partie centrale (bouées à 10°W-0°N et 0°E-0°N).

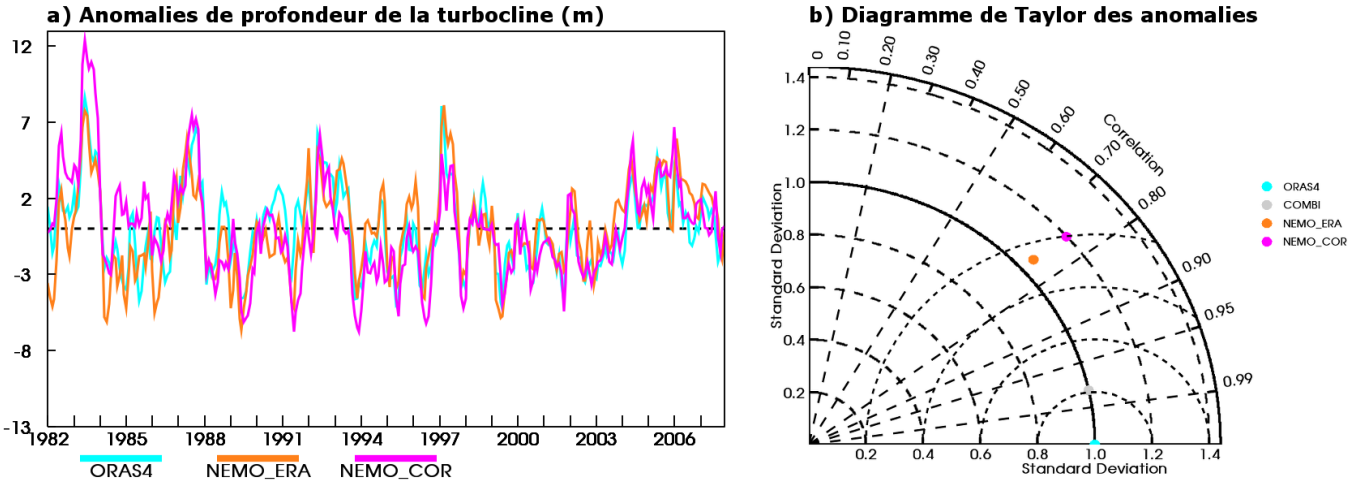


Figure 3.21 : a) Série temporelle des anomalies de profondeur de la turbocline (par rapport au cycle annuel moyen 1982-2007) en m, calculées dans la "boîte équatoriale" [50°W-10°E ; 4°S-1°N] à partir de la réanalyse ORAS4 en cyan, des simulations NEMO_ERA en orange et NEMO_COR en magenta. b) Diagramme de Taylor (2001) utilisant les anomalies de profondeur de la turbocline de ORAS4 comme référence, calculé pour la réanalyse NEMOVAR1 COMBINE (en gris) et les simulations NEMO_ERA et NEMO_COR. Descriptions du diagramme de Taylor (2001) : voir Figure 3.14.

Comme pour la température moyenne des 300 premiers mètres, il n'existe pas d'observations de profondeur de couche de mélange couvrant une zone et une période suffisamment longues pour valider les simulations en terme de variabilité interannuelle. C'est pourquoi, une nouvelle fois la réanalyse ORAS4 est utilisée comme référence. Nous utilisons ici la profondeur de la turbocline, qui est diagnostiquée par la réanalyse et les deux simulations.

La Figure 3.21a compare les anomalies interannuelles de la profondeur de la turbocline, calculées par rapport au cycle annuel moyen, dans la "boîte équatoriale". Les deux simulations (courbes orange et magenta) reproduisent correctement les anomalies de la profondeur de la turbocline présentes dans la réanalyse ORAS4. Le timing des anomalies est bon, mais leurs amplitudes sont un peu exagérées, surtout dans NEMO_COR.

La Figure 3.21b compare à l'aide d'un diagramme de Taylor les anomalies de la profondeur de la turbocline des simulations, à celles de la réanalyse ORAS4. Les deux simulations ont des statistiques quasi identiques : corrélation de 0,75, RMSE de 2,2m et un écart-type normalisé légèrement meilleur pour NEMO_ERA (1,1m) que pour NEMO_COR (1,2m).

La profondeur de la couche de mélange définie par la turbocline, bien qu'en moyenne surestimée par NEMO_ERA, est bien reproduite dans sa variabilité interannuelle par les deux simulations.

Le courant de surface est également mesuré intensément depuis assez peu de temps. Il existe quelques produits grillés, mais ils couvrent uniquement les années

récentes et par conséquent sont difficilement exploitables pour valider les simulations en terme de variabilité interannuelle. Le courant de surface des simulations est donc comparé à celui de la réanalyse ORAS4.

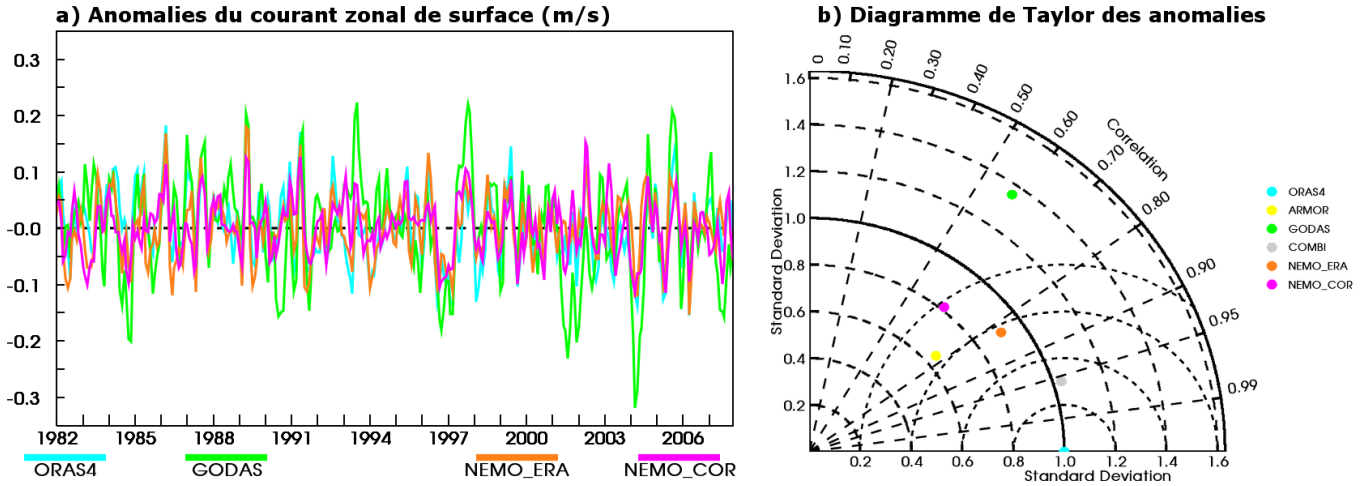


Figure 3.22 : Idem Figure 3.21 pour les anomalies du courant zonal de surface. Descriptions du diagramme de Taylor (2001) : voir Figure 3.14.

La Figure 3.22a compare les anomalies interannuelles de courant de surface, calculées par rapport au cycle annuel moyen, dans la "boîte équatoriale". Les deux simulations (courbes orange et magenta) reproduisent plutôt bien les anomalies présentes dans la réanalyse ORAS4. La réanalyse GODAS a des anomalies de plus grande amplitude. Le timing et le signe des anomalies ne semblent pas mieux représentés dans NEMO_ERA que dans NEMO_COR.

La Figure 3.22b compare à l'aide d'un diagramme de Taylor les anomalies de courant de surface des simulations, à celles de la réanalyse ORAS4. Les statistiques confirment que NEMO_ERA reproduit mieux les anomalies de courant de ORAS4 que NEMO_COR : corrélation de 0,83 contre 0,65, écart-type normalisé de 0,91m/s contre 0,81m/s, et une RMSE de 0,043m/s contre 0,059m/s. Cependant, la réanalyse GODAS, utilisant ni le même modèle, ni le même forçage que ORAS4, est relativement différente de ORAS4 en terme d'anomalies de courant de surface (corrélation : 0,59 ; écart-type normalisé : 1,36m/s ; RMSE : 0,082m/s). Cela montre que les modèles et les forçages influent beaucoup sur les résultats concernant cette variable.

Comme pour la température, l'incertitude sur les données est du même ordre de grandeur que l'erreur du modèle. On ne peut donc pas clairement déterminer si une simulation est meilleure que l'autre.

La Figure 3.23 montre l'intensité du courant zonal à 23°W-0°N. Le SEC est aux profondeurs et périodes observées peu intense (vitesse inférieure à 0,3m/s), et ne s'approfondit jamais au delà de 50m. L'EUC a un noyau beaucoup plus intense (vitesse supérieure à 0,5m/s) et sa profondeur semble avoir une forte amplitude : il remonte presque en surface au début du printemps, puis descend à 100m de profondeur en fin d'été boréal, puis remonte en fin d'année. Brandt et al. (2006, 2014) ont montré que la vitesse du noyau de l'EUC à 23°W est en moyenne de

0,75m/s, et peut varier de 0,6m/s à 0,9m/s. Ces auteurs montrent également que la profondeur de ce noyau est d'environ 70m au printemps boréal et de 100m en septembre. L'intensité du SEC ainsi que la profondeur du SEC et de l'EUC semblent suivre le cycle annuel du vent zonal (Figure 3.11). Ces variations d'intensité et de profondeur des courants zonaux sont bien reproduites dans ORAS4 et les simulations. Cependant, le SEC est trop intense dans ORAS4, et l'EUC trop peu intense dans les simulations et la réanalyse.

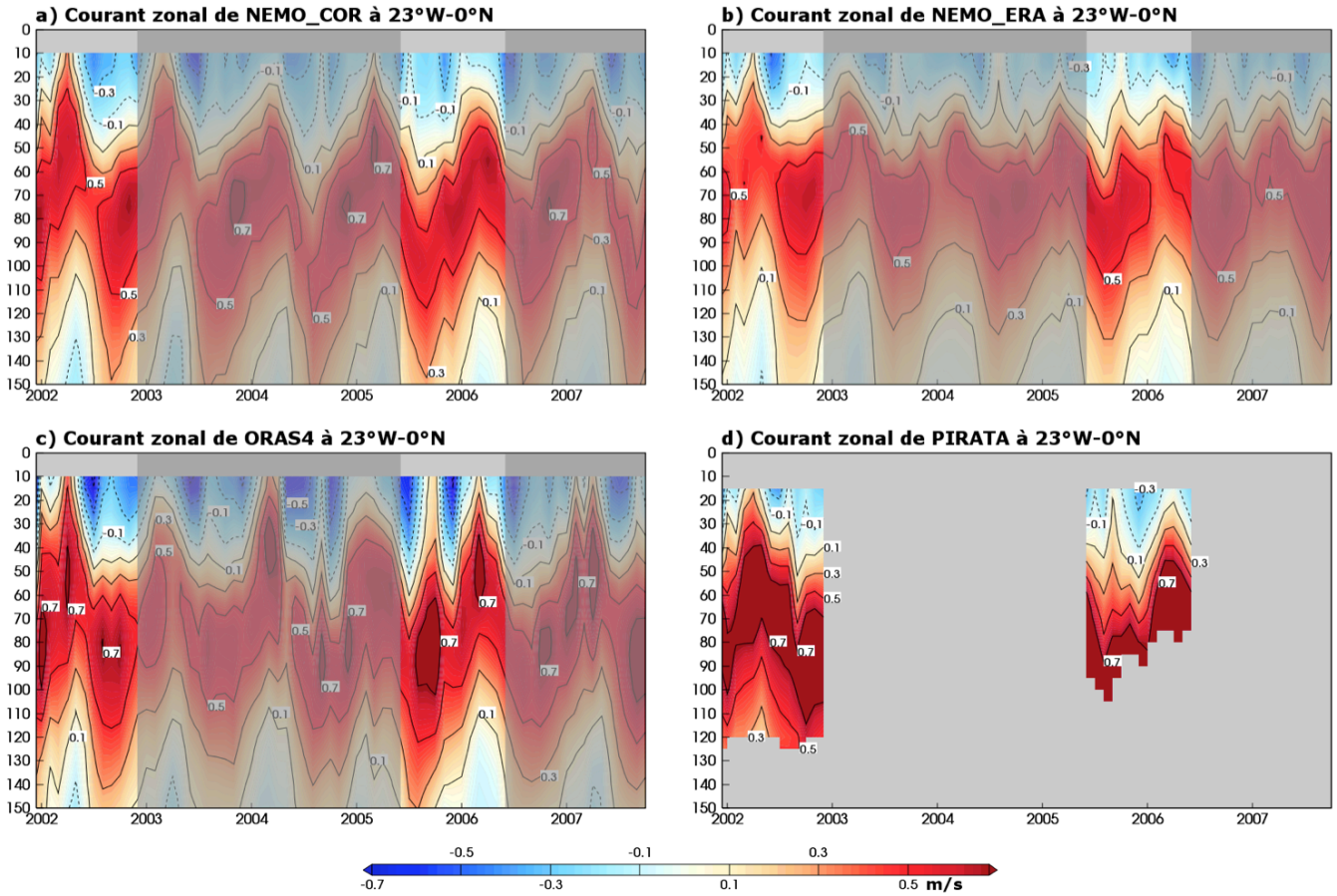


Figure 3.23 : Diagramme de Hovmöller profondeur (0m à 150m) versus temps du courant zonal (en m/s, isolignes tous les 0,2°m/s) à 23°W-0°N de a) la simulation NEMO_COR, b) la simulation NEMO_ERA, c) la réanalyse ORAS4 et d) des données PIRATA. Les zones grisées des figures a), b) et c) montrent les grandes zones où les données PIRATA sont manquantes. Une vitesse négative implique un courant dirigé vers l'ouest, tandis qu'une vitesse positive implique un courant dirigé vers l'est.

3.2.3 Choix du forçage

La comparaison de ces deux simulations a montré des résultats plutôt similaires dans l'Atlantique équatorial.

Concernant l'état moyen des SST et du courant de surface dans les deux simulations, les résultats sont très proches et correspondent aux autres produits. En revanche, concernant la profondeur de la couche de mélange et le profil du courant zonal à 23°W-0°N pendant la saison mars-avril-mai, la simulation NEMO_COR est meilleure que NEMO_ERA.

Concernant la variabilité interannuelle la simulation NEMO_ERA semble meilleure que NEMO_COR en terme de SST, profondeur de la turbocline et courant de surface. Cependant, le manque d'observations et de produits indépendants

n'assure pas la robustesse de cette conclusion. En effet, la plupart des comparaisons effectuées dans cette partie utilisent la réanalyse ORAS4 comme référence, qui est forcée par un forçage réalisé à partir de ERA-40 et ERA-I, donc similaire à celui utilisé pour NEMO_ERA.

Le choix du forçage atmosphérique n'est donc pas facile. D'un côté, une simulation qui semble un peu meilleure, mais qui n'a pas été intégrée jusqu'à stabilisation, et par conséquent dont on ne sait pas si les résultats seront aussi bons après la mise à l'équilibre, de l'autre, une simulation légèrement moins bonne mais qui utilise un forçage reconnu et utilisé par la communauté internationale. Pour réaliser la simulation NEMO_ERA, il a fallu réaliser quelques modifications dans le code de NEMO (comme la correction GEWEX des flux qui se fait en ligne). Cela peut poser des problèmes pour faire des expériences de sensibilités, ce qui était envisagé au début de la thèse. Le forçage COREv2 avait été utilisé pour l'exercice d'intercomparaison de modèles du projet COREv2 (Griffies et al. 2012) dans lequel cette configuration de NEMO apparaît comme une simulation de bonne qualité. Pour ces raisons, nous avons décidé de travailler avec le forçage COREv2.

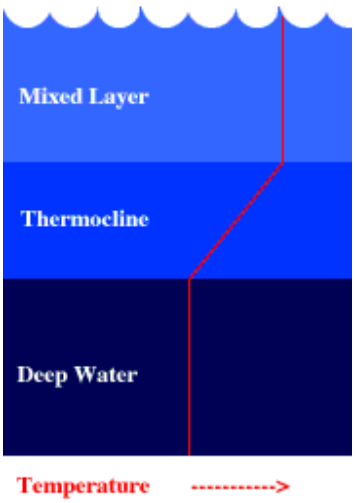
Le modèle NEMO propose un calcul « en ligne » du bilan de chaleur de la couche de mélange. Ce bilan peut nous permettre de déterminer quels processus sont à l'origine des anomalies de SST lors des événements froids et chauds de l'ACT. Les détails du calcul du bilan de chaleur de la couche de mélange, ainsi que sa validation sont présentés dans les deux prochaines sections.

3.3 Bilan de chaleur de la couche de mélange

Le bilan de chaleur de la couche de mélange permet d'identifier les processus physiques contribuant à l'évolution de la température de la couche de mélange. Ce bilan déjà a été utilisé pour comprendre les mécanismes de la formation de l'ACT (Foltz et al. 2003 ; Peter et al. 2006 ; Jouanno et al. 2011a, 2011b ; Wade et al. 2011b ; Giordani et al. 2013 ; Hummels et al. 2013, 2014 ; Schlundt et al. 2014). Nous utilisons ce bilan de chaleur pour étudier la variabilité interannuelle de l'ACT. Pour bien comprendre ce bilan, il faut tout d'abord définir ce qu'est la couche de mélange.

3.3.1 Couche de mélange

La couche de mélange est la couche supérieure de l'océan qui est homogénéisée par la turbulence. Cette couche dans laquelle la température est constante se situe au-dessus de la thermocline, dans laquelle la température décroît jusqu'à une autre couche homogène (voir Figure 3.24). La profondeur de cette couche de mélange dépend des conditions de surface (température, vent,…). La profondeur de cette couche varie énormément en fonction de la période et du lieu que l'on observe. Par exemple, la profondeur de la couche de mélange peut atteindre 1000 mètres au printemps en mer du Labrador, tandis qu'elle est inférieure à 20 mètres en été dans l'est de l'Atlantique équatorial.



La couche de mélange joue un rôle important pour la vie dans l'océan. En effet, c'est dans cette couche que le phytoplancton est concentré. Une faible couche de mélange permet au phytoplancton de capter suffisamment de lumière nécessaire à la photosynthèse (par les pigments de chlorophylle A), et par conséquent d'augmenter sa quantité. Cette forte concentration en phytoplancton permet de mettre en place une chaîne alimentaire (phytoplancton, zooplancton, poissons,…).

La couche de mélange peut également avoir une influence sur notre climat. En effet, comme la capacité thermique massique de l'eau est environ 4 fois supérieure à celle de l'air, et la masse volumique de l'eau 800 fois supérieure à celle de l'air, la chaleur nécessaire pour modifier de 1°C la température d'une couche de mélange de 25 mètres de profondeur peut changer la température de la troposphère de 6°C. Cette chaleur stockée dans la couche de mélange peut influencer fortement l'atmosphère en la refroidissant ou en la réchauffant, ce qui modifie la circulation atmosphérique. Ces perturbations atmosphériques, notamment lors des événements El Niño, ont un impact sur les précipitations (e.g. Wen et al. 2015) et sur l'activité cyclonique (e.g. Jien et al. 2015).

Il existe de nombreuses formules pour calculer la profondeur de la MLD. Dans cette thèse, la MLD est déterminée par un seuil de changement de densité de 0,03 kg/m^3, la MLD03. D'après de Boyer Montégut et al. (2004) le seuil 0,03 kg/m^3 donne une bonne approximation de la profondeur de la couche bien homogène. Ce critère permet d'obtenir une bonne estimation de la couche mélangée au niveau de l'équateur car la stratification y est forte.

La densité potentielle, utilisée pour le calcul de la MLD, est donnée dans le modèle en utilisant la formulation de Jackett and McDougall (1995).

3.3.2 Bilan de chaleur

Le bilan de chaleur dans la couche de mélange est calculé par le modèle NEMO selon la formule suivante :

$$\begin{cases} \underbrace{\partial_t\langle T\rangle}_{\text{tendance de température}} = \underbrace{\frac{1}{\rho_0 C_p h}\left(F_{sol}[I(0)-I(-h)]+F_{nsol}\right)}_{\text{flux de chaleur air-mer}} \underbrace{-\langle U_h.\nabla T\rangle}_{\text{advection horizontale de chaleur}} \\ \underbrace{-\frac{1}{h}A^{vT}\partial_z T(-h)}_{\text{mélange vertical}} \underbrace{+\langle A^{hT}\nabla^2 T\rangle}_{\text{diffusion horizontale de chaleur}} \underbrace{-\frac{1}{h}[\langle T\rangle - T(-h)]w_e}_{\text{entrainement}} \end{cases} \quad (3.08)$$

où

$$w_e = \partial_t h + U_h.\nabla h + w(-h) \quad (3.09)$$

et

$$\langle X\rangle = \frac{1}{h}\int_{-h}^{0} X\,dz \quad (3.10)$$

Dans ces équations, T est la température potentielle de la couche de mélange, ρ_0 la masse volumique de référence ($\rho_0 = 1035\ \mathrm{kg/m^3}$), C_p la chaleur thermique massique de l'eau ($C_p = 4178.4\ \mathrm{J/°C}$), h la profondeur de la couche de mélange MLD03, F_{sol} le flux net de rayonnement solaire, I(0) et I(-h) la pénétration solaire respectivement à la surface et à la profondeur h, F_{nsol} le flux de chaleur non solaire à la surface (somme du flux de rayonnement IR net, et des flux de chaleur sensible et latente), U_h la vitesse horizontale de l'océan (dans la MLD03), A^{vT} le coefficient de diffusion verticale turbulente, A^{hT} le coefficient de diffusion horizontale ($A^{hT} = 10^3\ \mathrm{m^2/s}$), w_e la vitesse d'entrainement et w la vitesse verticale. La tendance de température de la couche de mélange dans la partie gauche de l'équation 3.08 évolue dans le temps en fonction de la divergence des flux radiatifs dans la couche de mélange, l'advection horizontale, le mélange vertical à la base de la couche de mélange, la diffusion horizontale et l'entraînement à la base de la couche de mélange. Dans le modèle NEMO, l'entraînement (sauf la partie faisant intervenir la vitesse verticale w) n'est pas calculé explicitement mais déduit par résidu du bilan de chaleur (c'est-à-dire la différence entre la tendance de température et les 4 premiers termes de la partie droite de l'équation 3.08). Les détails du calcul du bilan de chaleur dans le modèle NEMO sont donnés dans Hieronymus and Nycander (2013).

Les différents termes du bilan de chaleur sont donnés dans la suite du manuscrit en °C/mois.

Il est important de noter que le bilan de chaleur n'est pas calculé sur une couche de profondeur fixe, mais bien une couche dont la profondeur varie dans l'espace et le temps.

3.3.3 Résultats avec la configuration de base du modèle.

La Figure 3.25 présente le cycle annuel moyen (moyenne sur la période 1982-2007) du bilan de chaleur dans la simulation NEMO_CORE. Ce calcul est effectué dans une boîte au centre de l'Atlantique équatorial [15°W-6°W ; 4°S-1°N]. C'est la même boîte que celle utilisée pour la classification des événements de l'ACT : la "boîte centrale" (Figure 2.1). Comme pour la classification, on utilise cette boîte car elle est centrée sur 10°W, là où le minimum de SST apparaît pendant l'été boréal et là où le refroidissement de la SST commence (Mazeika 1968 ; Caniaux et al. 2011). De plus, cette boîte a déjà été utilisée par Wade et al. (2011b) pour étudier le bilan de chaleur de l'ACT des années 2005, 2006 et 2007 déduit de flotteurs Argo.

Le bilan de chaleur est régulièrement exprimé dans la littérature comme un stockage de chaleur (en W/m^2) plutôt que comme une tendance de température (en °C/mois). Pour faciliter les comparaisons, les résultats présentés dans cette partie sont commentés en utilisant les deux unités. La conversion est effectuée à l'aide de la formule suivante :

$$\mathbf{G(en\ W/m^2) = G(en\ °C/mois) \times \frac{\rho_0 C_p h}{60 \times 60 \times 24 \times 30}} \qquad \textbf{(3.11)}$$

où G est la grandeur à convertir, ρ_0 la masse volumique de référence ($\rho_0 = 1035\ \mathrm{kg/m^3}$).

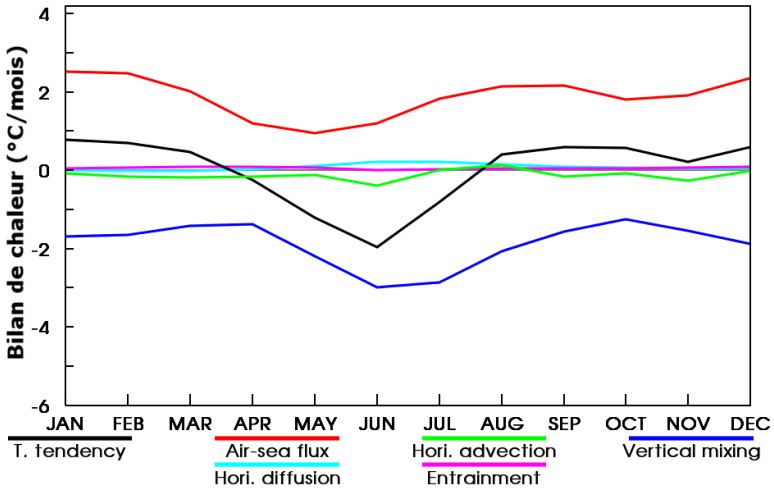


Figure 3.25 : Cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) des composantes du bilan de chaleur (en °C/mois) dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N] issu de la simulation NEMO_COR.

La tendance de température (courbe noire) met parfaitement en évidence la période de refroidissement de l'ACT, d'avril à fin juillet. Pendant cette période, la tendance de température atteint un minimum de 2,5°C/mois au mois de juin. Ce refroidissement maximum est équivalent à un flux de chaleur de 70W/m^2. Le reste de l'année, la tendance de température est positive et presque constante, d'environ 0,6°C/mois (équivalent à 20W/m^2).

Les timings du refroidissement et du minimum de la tendance de température sont en accord avec la littérature. De plus, la valeur minimale du stockage de chaleur est tout à fait comparable à d'autres études : 60W/m^2 pour Foltz et al. (2003) et Hummels et al. (2013, 2014), 70W/m^2 pour Wade et al. (2011b), et 2,7°C/mois pour Jouanno et al. (2011a, 2011b).

D'après la Figure 3.25, la tendance de température (courbe noire) est le résultat de trois processus principaux :

- le flux de chaleur air-mer (courbe rouge) dont les valeurs varient de 2,2°C/mois (55W/m^2) en automne et hiver boréals, à 0,9°C/mois (23W/m^2) pendant le printemps boréal,
- le mélange vertical à la base de la couche de mélange (courbe bleue), qui suit un cycle saisonnier proche de celui de la tendance de température

(courbe noire), avec un maximum de -1,3°C/mois (-33W/m^2) au début du printemps boréal, et un minimum de -3°C/mois (-75W/m^2) en été boréal,
- l'advection horizontale (courbe verte), qui vaut presque tout le temps -0,3°C/mois (-7W/m^2), sauf pendant les périodes décembre-janvier, mai et juillet-août, pendant lesquelles l'advection est quasi nulle.

Les contributions de la diffusion horizontale et de l'entraînement (qui inclut l'advection verticale) sont très faibles (cf. Jouanno et al. 2011a et 2011b) et elles ne seront pas décrites dans la suite de la thèse.

Comme expliqué dans la section 1.2.1, il n'y a pas actuellement d'accord clair sur le rôle de l'advection horizontale dans la littérature : Wade et al. (2011b) dans la boîte centrale et Schlundt et al. (2014) dans une boîte à latitude variable [23°W-10°W, 4 à 3°S-1 à 3°N] montrent que l'advection horizontale refroidit la zone, Foltz et al. (2003) et Hummels et al. (2013, 2014) indiquent que à 10°W-0°N l'advection horizontale a un rôle quasi nul, tandis que d'autres études (Peter et al. 2006 ; Jouanno et al. 2011a, 2011b ; Giordani et al. 2013) montrent que l'advection horizontale réchauffe la couche de mélange tout du long de l'équateur. Cela suggère que le signe de la contribution de l'advection horizontale dépend fortement de la période et de la zone où elle est calculée. Cependant, ces études pointent le rôle mineur joué par l'advection horizontale. En revanche, les études précédentes sont en accord sur des valeurs prises par le flux de chaleur air-mer et le mélange vertical, qui sont les deux composantes principales du bilan de chaleur dans la région. Le flux de chaleur air-mer varie entre 1,5°C/mois (40W/m^2) et 3,8°C/mois (95W/m^2), tandis que le minimum du mélange vertical est d'environ -4,5°C/mois (-110W/m^2). Cette valeur du maximum de tendance du mélange vertical en juin est en accord avec les mesures du mélange diapycnal montrées par Hummels et al. (2013, 2014).

Comme le bilan de chaleur n'est calculé ni sur la même région, ni sur la même période dans la littérature et dans cette thèse, la comparaison n'est pas évidente. Néanmoins, les valeurs du flux de chaleur air-mer et du mélange vertical obtenus dans la simulation paraissent trop faibles par rapport à la littérature.

Partant de ce constat, nous avons à comprendre pourquoi le modèle ne reproduit pas bien ces termes, et trouver un moyen d'améliorer les résultats. Le flux de chaleur air-mer est composé du flux de chaleur non solaire, émis par l'océan (perte de chaleur), et du flux de rayonnement solaire qui pénètre dans l'océan (gain de chaleur). Sachant que le flux de rayonnement solaire fait partie du forçage utilisé pour contrôler la simulation, et que les flux non solaires sont calculés par les formules bulk, ils peuvent être considérés comme bien représentés. Le déficit de chauffage par les flux pourrait donc s'expliquer par une trop grande pénétration du rayonnement solaire dans l'océan. Cette trop grande pénétration du rayonnement solaire va chauffer les couches plus profondes que la couche de mélange au lieu de la couche de mélange (ce qui pourrait expliquer le biais chaud de la subthermocline remarqué dans les simulations – Figure 3.19 et Figure 3.20). Une modification de la pénétration du rayonnement solaire (I(z) dans l'équation 3.08) peut permettre d'améliorer le flux de chaleur dans la couche de mélange. Par ailleurs, la zone équatoriale est caractérisée par une forte turbidité de l'eau pendant la période de l'ACT, qui atténue la pénétration du rayonnement solaire. Ces changements de la

pénétration solaire peuvent modifier la stratification dans la couche de mélange, et également augmenter le mélange.

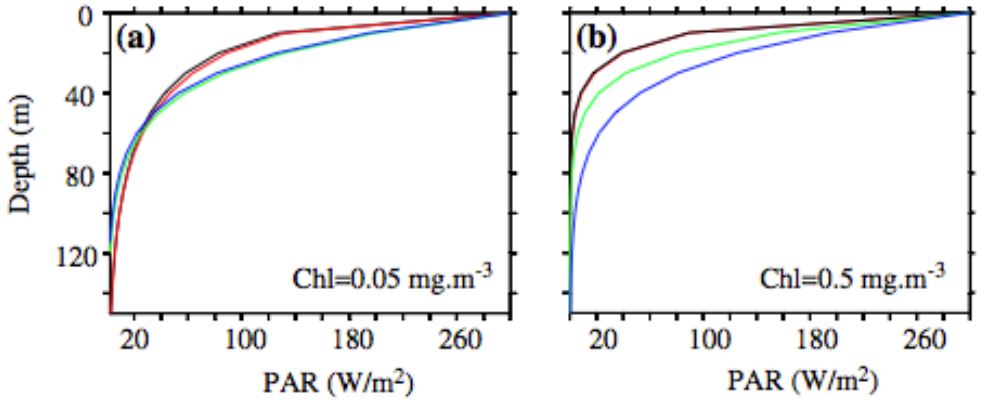


Figure 3.26 : Profil de la pénétration solaire dans l'océan calculé avec quatre modélisations différentes. Modélisation indépendante de la chlorophylle monochromatique (courbe bleue), modélisation dépendante de la chlorophylle monochromatique (courbe verte), modélisation à 3 bandes spectrales (courbe rouge), et modélisation à 61 bandes spectrales de Morel (1988) (courbe noire). Concentration en chlorophylle de a) 0,05 mg/m^3 et a) 0,5 mg/m^3. Figure tirée de Lengaigne et al. (2007).

La formulation la plus simple de la pénétration solaire est celle de Paulson and Simpson (1977). Dans cette formulation, le spectre de la lumière est découpée en deux bandes : la première correspond aux longueurs d'ondes (λ) supérieures à 700nm, donc il s'agit du rayonnement IR, absorbé en quelques dizaines de centimètres ; l'autre correspond au reste du spectre, qui pénètre plus profondément. La formule de Paulson and Simpson (1977) s'écrit comme ceci :

$$\mathbf{I(z)} = \left[\underbrace{\mathbf{R e^{-z/D_1}}}_{\boldsymbol{\lambda > 700nm}} + \underbrace{\mathbf{(1-R) e^{-z/D_2}}}_{\mathbf{400nm \leq \lambda \leq 700nm}}\right] \qquad \textbf{(3.12)}$$

avec R la fraction du flux solaire dont la longueur d'onde est supérieure à 700nm, D_1 la profondeur d'extinction de ces grandes longueur d'onde, et D_2 la plus grande profondeur d'extinction. Cette formulation donne une représentation très grossière (Figure 3.26, courbes bleues) des profils de pénétration de la lumière observés (Figure 3.26, courbes noires ; Morel 1988). L'absorption de la lumière dans l'océan dépend des particules présentes et de leurs concentrations (donc de la turbidité de l'eau), et cette absorption n'est pas la même sur tout le spectre. Lengaigne et al. (2007) ont construit une formulation dans laquelle la lumière visible est décomposée en trois nouvelles bandes spectrales : bleu (400-500nm), vert (500-600nm) et rouge (600-700nm) :

$$\mathbf{I(z)} = \left[\underbrace{\mathbf{R e^{-z/D_1}}}_{\boldsymbol{\lambda > 700nm}} + \underbrace{\frac{\mathbf{(1-R)}}{\mathbf{3}} \times \left(\mathbf{e^{-z/D_{bleu}} + e^{-z/D_{vert}} + e^{-z/D_{rouge}}}\right)}_{\mathbf{400nm \leq \lambda \leq 700nm}}\right] \qquad \textbf{(3.13)}$$

Les coefficients D_{bleu}, D_{vert}, et D_{rouge} dépendent de la concentration en chlorophylle et sont calculés à partir du modèle spectral de Morel (1988). Dans la

configuration classique de NEMO, R=0,58, D_1=0,35m et la concentration en chlorophylle est égale à 0,05 mg/m^3. Ces coefficients sont constants dans le temps et l'espace. La pénétration solaire dans l'océan avec cette configuration est représentée dans la Figure 3.26a (courbe rouge). Elle est très proche de la pénétration de la lumière observé (Figure 3.26a, courbe noire ; Morel 1988).

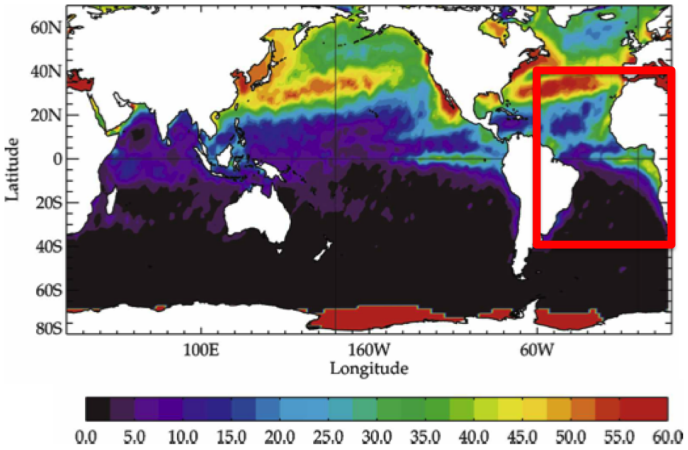


Figure 3.27 : Flux moyen de rayonnement solaire (W/m^2) à la base de la couche de mélange en juillet. Figure tirée de ludicone et al. (2008).

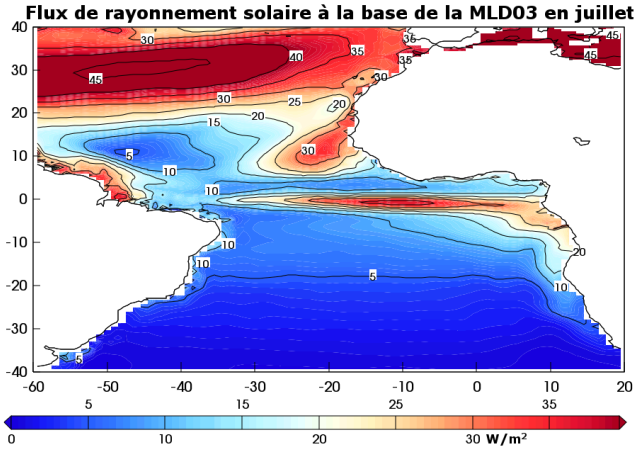


Figure 3.28 : Flux de rayonnement solaire (moyenne 1982-2007, en W/m^2) à la base de la couche de mélange en juillet calculé avec la simulation NEMO_COR.

Pour mieux comprendre pourquoi le flux de chaleur dans la couche de mélange est si faible dans le bilan de chaleur, nous avons étudié le flux de rayonnement solaire sortant à la base de la couche de mélange. En effet, une partie non négligeable du flux solaire passe à travers la couche de mélange. Iudicone et al. (2008) estiment que ce flux sortant est d'environ 40W/m^2 en juillet (Figure 3.27). Cette estimation est réalisée à l'aide du modèle OPA (Madec et al. 1998 ; Delecluse and Madec 1999) forcé et la profondeur de couche de mélange utilisée est celle de de Boyer Montégut et al. (2004). La formulation de la pénétration solaire n'est pas la même dans ce modèle que celle utilisée dans NEMOv3.2. Dans la simulation de Iudicone et al. (2008), la lumière visible est décomposée en deux bandes spectrales, rouge et bleu-vert (Manizza et al. 2005) :

$$I(z) = \left[\underbrace{Re^{-z/D_1}}_{\lambda>700nm} + \underbrace{\frac{(1-R)}{2} \times (e^{-z/D_{bleu-vert}} + e^{-z/D_{rouge}})}_{400nm \leq \lambda \leq 700nm} \right] \quad (3.14)$$

avec R=0,58, D_1=0,35m et $D_{bleu\text{-}vert}$ et D_{rouge} dépendent de la concentration en chlorophylle et sont calculés à partir du modèle spectral de Morel (1988).

Dans la configuration de base du modèle, ce flux sortant est d'environ 35W/m^2 en juillet, plus faible que celui estimé par Iudicone et al. (2008). En revanche, le champ est bien reproduit, le flux sortant est maximum dans l'hémisphère nord entre l'Amérique du Nord et l'Europe, puis un autre maximum est présent au large du Sénégal, et un autre maximum se situe le long de l'équateur.

Le flux solaire sortant de la couche de mélange est plus faible dans notre modèle (Figure 3.28) que dans celui de Iudicone et al. (2008) alors qu'en moyenne, autour de 10°W, les MLD03 de notre simulation sont moins profondes que celles de de Boyer Montégut et al. (2004) (Figure 3.8). Cela peut être, en partie, expliqué par les différentes formulations de la pénétration solaire utilisées et aussi par des différences dans les flux nets de chaleur à la surface.

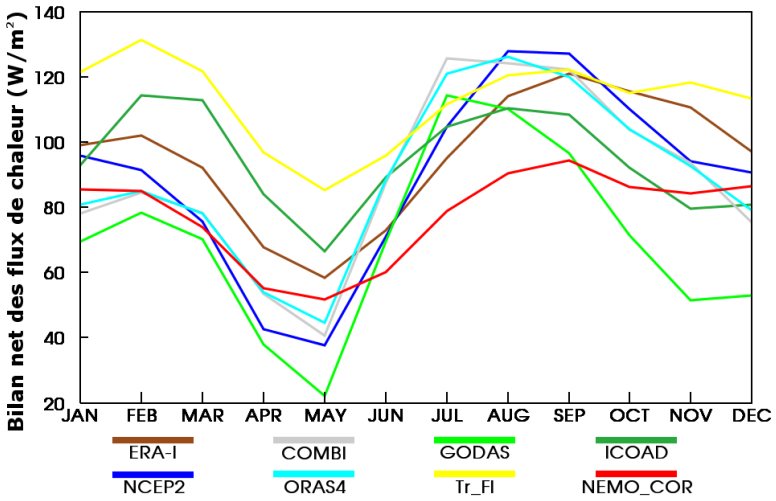


Figure 3.29 : Cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) du bilan net des flux de chaleur (en W/m^2) à la surface issu des analyses et réanalyses listées dans le Tableau 2.2 proposant les flux de chaleur et de la simulations NEMO_COR_w_chl, calculée dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N].

Les bilans nets des flux de chaleur calculés dans la "boîte centrale" (Figure 3.29) montrent qu'il y a beaucoup d'incertitudes sur ce champ. La Figure 3.29 indique un minimum entre 20W/m^2 et 80W/m^2 au mois de mai, et entre 80W/m^2 et 120W/m^2 en juillet. Ces valeurs sont similaires à celles rencontrées dans la littérature (exemple Hummels et al. 2014 : 20W/m^2 en mai et 85W/m^2 en juillet). Les valeurs du bilan net des flux de chaleur et du flux de chaleur dans la couche de mélange montrent que pendant la période de l'ACT, la quasi totalité du rayonnement solaire est absorbée dans la couche de mélange. Cela montre une inconsistance entre l'étude de Iudicone et al. (2008) et les études du bilan de chaleur de l'ACT.

Le bilan net des flux de chaleur à la surface est un peu faible dans notre simulation de juin à septembre (période froide de l'ACT ; Figure 3.29, courbe rouge).

Afin d'obtenir un flux de chaleur dans la couche de mélange qui corresponde aux valeurs observées (Foltz et al. 2003 ; Hummels et al. 2013, 2014 ; Wade et al. 2011b), nous avons choisi de réduire la pénétration solaire dans le modèle.

La section 3.4 explique comment nous avons modifié la pénétration solaire, et présente l'impact de ces modifications sur le bilan de chaleur de la couche de mélange.

3.4 Mise au point du modèle

3.4.1 Coefficient d'absorption du flux de chaleur solaire

L'équation de la pénétration solaire (équation 3.12) de Paulson and Simpson (1977) utilise 3 paramètres (R, D_1 et D_2) qui dépendent du type d'eau de la zone étudiée. Le tableau de Jerlov (1968) permet de choisir les bons coefficients. Malheureusement ces coefficients sont constants dans le modèle. Wade et al. (2011a) ont réalisé des simulations numériques qui ont permis de définir le type d'eau à 0°N-10°W en les comparant à des données PIRATA et CTD (pour *Conductivity, Temperature, and Depth*). D'après Wade et al. (2011a) et le tableau de Jerlov (1968), les coefficients de l'équation de Paulson and Simpson (1977) les plus adaptés à l'Atlantique équatorial sont : R=0,62, D_1=1,5m, et D_2=20m. La configuration de NEMO utilisée dans cette thèse utilise la formulation de la pénétration solaire de Lengaigne et al. (2007), qui est plus complexe que celle de Paulson and Simpson (1977). Cependant, les expériences de Wade et al. (2011a) montrent que la part du flux solaire captée dans les premiers mètres de l'océan est plus importante que celle définie dans la configuration de base de NEMO. Cela correspond à la partie commune entre la formulation de Paulson and Simpson (1977) et celle de Lengaigne et al. (2007) (partie λ>700nm de l'équation 3.12, coefficients R et D_1). Cette nouvelle simulation est appelée NEMO_COR_w (pour NEMO_COR plus les coefficients de pénétration solaire proposés par Wade et al. 2011a : R=0,62, D_1=1,5m).

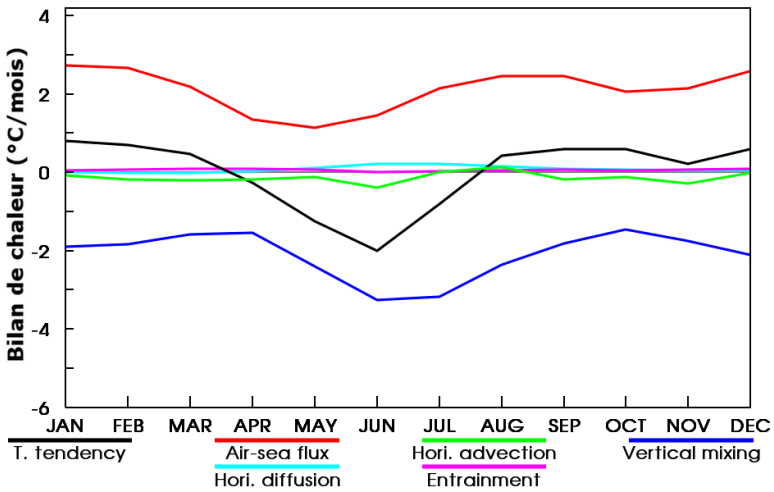


Figure 3.30 : Idem Figure 3.25 avec les données issues de la simulation NEMO_COR_w, i.e. NEMO_COR avec les coefficients de pénétration solaire proposés par Wade et al. (2011a).

Cette nouvelle paramétrisation de la pénétration solaire permet de capter une plus grande partie du rayonnement solaire dans la couche de mélange, et d'améliorer les valeurs de la tendance de température due au flux de chaleur air-mer dans le cycle annuel moyen (Figure 3.30). Cette tendance varie maintenant de 2,8°C/mois (70W/m^2) en automne et hiver boréals, à 1,05°C/mois (26W/m^2) pendant le printemps boréal. Ces valeurs sont plus fortes que dans la configuration de base de NEMO (2,2°C/mois à 0,9°C/mois) mais restent plus faibles que dans la littérature (3,8°C/mois à 1,5°C/mois).

Cette paramétrisation de la pénétration solaire a également un effet sur le mélange vertical à la base de la couche de mélange. En effet, elle a modifié la stratification dans la couche de mélange et a augmenté le refroidissement par mélange vertical. Le mélange vertical à la base de la couche de mélange atteint maintenant un maximum de -1,5°C/mois (-38W/m^2) au début du printemps boréal, et un minimum de -3,2°C/mois (-80W/m^2) en été boréal (configuration de base de NEMO : -1,3°C/mois à -3°C/mois ; minimum de -4,5°C/mois dans la littérature).

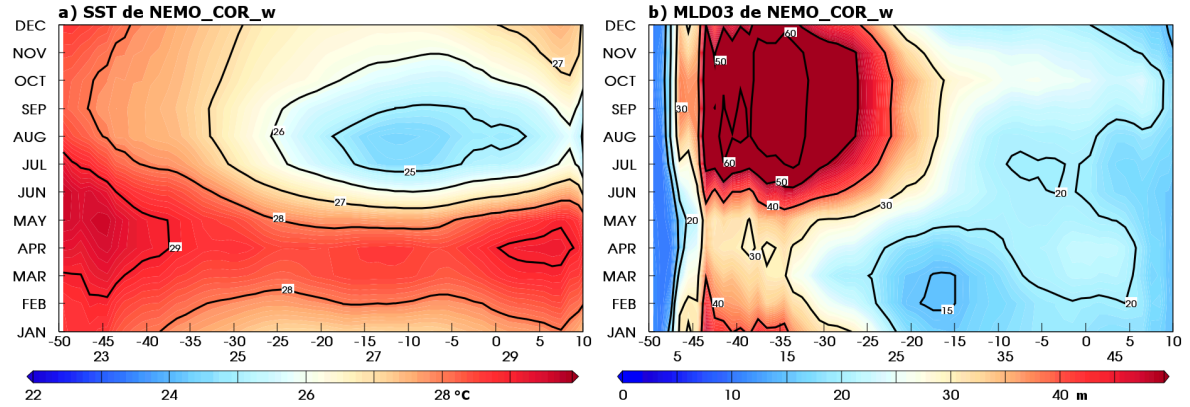


Figure 3.31 : Diagramme de Hovmöller temps versus longitude (moyenne en latitude 4°S-1°N) entre 50°W et 10°E du cycle annuel moyen (moyenne de 1982-2007) des a) SST (en °C, isolignes tous les 1°C) et b) MLD03s (en m, isolignes à 10m, 15m, 20m puis tous les 10m) de la simulation NEMO_COR_w, i.e. NEMO_COR avec les coefficients de pénétration solaire proposés par Wade et al. (2011a).

Cette nouvelle paramétrisation n'a pas que des effets positifs. En effet, si on compare la Figure 3.3a et la Figure 3.31a, on observe un réchauffement de la SST (déjà trop chaude dans la configuration de base de NEMO – Figure 3.31a). Ce réchauffement reste très faible, environ 0,1% en moyenne sur le cycle annuel moyen. Une autre conséquence est une augmentation de la stratification, et par conséquent, la profondeur de couche de mélange MLD03 (Figure 3.6a et Figure 3.31b) est plus faible (-5% en moyenne sur le cycle annuel moyen). Ces deux effets vont participer à l'augmentation du refroidissement par mélange vertical, car le gradient vertical de température est plus grand et la MLD03 plus petite.

Cette paramétrisation ne modifie pas les performances du modèle concernant la variabilité interannuelle de la température (SST et température moyenne des 300 premiers mètres), et la variabilité interannuelle du courant de surface. Néanmoins, la diminution de la pénétration solaire diminue la température moyenne des 300 premiers mètres car l'énergie solaire est concentrée à la surface (non montré).

3.4.2 Chlorophylle

Lengaigne et al. (2007) montrent que l'utilisation d'un modèle de biologie (*Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies* – PISCES ; Aumont and Bopp 2006) a un effet positif sur la représentation du Pacifique équatorial. Dans la bande équatoriale (Pacifique comme Atlantique), le modèle de biologie augmente la quantité de chlorophylle. Cela va augmenter la température de la surface et refroidir la subsurface. Ce nouveau gradient vertical de température augmente la recirculation méridienne. L'utilisation d'un modèle de biologie peut être un bon moyen d'améliorer les résultats concernant le bilan de chaleur dans la couche de mélange.

Lengaigne et al. (2007) admettent cependant que l'utilisation d'un modèle de biologie est très couteuse en temps de calcul. D'après les tests qu'ils ont effectués, l'utilisation d'une climatologie de chlorophylle et d'une paramétrisation de la pénétration solaire qui dépend de la bande spectrale permet de reproduire correctement les résultats obtenus avec le modèle de biologie. Cela permet d'avoir une représentation simplifiée de la turbidité de l'eau. La Figure 3.26 montre la différence de la pénétration solaire entre une paramétrisation ne tenant pas compte de la chlorophylle (courbes bleues), et une paramétrisation qui dépend de la chlorophylle (courbes rouges) : la présence de chlorophylle conduit à une forte absorption du flux solaire en quelques dizaines de mètres.

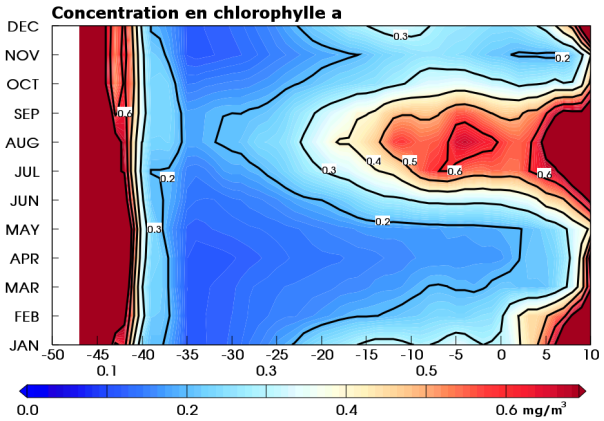


Figure 3.32 : Diagramme de Hovmöller temps versus longitude (moyenne en latitude 4°S-1°N) entre 50°W et 10°E de la climatologie de concentration en chlorophylle a de Carr et al. (2006) (en mg/m^3, isolignes tous les 0,1mg/m^3).

La formulation de la pénétration solaire de Lengaigne et al. (2007) est déjà prise en compte dans la configuration de base de NEMO. Pour reproduire les différences horizontales de concentrations en chlorophylle, la climatologie mensuelle de chlorophylle SeaWIFS (*Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* ; Carr et al. 2006) est utilisée. Dans cette configuration, les coefficients de la paramétrisation de la pénétration solaire sont toujours choisis selon Wade et al. (2011a) (R=0,62, D_1=1,5m). Le cycle annuel de cette climatologie de chlorophylle est présenté dans le diagramme de Hovmöller de la Figure 3.32. La concentration en chlorophylle est minimale en avril, quand la SST est maximale (environ 0,15 mg/m^3 à 10°W), et est maximale en août, quand la SST est minimale (environ 0,55 mg/m^3 à 10°W). Cette

concentration en chlorophylle est 3 à 11 fois plus grande dans l'Atlantique équatorial que la constante utilisée dans la configuration de base de NEMO (0,05 mg/m^3).

Cette climatologie de chlorophylle possède un fort cycle annuel, en phase avec celui de la SST dans l'ACT (Figure 3.3). Cela va donc augmenter le flux de chaleur dans la couche de mélange pendant la saison froide.

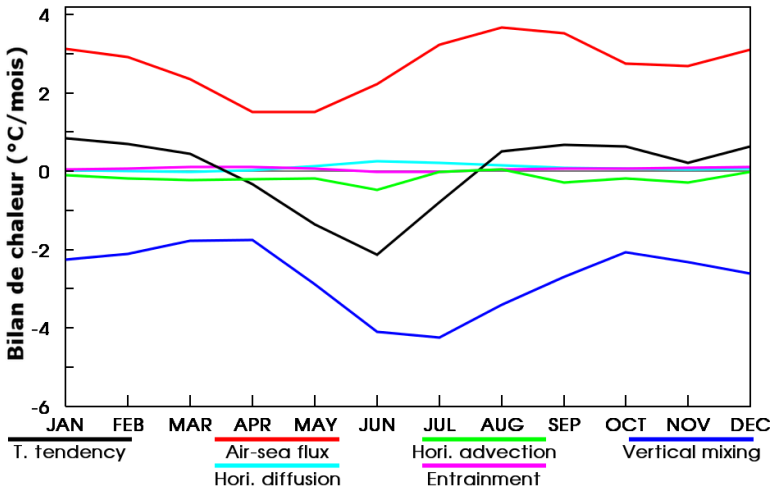


Figure 3.33 : Idem Figure 3.25 avec les données issues de la simulation NEMO_COR_w_chl, i.e. NEMO_COR avec les coefficients de pénétration solaire proposés par Wade et al. (2011a) et la climatologie de chlorophylle de Carr et al. (2006).

L'utilisation de la climatologie de chlorophylle modifie fortement la pénétration solaire dans l'océan. Pendant le mois d'août à 10°W avec les coefficients de pénétration solaire de la configuration de base de NEMO (R=0,58, D1=0,35m) le profil de pénétration solaire suit la courbe rouge de la Figure 3.26b. Avec les coefficient de Wade et al. (2011a) (R=0,62, D1=1,5m), une quantité plus grande encore du flux solaire est absorbée près de la surface. Cette nouvelle simulation utilisant à la fois les coefficients de pénétration solaire proposés par Wade et al. (2011a) et la climatologie de chlorophylle de Carr et al. (2006) est appelée NEMO_COR_w_chl. Le cycle annuel moyen du bilan de chaleur de cette nouvelle simulation, calculé dans la couche de mélange et moyenné dans la "boîte centrale" est présenté dans la Figure 3.33. La tendance de température due au flux de chaleur air-mer varie maintenant de 3,7°C/mois (93W/m2) en automne et hiver boréals, à 1,5°C/mois (38W/m2) pendant le printemps boréal et atteint des valeurs très proches de celles rencontrées dans la littérature (3,8°C/mois à 1,5°C/mois).

L'utilisation de la climatologie de chlorophylle a également permis de modifier la tendance de température due au mélange vertical à la base de la couche de mélange. Cette tendance varie de -1,5°C/mois (-38W/m^2) au début du printemps boréal, et un minimum de -4,1°C/mois (-103W/m^2) en été boréal et atteint un refroidissement maximal équivalent au mélange diapycnal mesuré par Hummels et al. (2013, 2014) (-100W/m^2).

Dans cette nouvelle simulation (Figure 3.34), la SST est très légèrement plus chaude (0,1% en moyenne sur le cycle annuel moyen) que dans la configuration de base de NEMO. L'augmentation de la recirculation méridienne a augmenté la vitesse

verticale à l'équateur, et par conséquent, diminué la profondeur de couche de mélange MLD03 (-13% en moyenne sur le cycle annuel moyen) par rapport à la configuration de base de NEMO. Cela améliore la simulation de la MLD03 par rapport à de Boyer Montégut et al (2004), à l'ouest de 30°W (10% trop profonde au lieu de 23% dans la configuration de base de NEMO), et à l'est de 0°E (9% trop profonde au lieu de 19% dans la configuration de base de NEMO). En revanche, au centre du bassin, entre 30°W et 0°E, la MLD03 est dégradée (18% trop peu profonde au lieu de 5% dans la configuration de base de NEMO).

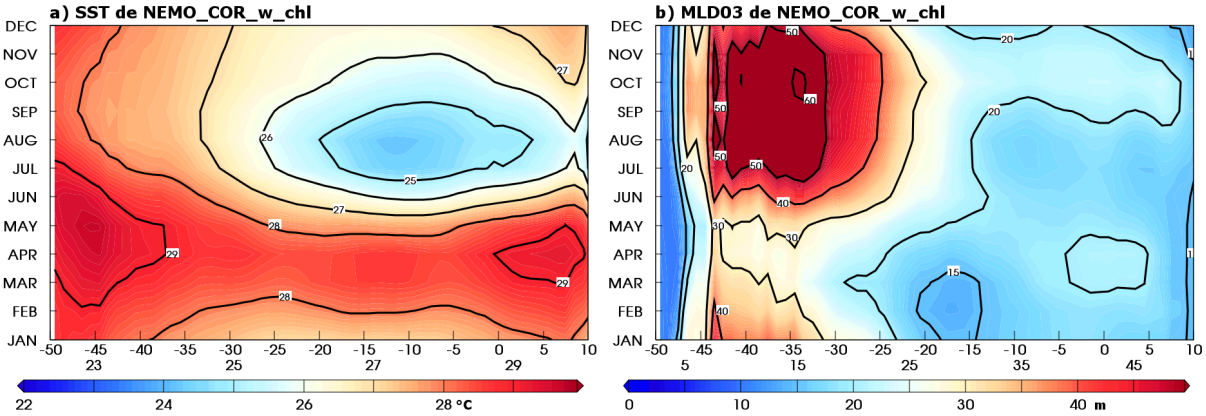


Figure 3.34 : Idem Figure 3.31 avec la simulation NEMO_COR_w_chl, i.e. NEMO_COR avec les coefficients de pénétration solaire proposés par Wade et al. (2011a) et la climatologie de chlorophylle de Carr et al. (2006).

Dans cette simulation, les termes du bilan de chaleur d'advection horizontale, de diffusion horizontale, et d'entrainement n'ont pas changé par rapport à la configuration de base de NEMO. Les performances du modèle concernant la variabilité interannuelle changent très peu (Figure 3.35). La température moyenne des 300 premiers mètres baisse par rapport à la configuration de base de NEMO, mais reste encore environ 1,5°C plus chaude que ORAS4.

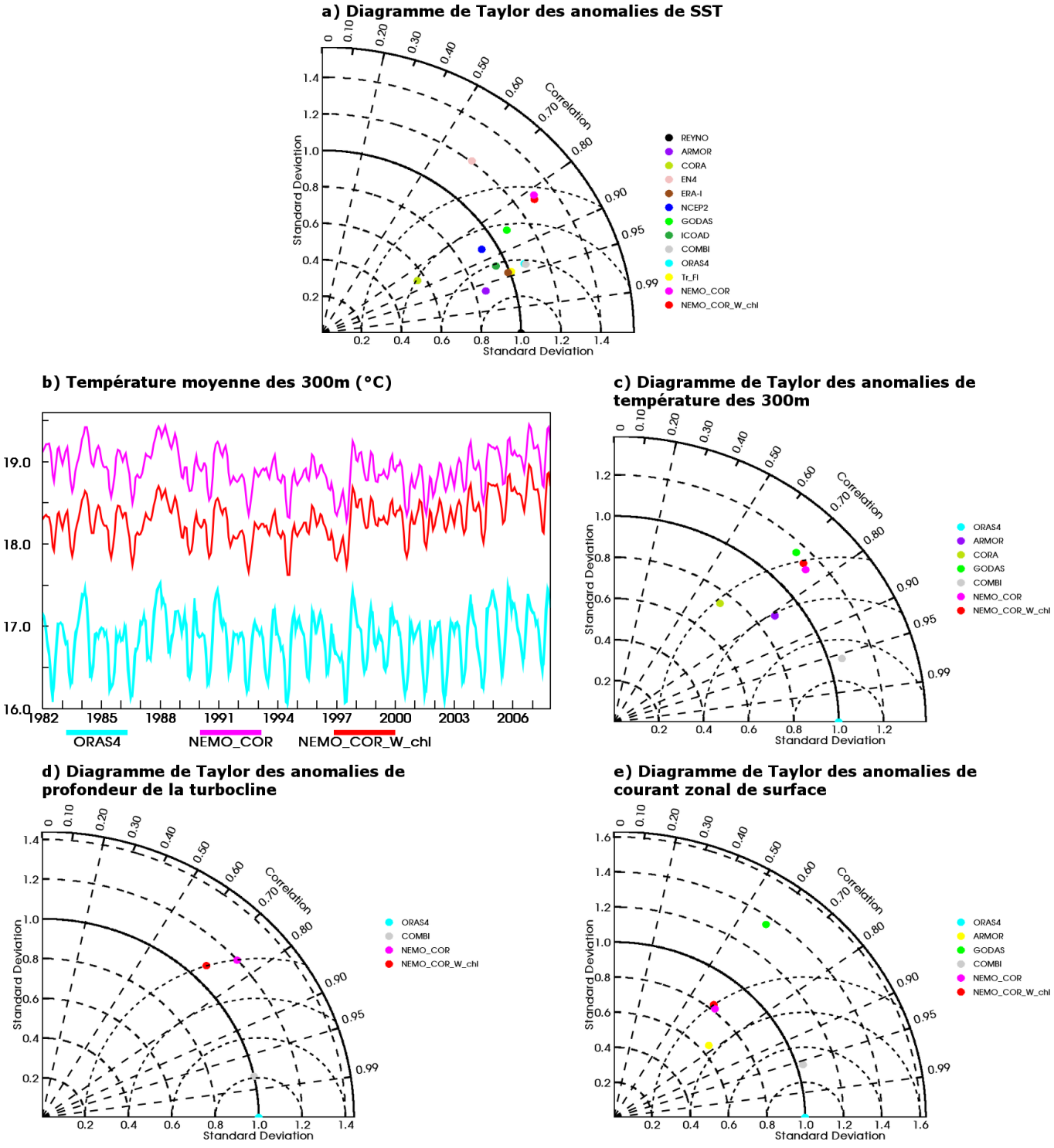


Figure 3.35 : a) Diagramme de Taylor (2001) des anomalies de SST dans la "boîte équatoriale" [50°W-10°E ; 4°S-1°N] utilisant les données de Reynolds et al. (2007) comme référence, calculé pour les 10 analyses et réanalyses listées dans le Tableau 2.2, l'analyse EN4, et les simulations NEMO_COR et NEMO_COR_w_chl. b) Série temporelle de la température moyenne des 300 premiers mètres de l'océan en °C, calculée dans la "boîte équatoriale" [50°W-10°E ; 4°S-1°N] avec les températures de la réanalyses ORAS4 en cyan, des simulations NEMO_COR en magenta et NEMO_COR_w_chl en rouge. c) Diagramme de Taylor (2001) utilisant les anomalies de températures de ORAS4 comme référence, calculé pour les analyses et réanalyses listées dans le Tableau 2.2 proposant des températures dans les 300 premiers mètres de l'océan et les simulations NEMO_COR et NEMO_COR_w_chl. d) pareil que c) pour les anomalies de profondeur de la turbocline. e) pareil que c) pour les anomalies de courant zonal de surface. Descriptions du diagramme de Taylor (2001) : voir Figure 3.14.

3.5 Discussion

La simulation que nous exploitons dans cette thèse (NEMO_COR_w_chl) et les réanalyses comparées dans ce chapitre semblent reproduire correctement le cycle annuel moyen de l'Atlantique équatorial, en terme de température, de courant et de profondeur de la couche de mélange. La simulation est cependant trop chaude en surface (environ 1°C) et en profondeur (2°C de plus à 100m de profondeur) comparée aux observations. La MLD03 de notre simulation est également trop peu profonde au centre du bassin.

Au niveau de la bouée PIRATA à 23°W-0°N, le modèle simule correctement la profondeur de l'EUC, mais son intensité est un peu faible. Il existe depuis le début des années 2000 de nombreuses observations des courants dans la région, grâce au réseau PIRATA et aux campagnes de mesures. Cette période est malheureusement un peu courte comparée à celle de notre simulation, et c'est pourquoi nous n'avons pas validé la variabilité interannuelle des courants à l'aide d'observations. Il faudrait cependant effectuer une comparaison plus intense de la fin de la simulation avec des données observées.

Le modèle forcé par COREv2 semble reproduire convenablement la variabilité interannuelle de l'Atlantique équatorial pour les variables testées. Mais l'incertitude sur les données (observées et réanalysées) dans la région est du même ordre de grandeur que les erreurs existantes dans notre simulation. Par conséquent, cela rend difficile de déterminer clairement la qualité de notre simulation, notamment pour ce qui concerne les courants océaniques.

Le cycle annuel moyen du bilan de chaleur de la couche de mélange est plutôt cohérent avec les études précédentes (Foltz et al. 2003 ; Peter et al. 2006 ; Jouanno et al. 2011a, 2011b ; Wade et al. 2011b ; Giordani et al. 2013 ; Hummels et al. 2013, 2014 ; Schlundt et al. 2014). Ce diagnostic peut donc nous permettre de déterminer les processus responsables de l'apparition des anomalies de température lors des événements froids et chauds de l'ACT (cf. section 2.2). Pour y parvenir, nous analysons dans le chapitre suivant les composites des deux types d'événements. Cela permet de mettre en évidence les processus qui, en moyenne, contrôlent les anomalies de température de la couche de mélange lors de ces événements.

Réaliser ce bilan dans les réanalyses exige de faire de grandes approximations : premièrement car les réanalyses que nous utilisons ont une résolution temporelle mensuelle ; et deuxièmement car ces produits ne fournissent pas le coefficient de diffusion verticale turbulente (A^{vT} dans l'équation 3.08) qui varie fortement en espace et en temps car il dépend des conditions atmosphériques et océaniques (e.g. Gouriou and Reverdin 1992 ; Rhein et al. 2010). Ces approximations pourraient mener à de larges erreurs. Dans le modèle, le bilan de chaleur est calculé en ligne (donc au pas de temps horaire), et le bilan de chaleur est fermé. Pour ces raisons l'analyse du bilan de chaleur est faite uniquement à partir des résultats du modèle.

3.6 Synthèse du chapitre

Modèle NEMO :
- Résolution temporaire : 1h
- Résolution horizontale : 1°, 1/3° en latitude entre 3°S et 3°N
- Résolution verticale : 42 niveaux
- Coefficients turbulents déduits d'un schéma d'énergie cinétique turbulente
- Pénétration solaire dans l'océan définie selon la formulation de Lengaigne et al. (2007), avec les coefficients R=0,62, D_1=1,5m (voir équation 3.13) selon Wade et al. (2011a)
- Les formules bulk (Large and Yeager 2004b) permettent le calcul des flux turbulents à la surface

Forçages :
- Forçage atmosphérique COREv2 interannuel 1948-2007, composé des champs hautes fréquences (6 heures) de vent, température et humidité de l'air, des champs journaliers de flux de rayonnement solaire et flux de rayonnement infrarouge, des champs mensuels de précipitations liquides et solides
- Décharge des grands fleuves et fonte des banquises (« runoff ») mensuels, à partir de Dai and Trenberth (2002)
- Climatologie mensuelle de chlorophylle SeaWIFS (Carr et al. 2006)

Résultats :
- La simulation reproduit correctement l'état moyen et la variabilité interannuelle de l'Atlantique équatorial
- Le cycle annuel moyen du bilan de chaleur de la couche de mélange est en accord avec la littérature

Chapitre 4

Processus principaux de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique

Ce chapitre correspond à l'article soumis au journal Climate dynamics : Planton Y, Voldoire A, Giordani H, Caniaux G (2015) Main processes of the Atlantic cold tongue interannual variability.

Ce chapitre présente l'exploitation des résultats de la simulation pour explorer les processus physiques liés à la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique (ACT) à l'aide d'un bilan de chaleur de la couche de mélange et de notre classification des évènements froids et chauds de l'ACT.

Chapitre 4 117
4.1 Résumé de l'article 118
4.2 Article : Planton et al. (2015) 120
4.3 Discussion 141
4.4 Synthèse du chapitre 142

4.1 Résumé de l'article

L'objectif de cette étude est de montrer quels processus océaniques sont à l'origine de la variabilité interannuelle de la formation de la langue d'eau froide Atlantique. Pour réaliser ce travail, nous avons utilisé la simulation forcée par le forçage atmosphérique COREv2 interannuel (Large and Yeager 2009) représentant la période 1948 à 2007. Nous avons montré dans le chapitre précédent que cette simulation reproduit correctement l'état moyen et la variabilité interannuelle de l'Atlantique équatorial pendant la période 1982 à 2007. Nous avons choisi d'étudier uniquement la deuxième moitié de la simulation car c'est sur cette période que notre classification a été mise au point. Pendant cette période les mesures par satellite l'augmentation du nombre d'observations in situ des océans rendent les données plus fiables.

Nous avons également montré dans le chapitre précédent qu'après quelques modifications apportées à la simulation utilisant la configuration de base de NEMO, le bilan de chaleur de la couche de mélange est en bonne cohérence avec la littérature. Ces modifications incluent un changement des coefficients de pénétration solaire dans l'océan, à partir du type d'eau de l'Atlantique équatorial (Wade et al. 2011a), et l'utilisation d'une climatologie de chlorophylle. Le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) du bilan de chaleur dans la couche de mélange montre que la tendance de température de l'ACT résulte de la compétition entre le réchauffement lié aux flux de chaleur air-mer, et les refroidissements liés à l'advection horizontale et au mélange vertical à la base de la couche de mélange. Ces résultats confirment que le mélange vertical est la principale source de refroidissement permettant la formation de l'ACT.

Pour étudier la variabilité interannuelle de l'ACT, nous avons choisi de nous focaliser sur des années présentant des langues d'eau froide particulièrement contrastées, sélectionnées dans notre classification (section 2.2). La classification des événements froids et chauds de l'ACT a permis de sélectionner cinq événements froids et cinq événements chauds dans la période 1982-2007, qui présentent des caractéristiques différentes lors de leur formation. Une grande différence entre ces deux catégories, est que, selon les indices de Caniaux et al. (2011), la date de formation moyenne des événements froids se situe environ un mois plus tôt que celle des événements chauds. Les événements froids (chauds) présentent des anomalies négatives (positives) de température de surface de la mer (SST) dans le centre de l'Atlantique équatorial pendant le début de l'été boréal (mai-juin-juillet), et sont précédées par des anomalies négatives (positives) de la tension de vent zonal dans l'ouest de l'Atlantique équatorial.

Les bilans de chaleur calculés dans le modèle NEMO ont permis de montrer que les événements froids se développent rapidement de mai à juin à cause d'un fort refroidissement lié au mélange vertical à la base de la couche de mélange. Lors de ces événements, l'intensité du mélange vertical est augmentée et permet d'introduire plus d'eau froide venant de la thermocline dans la couche de mélange.

Cette intensification du mélange vertical peut être expliquée par deux paramètres : le flux d'énergie cinétique moyenne de surface (WEF) à la surface et la profondeur de la couche de mélange (MLD). En effet, dans l'Atlantique équatorial, le WEF est très intense dans la partie occidentale, mais la couche de mélange y est profonde (entre 30m et 50m), ce qui réduit l'impact du WEF sur le mélange. La profondeur de cette couche se réduit en direction de l'est, jusqu'à atteindre une

quinzaine de mètres au niveau des côtes africaines. C'est autour de 10°W au niveau de l'équateur que le WEF est encore suffisamment intense et la MLD est suffisamment fine pour que le mélange soit maximal. Lors des événements froids, une plus grande quantité d'énergie est injectée depuis l'atmosphère par le WEF dans une couche de mélange réduite, ce qui intensifie le mélange vertical à la base de la couche de mélange.

De mai à juillet (quand le mélange vertical est fort), le flux de chaleur air-mer tend à limiter les anomalies de température de la couche de mélange, mais il n'est pas suffisamment fort pour contrer le mélange vertical. Ces anomalies de flux net de chaleur sont principalement causées par le flux de chaleur latente qui refroidit moins l'ACT lors des événements froids. Cette diminution (en valeur absolue) du flux de chaleur latente est en désaccord avec l'intensification du vent, qui devrait augmenter l'évaporation, et serait une conséquence des anomalies de SST.

Des anomalies positives d'advection horizontale totale (somme des composantes zonale et méridienne, haute et basse fréquences) en juillet réduisent les anomalies de température et stoppent la période de refroidissement. L'advection horizontale totale a été décomposée en une partie basse fréquence (calculée à l'aide des données mensuelles) et une partie haute fréquence (calculée par résidu entre l'advection horizontale totale et l'advection horizontale basse fréquence). Ces deux composantes contribuent, avec la même intensité, aux anomalies d'advection horizontale totale. Les anomalies d'advection haute fréquence seraient causé par l'augmentation de l'activité ondulatoire (ondes de Rossby-gravité, ondes d'inertie-gravité, ondes de Kelvin, ondes tropicales d'instabilité – TIW pour *Tropical Instability Waves*) liée aux anomalies de SST (Perez et al. 2012). Les anomalies d'advection basse fréquence sont elles directement causées par les anomalies de SST, qui modifient le gradient de température dans la région (l'intensité du courant dans la couche de mélange est très peu différente de son état moyen). Les anomalies d'advection sont donc une conséquence des anomalies de température de la couche de mélange.

Lors des événements chauds de l'ACT, les processus sont inversés : pendant la période mai-juin, une plus faible quantité d'énergie est injectée depuis l'atmosphère par le WEF dans une couche de mélange plus profonde. Cela affaiblit le refroidissement lié au mélange vertical à la base de la couche de mélange. Ce faible mélange vertical crée des anomalies positives de SST. Pendant cette période, le flux de chaleur air-mer atténue les anomalies de température. En juillet, des anomalies négatives d'advection horizontale (haute et basse fréquences) permettent le refroidissement de l'ACT en prolongeant la période de refroidissement jusqu'au mois d'août. Cela compense partiellement les anomalies de mélange vertical qui ont eu lieu pendant le printemps boréal.

4.2 Article : Planton et al. (2015)

Main processes of the Atlantic Cold Tongue Interannual Variability

Yann Planton, Aurore Voldoire, Hervé Giordani, Guy Caniaux
Météo-France/CNRS, CNRM-GAME, Toulouse, France

Submitted to Climate Dynamics (09/04/2015)

Abstract

The interannual variability of the Atlantic Cold Tongue (ACT) is studied by means of a mixed-layer heat budget analysis. A method to classify extreme cold and warm ACT events is proposed and applied to ten various analysis and re-analysis products. This classification allowed five cold and five warm ACT events to be selected over the period 1982-2007. Cold (warm) ACT events are defined by the presence of negative (positive) sea surface temperature (SST) anomalies in the center of the equatorial Atlantic in late boreal spring, preceded by negative (positive) zonal wind stress anomalies in the western Atlantic. An ocean general circulation model, able to reconstruct the interannual variability of the ACT correctly, was used to demonstrate that cold ACT events develop rapidly from May to June due to intense vertical mixing and cooling associated with cold advection. Compared to the mean annual cycle (period 1982-2007), the enhancement of vertical mixing results from an intense injection of wind energy from the atmosphere into the shallow mixed-layer from May to June. The vertical mixing in March is also shown to be a good predictor of the June cooling. In July, horizontal advection changes from negative to positive and damps SST anomalies. During warm ACT events, processes are reversed: a weaker injection of energy from the atmosphere reduces vertical mixing in May-June and generates positive SST anomalies compared to the mean annual cycle. In July, warm ACT events are abnormally cooled due to negative zonal advection anomalies. This late zonal advection extends the period of cooling of the ACT and partially compensates for the weakness of spring vertical mixing.

Keywords: Atlantic cold tongue, Equatorial Atlantic, Interannual variability, Mixed-layer heat budget, Oceanic mixed-layer processes, Vertical mixing

1. Introduction

The Eastern Equatorial Atlantic (EEA) has a strong link with the West African Monsoon (Gu and Adler 2004; Okumura and Xie 2004; Caniaux et al. 2011; Nguyen et al. 2011). This is due to the EEA's strong seasonal cycle (Wauthy 1983) and particularly that of the Atlantic Cold Tongue (ACT), which is characterized by an intense cooling from May to July, when SSTs decrease by 5°C to 7°C (Merle et al. 1979; Weingartner and Weisberg 1991a). Indeed, the onset of the ACT is well-correlated with the intensification of the easterly trade winds (Hastenrath and Lamb 1978) and the northward shift of the Intertropical Convergence Zone (Picaut 1983; Colin 1989; Waliser and Gautier 1993). In addition, Caniaux et al. (2011) showed that the West African Monsoon onset follows the ACT onset by a few weeks.

The cooling of the ACT was recently studied through both observations (Foltz et al. 2003; Wade et al. 2011b; Hummels et al. 2013, 2014; Schlundt et al. 2014) and model simulations (Peter et al. 2006; Jouanno et al. 2011a, 2011b; Giordani et al. 2013). These works agreed that the subsurface processes are the main source of cooling. More precisely, studies by Jouanno et al. (2011a, 2011b) and Giordani et al. (2013) showed that vertical mixing at the base of the mixed-layer generates intense heat loss as high as 100 W/m² and is the most important contributor to the cooling of the ACT. Such intensities were confirmed from microstructure measurements at 10°W at the equator by Hummels et al. (2013, 2014).

The seasonal cycle of vertical mixing is controlled by the production of Turbulent Kinetic Energy (TKE) which is mainly modulated by the vertical shear between the South Equatorial Current (SEC) and the Equatorial UnderCurrent (EUC) (Jouanno et al. 2013; Hummels et al. 2013). This shear reaches a peak during boreal summer, with the acceleration of the SEC. At the intraseasonal scale, equatorial waves (Rossby-gravity waves, inertia-gravity waves, Kelvin waves, Tropical Instability Waves – TIW) modulate also the production of TKE along the equator (Lien et al. 2008; Jouanno et al. 2013; Hummels et al. 2013).

Some studies indicate that the entrainment (including vertical advection) is on average weak along the equator (Jouanno et al. 2011a, 2011b; Wade et al. 2011b; Giordani et al. 2013), but upwelling estimates inferred from helium isotope disequilibrium suggest that vertical advection could be significant but only during short time and space scales (Rhein et al. 2010).

Philander and Pacanowski (1981) proposed that the ACT could be formed by advection of cold water from the southern coastal upwelling areas by equatorial currents. Schlundt et al. (2014) established that horizontal advection cools the ACT, but clearly to a lesser degree than vertical mixing. Other studies agree that the contribution of horizontal advection to the development of the cold tongue is weak (Foltz et al. 2003; Jouanno et al. 2011a, 2011b; Wade et al. 2011b; Giordani et al. 2013; Hummels et al. 2013, 2014).

Caniaux et al. (2011) define a variety of indices to characterize the interannual variability of the ACT in terms of surface area, maximum surface extension, mean temperature, dates of formation and dissipation, and duration. The mean surface area ranges from 0.65 to 1.49x106 km² (reached in 1984 and 1992, respectively); the earliest date of formation is May 19th in 2005 and the latest July 4th in 1995. These two indicators are anti-correlated (-0.47), meaning that the ACT cooling is generally more widespread when it starts earlier. However, the correlation is not very high, indicating that multiple sources of ACT variability exist.

The role of the wind in the western Equatorial Atlantic (WEA) in controlling the ACT has been underlined in several studies (Servain et al. 1982; Ding et al. 2010; Burls et al. 2012; Richter et al. 2013). Servain et al. (1982), Keenlyside and Latif (2007) and Burls et al. (2012) showed that wind anomalies in the WEA precede SST anomalies in the EEA by 1-2 months. Keenlyside and Latif (2007) and Lübbeke and McPhaden (2013) also showed that the Bjerknes feedback is one of the mechanisms that control the variability of the ACT. However, it is of less importance here than in the Pacific, where it is largely responsible for the El Niño Southern Oscillation; Keenlyside and Latif (2007) conclude that other mechanisms must also be at play in the Atlantic.

Most SST anomalies in the ACT are associated with wind anomalies of the same sign (i.e. cold SST anomalies associated with increased winds, and

conversely) in the WEA (Servain et al. 1982; Ding et al. 2010; Burls et al. 2012; Richter et al. 2013), but some ACT events do not follow this dynamics (Richter et al. 2013; Brandt et al. 2014). The former type of events are usually called "canonical events", while the later are called "non-canonical events".

To understand the main mechanisms of the interannual variability, studies are essentially focused on canonical ACT events. Several studies have suggested that wind anomalies along the equator could be forced by remote perturbations. Recently, Lübbecke et al. (2014) established a relationship between the sea level pressure of the South Atlantic Anticyclone (SAA, the St. Helena anticyclone) and SST anomalies in the EEA. They found that an anomalously strong (weak) SAA in February - March leads to an earlier (later) onset of the ACT and to an anomalously cold (warm) ACT. However, the mechanisms linking SAA and SST anomalies are still unclear. On the other hand, Richter et al. (2014b) showed that the boreal spring wind variability in the equatorial Atlantic is mainly controlled by entrainment of free tropospheric properties (out of the planetary boundary layer – PBL) into the PBL and contributions of the free troposphere to the surface pressure gradient, rather than surface pressure gradients associated with SST gradients. Most of these studies (Richter et al. 2013, 2014b) point to the important role of the wind, but the associated ocean mechanisms are less well described.

From the ocean perspective, Burls et al. (2012) also emphasized the role of the wind in controlling the energetics of the upper ocean and could not find a clear signal of ocean preconditioning. Brandt et al. (2014) investigated the role of the EUC on EEA and ACT variability. They established that intense (weak) boreal spring winds could increase (weaken) the boreal summer EUC transport and generate colder (warmer) SST anomalies. Using Argo floats data for the period from 2005 to 2007 of the AMMA/EGEE experiment (Redelsperger et al. 2006), Wade et al. (2011b) observed significant differences in the cooling of the ACT during this three-year period and inferred that the intensity and duration of intense vertical mixing could be at the origin of this variability.

The aim of the present study is to explore the ocean processes associated with the so-called canonical years. To that end, a systematic selection of the coldest and warmest ACT events over the period 1982-2007 was made by using a classification similar to that proposed by Richter et al. (2013). (The classification is described in Section 2). By applying the classification to a large variety of reanalysis products, the final selection (a group of five warm and five cold ACT events, common to all the reanalysis products) allowed significantly contrasted ACT events to be retained. A forced global ocean general circulation model was used to investigate the oceanic processes at the origin of each group of events. The model, able to reproduce the interannual variability of the EEA and particularly the extreme ACT events, allows the computation of a mixed-layer heat budget for identifying the processes that control the interannual variability of the ACT (Sections 3 and 4).

2. Method

2.1 Classification of ACT events

This classification was created to select years with strong SST anomalies in observationally derived and reanalysis datasets. The analysis is focused on the period 1982-2007 in order to maximize the number of data sets available and to

match the time period span with the model simulation. Eight products, listed in Table 1, were used for the entire period (1982-2007), along with two other products covering a shorter time period (CORA for 1990-2007 and ARMOR for 1993-2007). The use of different products ensures the robustness of our selection of the ACT events.

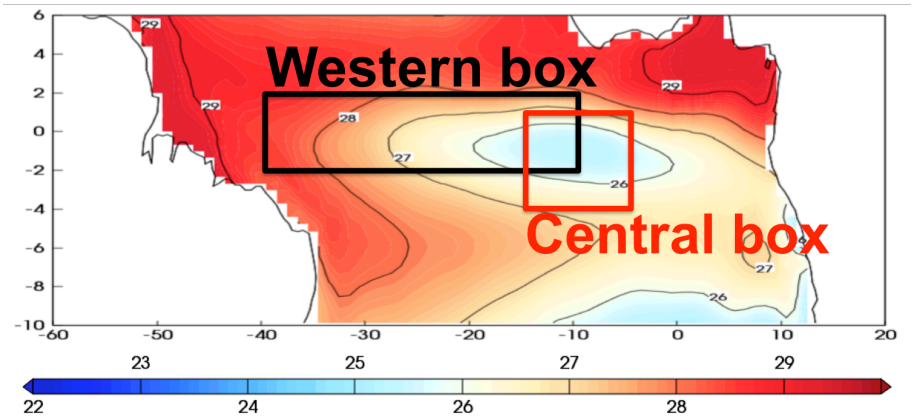


Figure 1. May-July averaged (1982-2007) simulated SST (°C) and spatial delimitations of the boxes used in our classification of cold and warm ACT events (see text).

Name	Nickname	Type	Resolution	Reference	Variables available for the classification		
					SST	Zonal wind stress	Period
ARMOR 3D L4	ARMOR	Ocean analysis	1/3° 0-1500 m 24 levels	Guinehut et al. (2012)	X		1990-2007
CORA	CORA	Ocean analysis	1° 59 levels	Cabanes et al. (2013)	X		1993-2007
ERA-I	ERA-I	Atmospheric reanalysis	T255 (~80km) 60 levels	Dee et al. (2011)	X	X	1982-2007
GODAS	GODAS	Ocean reanalysis	1° 40 levels	Saha et al. (2010)	X	X	1982-2007
ICOADS	ICOAD	Atmospheric surface analysis	2° Surface	Woodruff et al. (2011)	X		1982-2007
NCEP Reanalysis 2	NCEP2	Atmospheric reanalysis	2,5° 28 levels	Kanamitsu et al. (2002)	X	X	1982-2007
NEMOVAR1 COMBINE	COMBI	Ocean reanalysis	1° 42 levels	Balmaseda et al. (2010)	X	X	1982-2007
Reynolds et al.'s (2007) SSTs	REYNO	Gridded surface ocean data	¼° Surface	Reynolds et al. (2007)	X		1982-2007
ORAS4	ORAS4	Ocean reanalysis	1° 42 levels	Balmaseda et al. (2013)	X	X	1982-2007
TropFlux	Tr_Fl	Atmospheric surface analysis	1° Surface	Praveen Kumar et al. (2012)	X	X	1982-2007

Table 1. Datasets used for our classification.

The classification of cold and warm ACT events is derived from the classification proposed by Richter et al. (2013) and is based on the following new criteria, adapted to our region and period of interest:

- SST anomalies (relative to the mean annual cycle) in a central box [15°W-6°W, 4°S-1°N] greater than 0.5 standard deviations during May-July

- Zonal wind stress anomalies (relative to the mean annual cycle) over a western box [40°W-10°W, 2°S-2°N] greater than 0.1 standard deviations during March-May
- SST and zonal wind stress anomalies of the same sign.

Anomalies are considered relative to the whole period studied (1982-2007). Note that removing the linear trend from the time series does not change the selected years. The two boxes used for this classification are represented in Figure 1. The central box is centered on 10°W, where minimum SSTs occur in boreal summer and the ACT starts cooling (Mazeika 1968; Caniaux et al. 2011). Our classification is based on both SST and wind stress, as the seasonal SST variability in the EEA is dominated by remote wind forcing in the WEA with a delay of one or two months (Servain et al. 1982; Keenlyside and Latif 2007). Basically, a warm (cold) ACT event is defined when there is a SST anomaly at the center of the basin (central box) in late spring preceded by a wind stress anomaly of the same sign in the WEA (western box). Months considered in the classification correspond to the periods when the monthly standard deviations of all datasets reach, on average, a maximum (April-May for stress wind anomalies and June for SST anomalies).

Cold events	Warm events
1983	1988
1992	1991
1997	1995
2004	1996
2005	1999

Table 2. Selected warm and cold ACT events.

	Cold	Warm	Mean	Std
Mean surface (10^6 km^2)	1.16	0.93	0.99	0.22
Max surface (10^6 km^2)	2.89	2.34	2.56	0.50
Date of max surface	11th of August	20th of August	14th of August	14 days
Temperature index (°C)	0.72	0.58	0.61	0.12
Date of formation	**26th of May**	**25th of June**	11th of June	12 days
Date of end	30th of October	13th of November	31th of October	25 days
Duration (days)	160	140	149	28

Table 3. Statistics of the ACT, based on Caniaux et al. (2011). Cold (warm) values are the mean of the 5 cold (warm) events selected in Table 2. Mean is the averaged value of all ACT during the period 1982-2007. Std is the standard deviation for the period 1982-2007. Values outside one standard deviation are in bold.

The selected years are listed in Table 2. We obtain 5 cold and 5 warm years. The warm years include all years selected by Richter et al. (2013) during the period 1982-2007. Compared to Richter et al. (2013) two additional warm ACT events were selected (years 1995 and 1999), because our zonal wind threshold is weaker. However, if the wind anomaly is weak, these years are selected by all datasets ensuring that these events clearly differ from the normal years. Most of the selected years are also in common with those of Burls et al. (2012). The main difference is our non-selection of years 1987, 1994 and 1998. However, Burls et al. (2012) did not distinguish canonical and non-canonical ACT events, and these events can be considered as non-canonical (i.e. wind stress anomalies have not the same sign as SST anomalies). Years 1984 and 1986 are not selected by our classification because the SST anomalies do not exceed 0.5 standard deviations in several datasets.

According to the indices established by Caniaux et al. (2011) to characterize the interannual variability of the ACT, the ACT appears earlier (later) during the selected cold (warm) years, and the mean and maximum surface areas of the ACT are generally larger (smaller) (see Table 3). However, each case has its own specificities. For instance, in 2004, the ACT does not start particularly early, and the ACT is not wider than usual. Among the warm years, 1991 has one of the widest ACTs of the entire period 1982-2007. On the other hand, the ACT of 1999 starts almost at the mean date, but has one of the smallest surface areas.

2.2 Model and simulation

A global configuration of the Nucleus for European Modeling of the Ocean (NEMO version 3.2; Madec 2008) with a 1° horizontal resolution and 42 vertical levels is used for the simulation. Note that the latitudinal resolution increases to 1/3° in the equatorial region, allowing the equatorial dynamics to be represented. The vertical grid ranges from 10 m at the surface to 300 m at 5350 m depth, with 10 levels in the upper 100 m. The vertical eddy diffusivity and viscosity coefficients are computed using a TKE closure scheme (Blanke and Delecluse 1993). The model is forced by the COREv2 interannually varying forcing (Large and Yeager 2009) representing the period 1948 to 2007. This forcing was created for Coordinated Ocean-sea ice Reference Experiments (COREs; Griffies et al. 2012), and is composed of 6 hourly fields for the wind, air temperature and humidity, of daily fields for shortwave and longwave radiation, and of monthly fields for liquid and solid precipitation. A monthly runoff climatology based on Dai and Trenberth (2002) is used. The model is integrated over six cycles of the 60 years of the forcing to ensure that the system has reached an equilibrium. Only the last cycle is used here (Danabasoglu et al. 2014 indicate that the model reaches an equilibrium after three cycles). The COREv2 interannually varying forcing has already been used for a similar global configuration of the NEMO model, and showed good results in the North Atlantic (Danabasoglu et al. 2014). Monthly averages covering the period 1982-2007 are used in this study.

The oceanic biology has a strong influence on the top layers (0-30 m) of the ocean in the tropics (Lengaigne et al. 2007). In our simulation, the penetration of solar radiation in the water column depends on physical properties of seawater:

$$\mathbf{I(z)} = \left[\underbrace{\mathbf{R e^{-z/D_1}}}_{\lambda > 700\mathbf{nm}} + \underbrace{\frac{(1-R)}{3} \times (\mathbf{e^{-z/D_{blue}}} + \mathbf{e^{-z/D_{green}}} + \mathbf{e^{-z/D_{red}}})}_{400\mathbf{nm} \leq \lambda \leq 700\mathbf{nm}} \right] \qquad \mathbf{(1)}$$

The light partitioning R and the light attenuation coefficient D1 are set according to Wade et al. (2011a), based on equatorial Atlantic water type. The light attenuation coefficients D_{blue}, D_{green} and D_{red} depend on the chlorophyll concentration given by a monthly SeaWIFS chlorophyll climatology (Carr et al. 2006). These chlorophyll-dependent coefficients are fitted on the coefficients computed from the full spectral model of Morel (1988) (modified by Morel and Maritorena 2001). For more information about the method see Lengaigne et al. (2007). This parameterization impacts the simulation because it enhances solar radiation absorbed within the first ocean layers. It implies a small SST increase (by 1% on average) but reduces the mean temperature of the first 300 meters (by 3% on average). Consequently it improves slightly the vertical temperature gradient. Another effect of this parameterization is to reduce the mixed-layer depth (MLD) by 13% on average, but in

terms of variability, its standard deviation in the central box is similar to ocean reanalysis products.

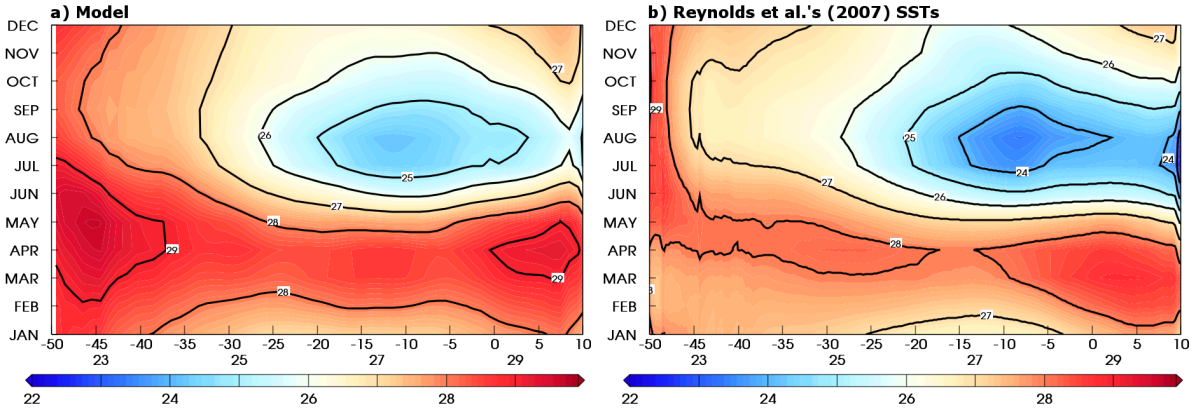


Figure 2. Time versus longitude Hovmöller diagrams (latitude averaged over 4°S-1°N) extending from 50°W to 10°E of the mean annual cycle (average 1982-2007) a) simulated SST and b) Reynolds et al.'s (2007) SSTs in °C (isoline every 1°C).

2.3 Evaluation

The aim of our study is to better understand the mechanisms at work in producing temperature anomalies during contrasted warm and cold ACT events. It is therefore important that the model reproduce the mean seasonal cycle of the tropical Atlantic and the interannual variability of the upper ocean realistically. We performed an extensive evaluation of the model in this region, but here we focus on near-surface temperatures and MLDs. In particular, the upper ocean circulation is realistically simulated, although currents are less intense than in observations. It was also checked that the simulation fulfills the classification of cold and warm ACT events.

2.3.1 Sea surface temperatures

In the following, we use Reynolds et al.'s (2007) SSTs as a reference to evaluate our model. The mean annual cycle (1982-2007) of the simulated SSTs is compared with the reference SSTs in a time versus longitude Hovmöller diagram (Figure 2) averaged over an equatorial band 4°S-1°N. Both model and reference SSTs exhibit a large annual cycle, with warmer SSTs in March-April from 50°W to 10°E, and a severe cooling from May to August, with minimum SSTs reached at 10°W in August. Both the timing of maximum cooling and the location of the SST minimum are well reproduced by the model. From August to December, the ocean warms at nearly the same rate in the simulation and in the observations. However, the model has a warm bias all year along the equator. This bias is weaker in boreal spring (0.5°C) than in boreal summer (more than 1°C); this affects the cooling trend at 10°W, which is of 0.7°C/month in the simulation, compared to 0.9°C/month in the reference SSTs.

Figure 3a compares SST anomalies relative to the mean annual cycle averaged in the central box for the simulation and for the analysis and reanalysis products listed in Table 1. The simulation in red reproduces the interannual variability of the reference SSTs quite well and simulates warm and cold ACT events with realistic timing, whereas the amplitude is slightly overestimated.

With the chlorophyll climatology, the highest concentration of chlorophyll is phase locked with the mean seasonal cooling of the ACT. During cold (warm) ACT

events the chlorophyll does not bloom earlier (later) and therefore the amount of solar radiation absorbed within the mixed-layer during the ACT formation may not be high (low) enough. Consequently, SST anomalies are not reduced enough by this phenomenon. We may expect that using an interannual chlorophyll dataset or a biogeochemical model would reduce some of the SST anomalies overestimation.

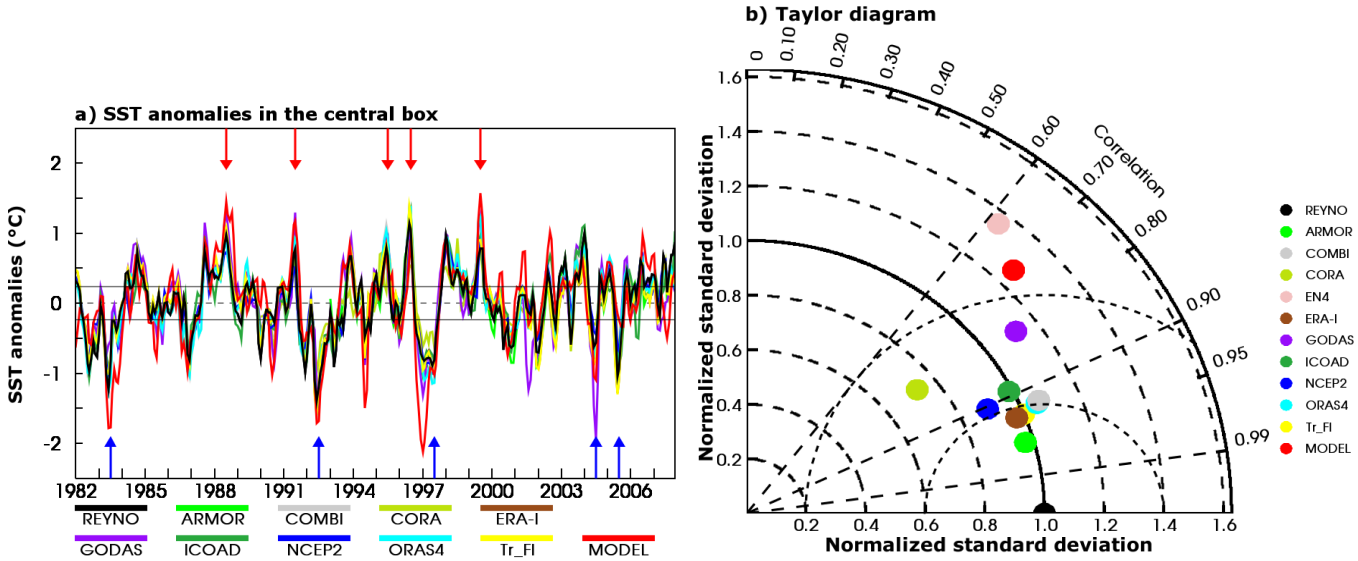


Figure 3. a) Time series of SST anomalies to the mean annual cycle (in °C) computed in the central box [15°W-6°W, 4°S-1°N] from the ten analyses or re-analyses listed in Table 1 and for the model NEMO used in this study (in red). Blue and red arrows indicate the selected years of cold and warm ACT events respectively. b) Taylor's (2001) diagram applied to the 10 analyses and re-analyses listed in Table 1, to the EN4 analysis and to our model results, by using Reynolds et al.'s (2007) SSTs as reference. Black solid and long dashed circles centered on the origin refer to the normalized standard deviation, long dashed lines correspond to the correlation with reference SSTs, and small dashed circles centered on the reference dataset (black dot) refer to the root mean square difference with reference SST.

The Taylor diagram (Taylor 2001) provides an additional statistical summary of how well each dataset reproduces the interannual variability of the reference SSTs (Figure 3b). The simulation reproduces the interannual variability of the SST quite reasonably in terms of correlation (0.7), normalized standard deviation (1.3°C) and root mean square (rms) difference (0.5°C) compared to the reference series (Figure 3b). The various observationally derived and reanalysis datasets provide better statistics (correlations greater than 0.8, normalized standard deviation between 0.7 and 1.1°C, rms differences greater than 0.35°C), but one has to keep in mind that the reanalysis assimilate SST fields, whereas our simulation has no SST restoring. Moreover, one dataset was added in Figure 3b: the EN4 v1.7 (Good et al. 2013), not used in our classification, which gives statistics similar to those of our model. This suggests that some observationally derived datasets do not lead to a better reproduction of the interannual variability of the SST than our model.

Even if overestimated, the model SST anomalies are realistic enough to allow the analysis of the mixed-layer heat budget.

2.3.2 Mixed-layer depths

The MLD is determined by a threshold method, i.e. with a density change of 0.03 kg/m^3 from the density value at 10 m depth ($\Delta\rho = \rho(z = 10m) + 0.03$) (de Boyer

Montégut et al. 2004). In the model, the density is computed from the potential temperature and the salinity by using Jackett and McDougall's (1995) formulation.

The mean annual cycle (average 1982-2007) of the simulated MLDs is compared with de Boyer Montégut et al.'s (2004) MLD climatology in a time versus longitude Hovmöller diagram (Figure 4) in an equatorial band between 4°S and 1°N. Along the equator, both the reference climatology and the model exhibit MLDs with zonal slopes deeper in the west than in the east all year long. East of 0°E, MLDs remain constant all year, around 15 m in both the model and the climatology. However, they deepen from a minimum of 30 m in January to a maximum of 50 m from July to December from 45°W to 30°W, a seasonal cycle which is reproduced quite well by the model. Between 15°W and 0°E, model MLDs are at their minimum from January to September, with values less than 20 m, and deepen slightly from October to November (20 to 30 m), as in the reference climatology. However, the simulated MLDs are 10% too deep west of 30°W, 18% too shallow between 30°W and 0°E, and 9% too deep east of 0°E compared with de Boyer Montégut et al.'s (2004) MLD climatology.

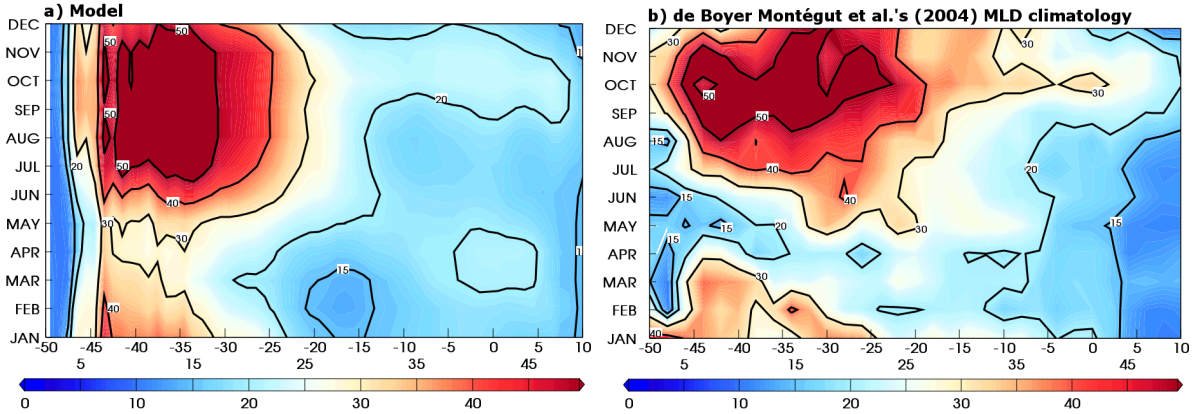


Figure 4. Same as Figure 2 for a) the simulated MLDs and b) de Boyer Montégut et al.'s (2004) MLDs climatology in m (isoline at 15 m and 20 m then every 10 m).

2.4 Mixed-layer heat budget

The mixed-layer heat budget was estimated online in the model simulation and can be written as follows:

$$\begin{cases} \underbrace{\partial_t\langle T\rangle}_{\text{temperature tendency}} = \underbrace{\frac{1}{\rho_0 C_p h}\left(F_{sol}[I(0)-I(-h)]+F_{nsol}\right)}_{\text{air-sea heat flux}} \underbrace{-\langle U_h.\nabla T\rangle}_{\text{horizontal heat advection}} \\ \underbrace{-\frac{1}{h}K_z\partial_z T(-h)}_{\text{vertical mixing}} \underbrace{+\langle K_h\nabla^2 T\rangle}_{\text{horizontal heat diffusion}} \underbrace{-\frac{1}{h}[\langle T\rangle - T(-h)]w_e}_{\text{entrainment}} \end{cases} \quad (2)$$

where

$$w_e = \partial_t h + U_h.\nabla h + w(-h) \quad (3)$$

with

$$\langle X\rangle = \frac{1}{h}\int_{-h}^{0} X\,dz \quad (4)$$

Here, T is the potential temperature, ρ_0 the surface-referenced density (ρ_0 = 1035 kg/m^3), C_p the heat capacity (C_p = 4178.4 J/°C), h the MLD, F_{sol} the net shortwave radiation, I(z) the absorption at depth z, F_{nsol} the non-solar surface heat

flux (sum of the net longwave radiation, the sensible and latent heat fluxes), U_h the horizontal current, K_z the coefficient of vertical turbulent diffusion, K_h the horizontal diffusion coefficient (K_h = 10^3 m^2/s), and w the vertical velocity. The temperature tendency on the left-hand side of equation (2) is thus controlled from left to right by air-sea flux divergence in the mixed-layer, horizontal advection, vertical mixing at the base of the mixed-layer, horizontal diffusion, and entrainment at the base of the mixed-layer. In NEMO, entrainment is not computed explicitly but rather deduced as the residual of the heat budget (i.e., the difference between the left- hand side of equation (2) and the first four terms of the right-hand side). Complementary details of the heat budget computation in NEMO are given in Hieronymus and Nycander (2013). Units of the various terms of the budget are in °C/month.

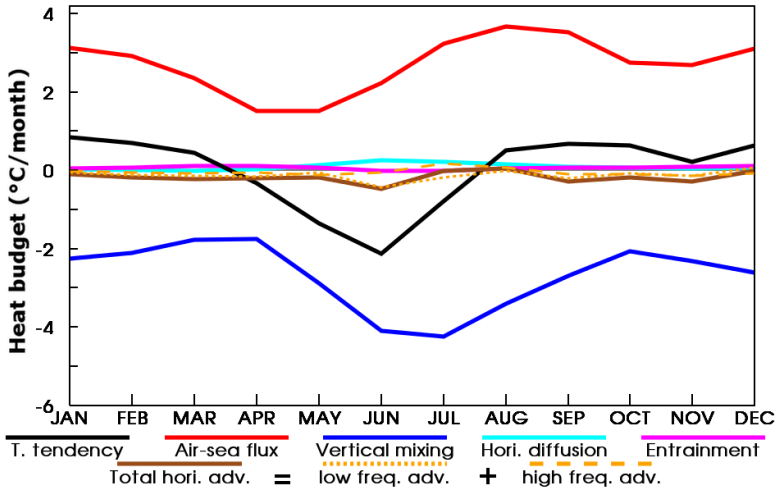


Figure 5. Mean annual cycle (average 1982-2007) of the mixed-layer heat budget components (in °C/month) averaged in the central box [15°W-6°W, 4°S-1°N].

3. Results

In this section, the mixed-layer heat budget is analyzed to identify the mechanisms leading to cold and warm ACT events selected in Table 2. First, the mean annual cycle of the simulation (period 1982-2007) is examined, followed by the anomalies of the mean for both the cold and warm ACT events.

3.1 Mean annual cycle

Figure 5 represents the mean annual cycle of the heat budget, shown in the central box. The temperature tendency term (black curve) clearly shows a cooling period from April to July, reaching a peak value of –2.1 °C/month in June (or, equivalently, –60 W/m²). This is consistent with the maximum temperature in March (28°C) and the decrease of SSTs from April to August (<25°C) in Figure 2a. Both Figure 2a and Figure 5 indicate that the strongest cooling occurs between May and July. The timing of the cooling and the minimum temperature tendency are in accordance with previous studies based on specific years (Foltz et al. 2003; Wade et al. 2011b; Hummels et al. 2013, 2014; Schlundt et al. 2014). During the rest of the year, the temperature tendency term exhibits a quite constant warming of around 0.6 °C/month (equivalent to +20 W/m2). Note the existence of a local positive minimum in November, which corresponds to the so-called "short cold season".

The tendency is the result of three main contributions: air-sea heat flux (red curve) with a positive contribution varying from 3.7 °C/month (~90 W/m2) in boreal autumn and winter to 1.5 °C/month (~40 W/m2) in boreal spring, and two negative contributions, total horizontal advection (brown curve) varying from –0.2 °C/month (~ –5 W/m2) almost all year to –0.5 °C/month (~ –15 W/m2) in June, and vertical mixing at the base of the mixed-layer (blue curve) varying from –1.8 °C/month (~ –60 W/m2) at the beginning of boreal spring to –4.2 °C/month (~ –100 W/m2) in boreal summer. The contributions of horizontal diffusion and entrainment (including vertical advection) are weak (as in Jouanno et al. 2011a, 2011b) and so will not be discussed further. Giordani et al. (2013) showed that vertical velocities play an important but indirect role in the mixed-layer heat budget in preconditioning mixed-layers in the equatorial band, by shallowing MLDs and increasing vertical shear and stratification, thus promoting vertical mixing and surface cooling.

Air-sea heat fluxes, along with the amplitude and timing of the minimum of the vertical mixing, are in agreement with previous studies (Foltz et al. 2003; Peter et al. 2006; Wade et al. 2011b; Giordani et al. 2013; Schlundt et al. 2014). Note that the solar radiation penetration in the ocean, represented by the parameterization of Lengaigne et al. (2007), increases the fraction of solar radiation absorbed in the mixed-layer and increases the fluxes contribution in the mixed-layer heat budget up to 67%. Vertical mixing values match diapycnal mixing measurements (Hummels et al. 2013, 2014).

For total horizontal advection (i.e. the sum of high and low frequency advections and both zonal and meridional advections) in the region, there is no clear agreement in the literature. Schlundt et al. (2014) show, in an ACT box, a net cooling by total horizontal advection. Wade et al. (2011b), using the same central box but only during 2005 and 2006, indicate that total horizontal advection is weak and negative during the period of formation of the ACT (from April to August) and positive afterwards. Foltz et al. (2003) and Hummels et al. (2013, 2014) indicate that, at 10°W, total horizontal advection is almost zero during the period of formation of the ACT and positive afterwards. In Peter et al. (2006), Jouanno et al. (2011a, 2011b) and Giordani et al. (2013) the sign of total horizontal advection depends on the location and on the season. In our simulation, total horizontal advection is negative west of 5°W and positive east of 5°W, and like in the literature, its intensity depends on the season (not shown).

These differences of advection might be related to equatorial waves (Rossby-gravity waves, inertia-gravity waves, Kelvin waves, TIW). Many studies (Foltz et al. 2003; Jochum and Murtugudde 2006; Giordani et al. 2013; Jouanno et al. 2013; Hummels et al. 2013, 2014) demonstrate that, near the equatorial front, these waves strongly contribute to the warming of the ACT. In our simulation, the effect of equatorial waves is estimated by the high frequency advection (orange dashed curve in Figure 5). This term is computed as the residual between the total horizontal advection computed online by the model, and the low frequency advection computed using monthly data. In the model, the role of high frequency advection is negligible and total advection is essentially due to low frequency advection (orange dotted curve in Figure 5). The weak effect of high frequency advection might result from an underrepresentation of TIWs. As simulated TIWs are influenced by horizontal resolution (e.g. Jochum et al. 2005), it is possible that using a higher horizontal resolution could enhance eddy advection and the limit of positive advection effects could move westward. However, the central box is only partially influenced by the

equatorial front and the wave contributions to the mixed-layer heat budget could be, on average over this box, relatively weak.

Given these limitations, the mean annual cycle of the mixed-layer heat budget is in reasonable agreement with the literature, allowing the analysis of its interannual variability of the ACT. In the following sections, the results are often compared to "neutral years", which means to years following the mean annual cycle.

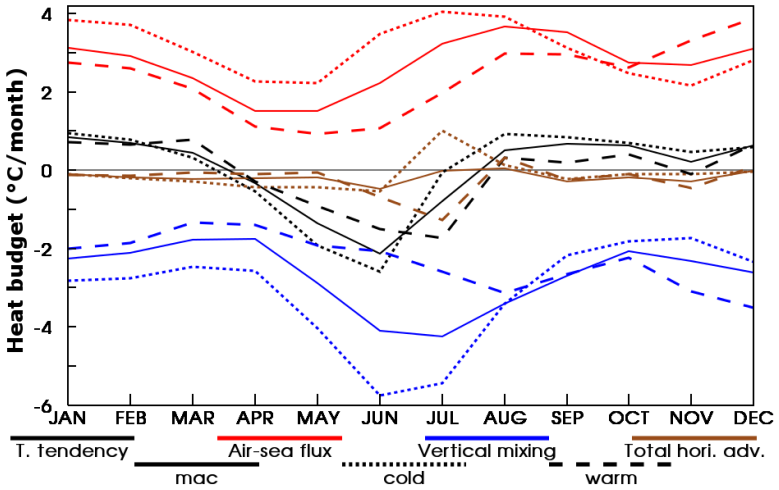


Figure 6. Mean annual cycle (MAC) in dotted line, and composites of cold (warm) ACT events years in solid line (dashed line) of the different terms of the mixed-layer heat budget in (°C/month) averaged in the central box [15°W-6°W, 4°S-1°N].

3.2 Cold ACT events

In Figure 6, the mean mixed-layer heat budget of the five cold (dotted curves) and five warm (dashed curves) ACT events selected (see Table 2) are compared with the mean annual cycle (solid curves, see also Figure 5).

During cold ACT events, heat storage and its three main contributions differ in comparison to those of the mean annual cycle. From March to June, the temperature tendency decreases in response to the dominant contribution of the strongly decreasing vertical mixing, the weaker contribution of total horizontal advection (which still contributes to a negative temperature tendency), and increased air-sea fluxes (with a positive contribution to the temperature tendency, thus limiting the cooling of the other terms). A brutal change occurs between June and July as the temperature trend increases (less cooling). It is due primarily to total horizontal advection, while surface fluxes and vertical mixing play a minor role. They contribute to the reversal of the sign of the temperature tendency. After July, the temperature tendency further increases, mainly due to weaker cooling by vertical mixing. Consequently, during cold ACT events, the minimum of the temperature tendency term (–2.5 °C/month) in June is smaller (more negative) than in the mean annual cycle (–2.0 °C/month), and the change of sign of the temperature tendency term happens earlier, i.e. in July rather than August, in the mean annual cycle. Finally, total horizontal advection, which was weak during the cooling phase between March and June, plays a leading role in stopping the cooling of the ACT in June-July until its warming in July-August.

In order to better understand the processes at work during cold ACT events, Figure 7 presents the heat budget anomalies of the five cold ACT events. The anomalies are computed monthly with respect to the mean annual cycle. Temperature tendency anomalies (black curve) are negative from February to June,

with a minimum of –0.55 °C/month in May, significant at the 90% confidence level. Vertical mixing anomalies (blue curve) are negative and significant from January to June but seem to be fully balanced by air-sea flux anomalies (red curve), which are significantly positive from April to June. Consequently, at first glance, the temperature tendency anomalies are controlled by total advection anomalies (brown curve). In fact, the sum of vertical mixing and air-sea flux anomalies (referred to hereafter as SMFA, purple curve, with a significant lowest value of –0.45 °C/month reached in May) are slightly stronger than total horizontal advection anomalies. Due to intense vertical mixing, the SMFA are the strongest contributors to the cooling of the mixed-layer until mid-July.

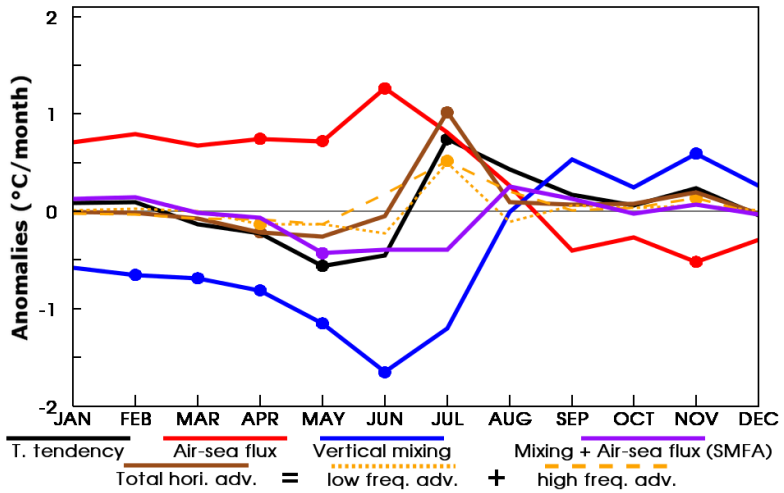


Figure 7. Cold ACT events anomalies to the mean annual cycle of the mixed-layer heat budget terms (in °C/month) averaged in the central box [15°W-6°W, 4°S-1°N]. Dots indicate the significance at the 90% confidence level.

We have shown that during cold ACT events the air-sea heat flux is increased. This is primarily due to a reduced latent heat flux (10W/m2 to 15W/m2 from January to August) and secondarily due to an increased solar flux in April (10W/m2) and May (5W/m2). These phenomena and their intensities are confirmed in several reanalysis (ERA-I, ICOADS, NCEP Reanalysis 2, TropFlux). The enhanced solar flux seems to be mainly due to a reduced cloud cover (not shown). The reduced latent heat flux could be surprising as the wind intensification during cold ACT events should enhance evaporation and consequently act as a positive feedback by decreasing the mixed-layer temperature anomalies. A reduced latent heat flux has already been observed in several studies (Foltz et al. 2003; Foltz and McPhaden 2006; Marin et al. 2009), which attributed the latent heat flux anomalies to SST anomalies. Foltz and McPhaden (2006) showed that, in the ACT, variations of the latent heat flux are strongly correlated to variations of the vertical humidity gradient, which is mainly influenced by SST fluctuations. Therefore, it appears that latent heat flux anomalies are a consequence of SST anomalies, which affect the vertical humidity gradient.

In the mean annual cycle, the total horizontal advection plays only a minor role for the mixed-layer temperature tendency. In July, during cold ACT events, the significant total horizontal advection anomalies prevail over the negative SMFA and change the sign of the temperature tendency anomalies. The origin of these total horizontal advection anomalies is now investigated, to understand the role played by the SEC, the temperature gradient and the equatorial waves. The central box experiences the greatest temperature anomalies (Figure 9a), strengthening the

temperature gradient along the equator (with colder temperatures around 10°W than in the east and a stronger equatorial front). Perez et al. (2012) showed that TIWs have a high variance when the ACT is anomalously cold and therefore enhance eddy advection. This appears to be partly responsible for the total horizontal advection anomalies as the high frequency advection (including all types of equatorial waves) abnormally warms the central box by 0.5°C/month (Figure 7, orange dashed curve). As discussed previously, a higher horizontal resolution allows a better representation of TIWs and would probably enhance high frequency advection anomalies. The low frequency advection also presents a positive anomaly of 0.5°C/month (Figure 7, orange dotted curve). As there are no SEC velocity anomalies in July (Figure 8, blue curve), these low frequency advection anomalies are solely due to the stronger zonal temperature gradient compared to neutral years. So, this stronger temperature gradient compared to neutral years leads to significantly positive horizontal advection anomalies (1 °C/month) in July. These positive total horizontal advection anomalies start the decrease of the ACT's intensity.

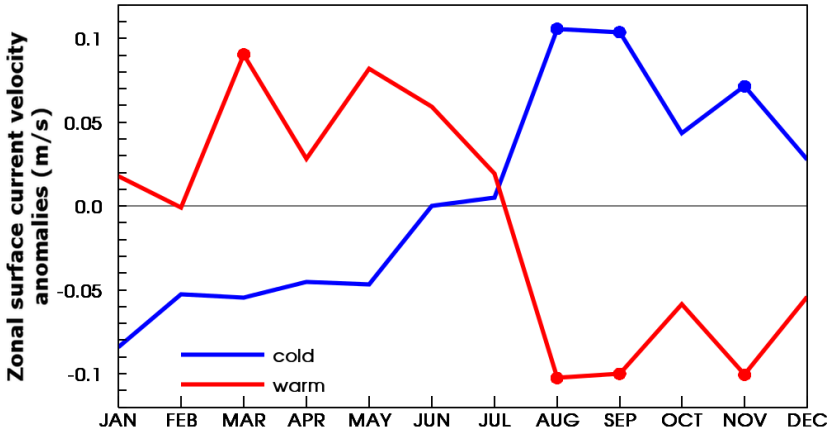


Figure 8. Zonal surface current velocity (i.e. SEC velocity) anomalies to the mean annual cycle (in m/s) averaged in the central box [15°W-6°W, 4°S-1°N] for cold (blue curve) and warm (red curve) ACT events. Dots indicate the significance at the 90% confidence level.

We now examine the spatial and temporal distribution of the mixed-layer properties with the Hovmöller diagram presented in Figure 9a. The mixed-layer temperature anomalies are significantly negative at the 90% confidence level from March to August between 30°W and 5°E, with a minimum value of –1.5°C in June at 10°W. Accordingly, the cold tongue temperature falls down to 25°C (a threshold used by Caniaux et al. (2011) to define the cold tongue) earlier than during neutral years. Vertical mixing anomalies (Figure 9b) are stronger than during neutral years at the 90% confidence level along the equator from February to July and with a minimum of –1.5 °C/month in June at 10°W. This is consistent with the location of the minimum of temperature anomalies in Figure 9a.

The surface wind stress is often proposed as an indicator of the origin of the vertical mixing variability. However, the wind energy flux ($\mathrm{WEF} = \tau_x.\mathrm{u} + \tau_y.\mathrm{v}$) is a much more relevant parameter in explaining the spatial and temporal variability of vertical mixing (Giordani et al. 2013; Lubbecke et al. 2014). The WEF represents the flux of kinetic energy transferred from the atmosphere into the ocean through the air-sea surface. When surface wind stress and surface currents have the same (opposite) direction, the atmosphere provides (withdraws) energy to (from) the ocean

and consequently increases (decreases) the oceanic kinetic energy (Giordani and Caniaux 2011; Giordani et al. 2013; Voldoire et al. 2014).

The WEF anomalies superimposed on vertical mixing anomalies (Figure 9c) bring up a zonal shift between the maximum of the WEF anomalies (10-5 m3/s3) at 40°W and the vertical mixing anomalies at 10°W (where the WEF anomalies reach 10-6 m3/s3). In fact, the maximum of vertical mixing anomalies occurs where MLD anomalies are significantly negative and are associated with significantly positive WEF anomalies. This result highlights the fact that efficient mixing occurs where intense kinetic energy is provided into shallow mixed-layers.

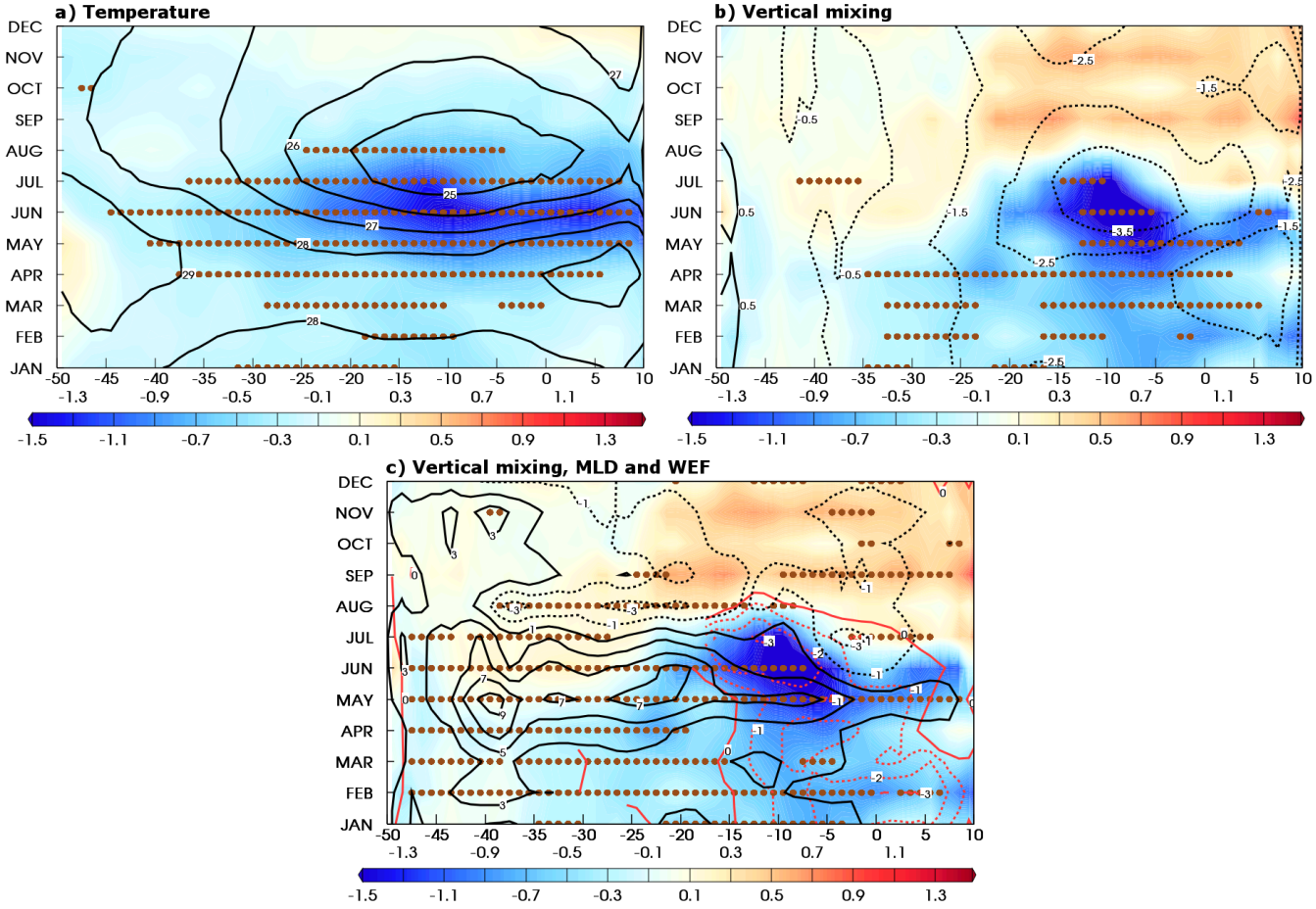


Figure 9. Time versus longitude Hovmöller composite diagrams for cold ACT events (latitude averaged over 4°S-1°N) extending from 50°W to 10°E. a) Temperature mean annual cycle (average 1982-2007) in isoline (every 1°C), temperature anomalies in color (in °C), and significance at the 90% confidence level (dots). b) Vertical mixing mean annual cycle (average 1982-2007) in isoline (every °C/month), vertical mixing anomalies in color (in °C/month), and significance at the 90% confidence level (dots). c) Vertical mixing anomaly in color (in °C/month), mixed-layer depth anomalies (where MLDs are shallower than 20 m) in red isoline (every 1 m), WEF anomalies in black isolines (every $2*10^{-6}$ m^3/s^3), and significance of WEF anomalies at the 90% confidence level (dots).

A meridional cross-section in the central box is presented in Figure 10 to understand how the WEF impacts the vertical mixing during cold ACT events. We focus here on June, when vertical mixing anomalies are the strongest. As suggested by Giordani et al. (2013), the WEF forcing generates vertical velocities, adjusting the MLD, the stratification and the vertical shear of horizontal current. Through this adjustment processes, the WEF controls the production of TKE and therefore the vertical mixing. During cold ACT events, WEF anomalies generate anomalous

upward velocities south of the equator (not shown) that increase the vertical shear of horizontal current close to the MLD (Figure 10). This positive vertical shear anomaly is located within the SEC. As the stratification is increased below the mixed-layer (due to cold water advection by the anomalous upward velocities), the mechanical source of turbulence is trapped in the mixed-layer.

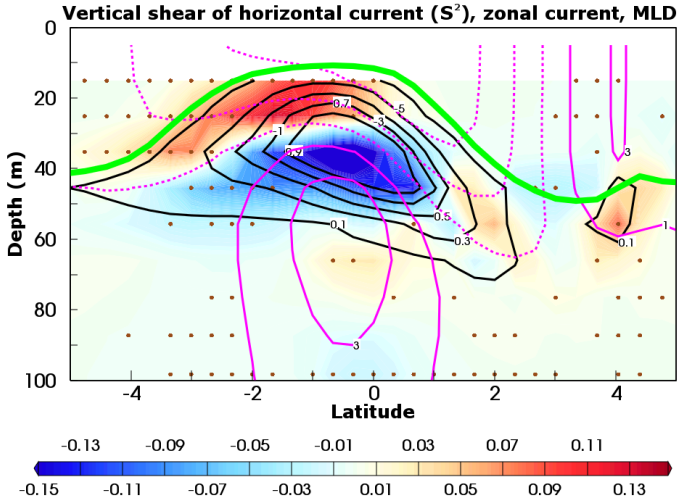


Figure 10. Meridional vertical cross-section in June for cold ACT events (longitude averaged over 15°W-6°W) of the vertical shear of horizontal current (S^2) mean annual cycle (average 1982-2007) in black isoline (every $0.2*10^{-3}$ s^2), S^2 anomalies in color (in 10^{-3} s^2), and significance of S^2 anomalies at the 90% confidence level (dots). Purple isolines (every $2*10^{-1}$ m/s) and the green curve represent respectively the zonal current and the MLD during cold ACT events.

Cold ACT events are associated with high TIW variance (Perez et al. 2012) along the equatorial front. TIWs are known to be the strongest from July to September (von Schuckmann et al. 2008; Perez et al. 2012) and west of 10°W (Jochum et al. 2004; Jochum et al. 2005; von Schuckmann et al. 2008). Many studies showed that TIWs locally enhances the vertical mixing (Jochum and Murtugudde 2006; von Schuckmann et al. 2008; Lien et al. 2008; Moum et al. 2009; Hummels et al. 2013). Thus, TIWs must contribute to the vertical mixing enhancement, but only after the peak of SST anomalies (in June) and in the narrow frontal area. Therefore, TIWs should not be the main factor controlling the vertical mixing anomalies during the development of the temperature anomalies (March to June) in the central box.

Here it should be reminded that ACT events where selected according to the spring wind. So it is not surprising to raise the role of the WEF as a common driver of the cooling on the years considered. However, the selection criterion was weak and it was rather a test on the sign of the wind than a criterion on its intensity. Therefore, the leading role of the WEF and mixing in controlling the cold ACT events formation was not fully imposed by the set-up.

In summary, cold ACT events are characterized by negative anomalies of vertical mixing, which prevail over positive anomalies of air-sea flux from March to June. Thus, more cold water is introduced into the mixed-layer. Shallow MLDs present during cold ACT events promote the cooling by vertical mixing (because there is less water to cool), allowing a fast cooling. In July, total horizontal advection anomalies become sharply positive and damp the cumulative effect of the two leading terms of the mixed-layer heat budget. This abrupt change is attributed to the strong SST anomalies within the ACT that change the horizontal temperature

gradient: i) they reinforce the equatorial front, which might lead to enhanced equatorial waves, increasing the warming by high frequency advection; ii) they reverse the zonal temperature gradient, which is westward until June and eastward in July, increasing the warming by low frequency advection. This can be viewed as a negative feedback to the local SMFA effects.

3.3 Warm ACT events

During warm ACT events (dashed curves in Figure 6), the contribution of air-sea fluxes is weak in comparison with the mean annual cycle (and in comparison with cold ACT events), and vertical mixing is less negative than in the mean annual cycle from January to August. Importantly, the negative contribution of total horizontal advection from May to July allows the minimum of the temperature tendency (–1.5 °C/month) to be shifted to July, i.e. one month later than in the mean annual cycle and during cold ACT events.

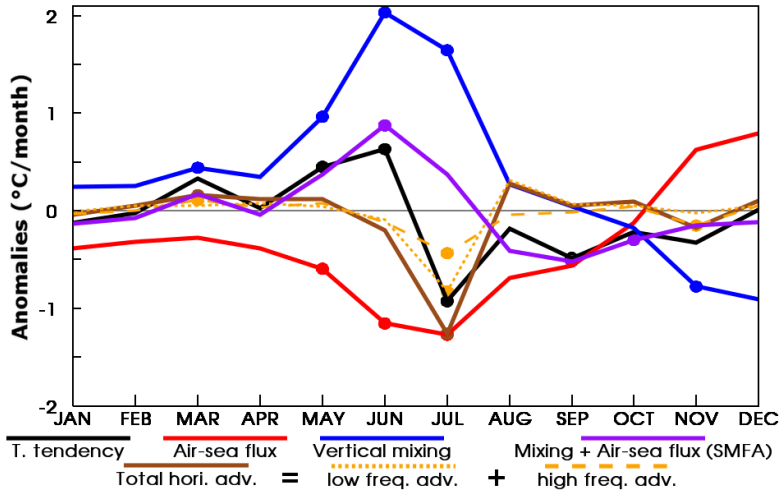


Figure 11. Same as Figure 7 for warm ACT events.

The heat budget anomalies of the five warm ACT events (Figure 11) indicate that temperature tendency anomalies (black curve) are positive from February to June, with a significant maximum value of 0.6 °C/month reached in June. During the same period, vertical mixing anomalies (blue curve) present significantly strong positive values, while air-sea flux anomalies (red curve) are negative, with a significant minimum of –1.3 °C/month in June and July. As for cold ACT events, vertical mixing anomalies are nearly compensated by air-sea flux anomalies, but SMFA remain positive (purple curve). Air-sea flux anomalies are mainly due to negative latent heat flux anomalies from May to July (–6W/m2 to –16W/m2) and secondly due to solar flux anomalies from February to June (–6W/m2 to –9W/m2) (not shown). As during cold ACT events, latent heat flux anomalies seem to be the consequences of SST anomalies, and the solar heat flux reduction is linked to an increased cloud cover (not shown). As for cold ACT events, the temperature tendency anomalies from March to June are controlled by SMFA and total horizontal advection anomalies (brown curve). Large positive SMFA (1 °C/month) in June are induced by the dominant role of vertical mixing anomalies.

The weaker spring cooling compared to neutral years modifies the temperature gradient along the equator and causes significantly strong negative anomalies of total

horizontal advection (–1.3 °C/month). As during cold ACT events, both high and low frequency advection anomalies (respectively –0,45 °C/month and –0,85°C/month) contribute to the total horizontal advection anomalies (Figure 11). As already explained, we may hypothesize that high frequency advection is underestimated at the model resolution, so that its cooling effect could be larger than estimated from our model. It is interesting to note that beyond July, total horizontal advection anomalies increase (i.e. less cooling), while cooling is further maintained by the SMFA until August. This sequencing of processes results in a later ACT development during warm ACT events compared to cold ACT events or even neutral years.

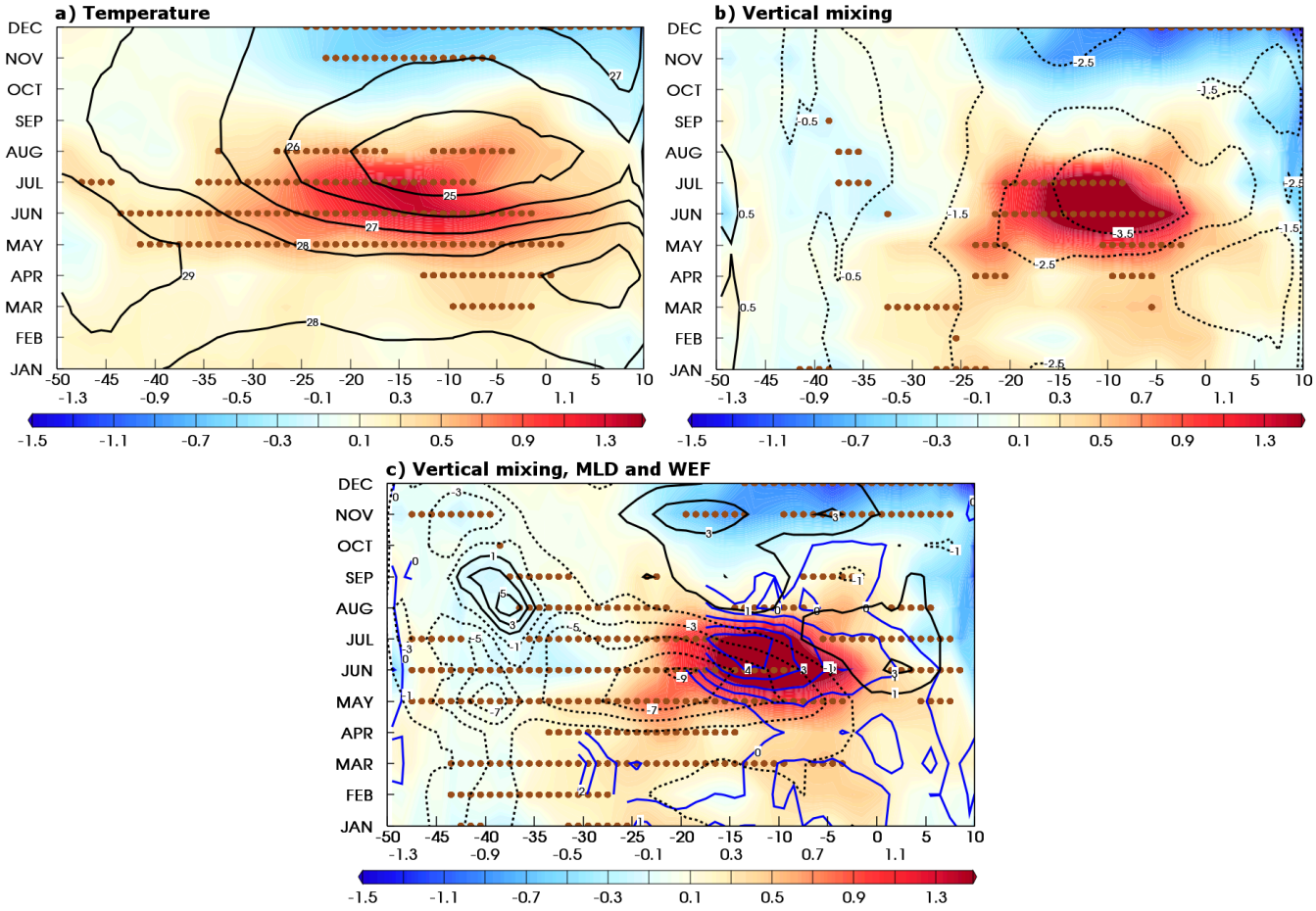


Figure 12. Same as Figure 9 for warm ACT events.

The warm temperature anomalies presented in the Hovmöller diagram in Figure 12a are significant from March to August between 35°W and 0°E, and a maximum value of 1.5°C is reached in July at 15°W. Unlike during cold ACT events, the temperature anomalies east of 0°E are not significant. This might explain why the low frequency advection anomalies are stronger during warm ACT events compared to cold ACT events: east of the central box the SST anomalies that are weaker during warm ACT events, generating stronger zonal temperature gradient anomalies (note that during cold and warm ACT events, SEC velocity anomalies are almost zero in July – Figure 8). The temperature anomalies rapidly decrease after July and are followed by significantly cold anomalies in November and December.

The vertical mixing anomalies presented in Figure 12b are strongly positive (meaning less mixing) and significant from April to August in the band 20°W-5°W.

Vertical mixing anomalies reach a maximum of 1.5 °C/month in June and July between 15°W and 5°W. Figure 12c indicates quite good phasing between the negative anomalies of WEF (–5*10-6 m3/s3) and the positive anomalies of MLD (Figure 12c). Symmetrically to cold ACT events, WEF anomalies decrease the vertical upward velocity south of the equator, which reduces the vertical shear of horizontal current near the mixed-layer (not shown). As the vertical shear anomalies decrease the production of TKE, the vertical mixing is reduced. This means that too little kinetic energy injected into mixed-layers, which are too deep, fails to produce intense vertical mixing and cooling.

We thus conclude that cold and warm ACT events involve the same leading processes: vertical mixing, air-sea fluxes and total horizontal advection. Cold ACT events initiate and develop through intense vertical mixing resulting from intense WEF injected into shallow MLDs during a short period of time (May-June). This explains why this category of events develops rapidly. Total horizontal advection tends to damp cold ACT events just after the maximum cooling is reached in July. On the other hand, warm ACT events are characterized by a deficit of vertical mixing (even if this process remains the leading term of the mixed-layer heat budget) due to weaker WEF and deeper MLDs. However, the local warm anomalies favor horizontal advection of relatively colder waters, which extends the cooling period. As a result, warm ACT events are less intense due to weaker vertical mixing but are lenghtened by horizontal advection.

4. Summary and discussion.

In this study, the mechanisms generating anomalous cold and warm canonical Atlantic cold tongue (ACT) events (i.e. SST anomalies preceded by wind stress anomalies of the same sign) are investigated using a mixed-layer heat budget computed with a forced ocean general circulation model. The global model, forced with COREv2 interannually varying forcing, reproduces the interannual variability of the ACT quite well. The coldest and warmest events of the last 26 years (1982-2007) were selected by using a classification based on sea surface temperature (SST) and zonal wind stress anomalies. A cold (warm) ACT event is selected when there is a negative (positive) SST anomaly at the center of the equatorial Atlantic in late spring, preceded by a negative (positive) zonal wind stress anomaly to the west. This classification was applied to ten datasets derived from observations and/or reanalysis. Therefore the selected events did not depend on a single dataset or model so as to ensure the robustness of our results. With this methodology, five cold and five warm ACT events were selected. It has been checked that the simulation reproduces correctly the selected events. The combination of this robust classification and a comprehensive mixed-layer heat budget analysis allowed the main physical processes of the upper ocean driving cold and warm ACT events to be highlighted.

The mean annual cycle of the heat budget obtained from the model is consistent with previous studies based on specific years (Foltz et al. 2003; Peter et al. 2006; Jouanno et al. 2011b; Wade et al. 2011b; Giordani et al. 2013; Hummels et al. 2013, 2014; Schlundt et al. 2014). It shows that the temperature tendency is the result of three main processes, in decreasing order of importance: vertical mixing, air-

sea fluxes and horizontal advection. Our study confirms the dominant role of vertical mixing at the base of the mixed-layer in the spring cooling of the ACT.

Our results with regard to interannual variability further indicate that vertical mixing remains the main process controlling anomalies leading to cold and warm canonical ACT events, a result already suggested by Wade et al. (2011b), based on only three years (but particularly contrasted in terms of timing and intensity of cooling).

Note that during both cold and warm ACT events, vertical mixing anomalies are significant in March. The correlation between vertical mixing anomalies in March and SST anomalies in June has been computed over the period 1982-2007. We found a high correlation of 0.67 that is significant at the 99% confidence level. This may indicate that early spring vertical mixing anomalies could be used as a predictor to forecast SST anomalies during the formation of the ACT at a two months lead time.

A specific diagnostic was used to characterize vertical mixing anomalies in the cold and warm ACT events: the wind energy flux (WEF), a measure of the coupling between the atmosphere and the oceanic upper-layers. The WEF increases when the surface wind stress and the surface currents have the same direction, thus favoring the vertical current shear and the increase of vertical mixing down to the base of the shallow mixed-layers of the ACT. The composites of the five cold and five warm ACT events showed that the vertical mixing anomalies are clearly related to the WEF anomalies. During cold (warm) ACT events, a stronger (weaker) WEF input related to stronger (weaker) south-easterly trade winds in May-July increases (decreases) vertical mixing at the base of the mixed-layer, which results in an increased (decreased) incorporation of thermocline cold waters into the mixed-layer. Vertical mixing anomalies are partially balanced by air-sea flux anomalies. The air-sea flux feeds back by reducing (increasing) the latent heat flux and increasing (reducing) the solar heat flux. However, vertical mixing anomalies prevail over air-sea flux anomalies, allowing the development of negative (positive) SST anomalies from March to June during cold (warm) ACT events.

Another important difference between cold and warm ACT events is the duration of the cooling. During cold ACT events, positive horizontal advection anomalies contribute to reversing the sign of the temperature tendency term from negative to positive and thus to stopping the cooling of the ACT in July and even to warming the ACT in August. In contrast, during warm ACT events, negative horizontal advection anomalies arise in July and extend the temperature cooling until August, thus partially compensating for the less intense cooling due to weaker vertical mixing. Both low and high frequency contributes to this compensating effect. Event if the effect of high frequency advection is probably underestimated in our model, the sign of advection would not be modified.

The role of advection has been suggested by Burls et al. (2012) and Lübbecke et al. (2014) to explain the interannual variability of the ACT. Here we demonstrate the important role of horizontal advection, which stops the cooling period during cold ACT events and extends the cooling period during warm ACT events. Consequently, horizontal advection, which plays a minor role in the formation of the ACT itself, controls the duration of the cooling period in boreal summer.

As all our results are based on a model study, they might include some errors. For example, SST anomalies are stronger in the simulation than in other datasets and this could imply an overestimation of the anomalies of the heat balance terms. However, we have a good confidence in the realism of our simulation because the mixed-layer heat budget mean annual cycle computed with our model is comparable

with the literature (based on model or observations). Besides SST anomalies are slightly overestimated but their timing is good. Therefore the mechanisms at work have the correct time-scale. This overestimation could be well explained by the fact that the model is forced and thus damping processes by the ocean-atmosphere coupling could be underestimated. Additionally, our model was an interesting tool to estimate the mixed-layer heat budget anomalies since the errors in estimating the heat budget from observations only would probably have been at least as large as they are in our model.

As in our classification the selected ACT events are in common agreement between several datasets, many of our model results (concerning SST, heat fluxes, cloud cover, WEF, vertical shear of horizontal current,…) have been confirmed by these datasets.

Antagonism of mixing and advection processes refers to the delayed oscillator often used to describe the ENSO cycle (Suarez and Schopf 1988; Battisti and Hirst 1989). In such simplified models, the system oscillates under a rapid positive feedback and a slow negative feedback. In the case of the Atlantic cold tongue, the mixed-layer heat budget performed in this study suggests that the rapid positive feedback represents the mutual increase/decrease between the WEF and vertical mixing (similar to the Bjerknes feedback in the Pacific) and the slow negative feedback represents the readjustment of water masses by the current and the equatorial waves. This result is consistent with the advective-reflective oscillator, in which the zonal advection tends to warm the oceanic upper-layers in the equatorial Pacific (Picaut et al. 1997; Clarke et al. 2000).

In this study, we focused on cold and warm canonical ACT but there is other sources of interannual variability than the wind. In particular, the deep ocean or the ocean subsurface (under the mixed-layer) is another factor that can influence the ACT formation. For example, Richter et al. (2013) suggested that non-canonical ACT events could be controlled by meridional advection under the mixed-layer. Non-canonical ACT events are less frequent, and thus our compositing methodology could not be used in this case. To address this question, we performed a careful analysis of the heat budget during some if these events (not shown). Our first results suggest that the same processes are involved during canonical and non-canonical ACT events but their intensity, timing and the location are different.

Additionally, our classification focuses on the location of maximum equatorial cooling (around 10°W). Based on this classification, we could not find evidence of a link between the intensity of the cooling at 10°W with either the westward extension of the cooling along the Equator or with the southeastern tropical Atlantic. The processes linking the interannual variability in these two regions must be investigated in further studies.

4.3 Discussion

L'analyse du bilan de chaleur de la couche de mélange a confirmé que le mélange vertical est la source principale du refroidissement saisonnier de l'ACT. Ce résultat est en accord avec les études récentes (Foltz et al. 2003 ; Wade et al. 2011b ; Jouanno et al. 2011a et 2011b ; Giordani et al. 2013 ; Hummels et al. 2013, 2014 ; Schlundt et al. 2014). Nous avons également montré que ce processus contrôle l'apparition des anomalies de température de la couche de mélange lors des événements froids et chauds de notre classification. L'importance du mélange vertical dans la variabilité interannuelle de l'ACT avait déjà été suggérée par Marin et al. (2009) et Wade et al. (2011b). Notre étude confirme ce résultat avec l'analyse de plusieurs événements.

Lors des événements froids et chauds, nous avons montré que les anomalies du flux net de chaleur s'opposent aux anomalies de refroidissement par le mélange vertical. Nous avons montré que ces anomalies de flux net de chaleur sont majoritairement causées par le flux de chaleur latente. Ce phénomène est particulier car l'intensification (le ralentissement) du vent lors des événements froids (chauds) devrait augmenter (diminuer) l'évaporation, et ainsi contribuer à l'amplification des anomalies de température de la couche de mélange. Ce phénomène a déjà été remarqué par plusieurs études (Foltz et al. 2003 ; Foltz and McPhaden 2006 ; Marin et al. 2009), qui ont attribué les anomalies du flux de chaleur latente aux anomalies de température. En effet, Foltz and McPhaden (2006) ont étudié les variations du flux de chaleur latente en le décomposant en une partie influencée par le vent, et une autre par le gradient vertical d'humidité. Ces auteurs ont montré que dans l'ACT, les variations du flux de chaleur latente sont davantage corrélées aux fluctuations du gradient vertical d'humidité (corrélation supérieure à 0,6) qu'à celles de la partie due au vent (corrélation inférieure à 0,5). Ils ont ensuite étudié les fluctuations du gradient vertical d'humidité, et ont montré qu'elles sont davantage corrélées aux variations de la SST (corrélation supérieure à 0,7), qu'à celles de l'humidité (corrélation inférieure à 0,2). Les anomalies du flux de chaleur latente semblent donc être une conséquence des anomalies de SST qui affectent le gradient vertical d'humidité dans la langue d'eau froide.

Le rôle de l'advection dans la variabilité interannuelle avait déjà été suggéré par Burls et al. (2012) et Lübbecke et al. (2014). Notre étude a prouvé le rôle important de l'advection horizontale, qui stoppe le refroidissement lors des événements froids et le prolonge lors des événements chauds. Par conséquent, l'advection horizontale, qui a un rôle mineur lors de la mise en place du refroidissement, contrôle la durée du refroidissement pendant l'été boréal.

Ce rôle de l'advection a pu être mis en évidence grâce à notre classification. En effet, nous avons choisi de sélectionner des années présentant des anomalies de SST pendant la formation de l'ACT (de mai à juillet), et non pas pendant l'été (de juin à août) ou en fin de saison (juillet à septembre). De cette manière, les années présentant des anomalies de SST en fin d'été ne sont pas sélectionnées et par conséquent elles ne masquent pas la réaction de l'océan aux anomalies de SST.

Cette opposition entre le rôle du mélange vertical et celui de l'advection horizontale évoque les théories de l'oscillateur retardé ou rechargé, souvent utilisées pour décrire les cycles du phénomène El Niño/oscillation australe (ENSO ; Suarez

and Schopf 1988 ; Battisti and Hirst 1989 ; Jin 1997). Cette théorie propose que la croissance de l'ENSO sème les graines de sa propre décroissance. En effet, lors d'une phase positive de l'ENSO, les anomalies positives de vent d'est dans le centre de l'océan pacifique génèrent des ondes de Kelvin se propageant vers l'est, qui approfondissent la thermocline. Cela permet la croissance de la phase positive de l'ENSO. Par la suite, les ondes de Kelvin se réfléchissent sur le continent à l'est du bassin, pour former des ondes de Rossby. Ces ondes se propagent vers l'ouest avec le courant équatorial, qui advecte les anomalies de température vers l'ouest (Picaut et al. 1997 ; Clarke et al. 2000). Cela entraine la décroissance de la phase positive de l'ENSO. Dans le cas de notre étude de l'ACT, les événements chauds se forment grâce à des anomalies négatives de WEF, qui approfondissent la MLD et diminuent le mélange. Puis ces événements disparaissent à cause de l'advection.

4.4 Synthèse du chapitre

Quels processus contrôlent la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique ?

- Notre étude des événements froids et chauds a montré que le processus moteur des anomalies de température de la couche de mélange est le mélange vertical. En effet, ce processus est plus intense lors des événements froids, et moins intense lors des événements chauds, contrôlant ainsi la quantité d'eau froide provenant de la thermocline introduite dans la couche de mélange. Le refroidissement anormal de la couche de mélange se produit majoritairement en mai et juin.
- Les flux nets de chaleur, et plus particulièrement le flux de chaleur latente, réduisent l'effet du mélange vertical pendant toute la période pendant laquelle il présente des anomalies. Les anomalies de flux net de chaleur atténuent ainsi l'intensité des anomalies de température de la couche de mélange.
- L'advection horizontale a une grande importance pendant l'été (en juillet), alors que sont rôle est mineur lors de l'apparition des anomalies de température (en mai et juin). En effet, au mois de juillet, des anomalies d'advection horizontale réduisent les anomalies de température de la couche de mélange lors des événements froids et chauds. Ces anomalies d'advection horizontale contribuent à stopper le refroidissement de la langue d'eau froide lors des événements froids, et à prolonger le refroidissement lors des événements chauds.

Chapitre 5

Compléments sur les processus de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique

Ce chapitre prolonge l'étude des processus physiques liés à la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique (ACT), en utilisant le modèle NEMO et la classification des événements froids et chauds de l'ACT (section 2.2). Ce chapitre propose d'abord de tester la sensibilité des résultats présentés dans le chapitre 4 à la position de la "boîte centrale" (section 5.1). Ensuite nous étudions le rôle de la vitesse verticale lors des événements froids et chauds de l'ACT (section 5.2). La section 5.3 présente quelques événements particuliers : les cas où les anomalies de température de surface de la mer (SST) sont précédées par des anomalies de la tension de vent zonale du signe opposé. Enfin, la section 5.4 fait la synthèse des principaux résultats de ce chapitre.

Chapitre 5 143
5.1 Influence de la position de la boîte 144
5.1.1 Cycle annuel moyen 144
5.1.2 Événements froids et chauds de l'ACT 148
5.1.3 Discussion 150
5.2 Mélange vertical et vitesse verticale 151
5.2.1 Événements froids et chauds de l'ACT 151
5.2.2 Discussion 157
5.3 Cas particuliers de l'ACT 158
5.3.1 L'ACT de 1994 159
5.3.2 L'ACT de 1987 162
5.3.3 L'ACT de 1998 164
5.3.4 Discussion 166
5.4 Synthèse du chapitre 167

5.1 Influence de la position de la boîte

Les processus principaux de la variabilité interannuelle de l'ACT ont été montrés dans le chapitre 4. Ce travail repose entièrement sur la "boîte centrale". On peut donc se demander si les résultats dépendent de la position de la zone d'étude. Nous nous intéressons particulièrement dans cette section à l'advection horizontale, car les études précédentes ne s'accordent pas sur son rôle et son intensité dans la tendance de température de la couche de mélange. L'advection horizontale pourrait donc être différente selon la zone analysée.

Similairement à la section 2.3.1, cette partie montre, avec de faibles déplacements, l'influence de la position de la "boîte centrale" sur les bilans de chaleur moyens (cycle annuel moyen 1982-2007) et les bilans de chaleur des événements froids et chauds de l'ACT. Dans chaque cas, nous étudierons les résultats obtenus lorsque la "boîte centrale" est décalée de 5° vers l'est ("boîte centrale est"), de 5° vers l'ouest ("boîte centrale ouest"), ou centrée sur l'équateur ("boîte centrale équateur").

Nous proposons une zone d'étude centrée sur l'équateur car cette position est souvent utilisée (Keenlyside and Latif 2007 ; Lübbecke et al. 2010, 2014 ; Burls et al. 2011, 2012 ; Brandt et al. 2011, 2014 ; Lübbecke and McPaden 2012, 2013 ; Richter et al. 2013 ; Kucharski et al 2015). Cette boîte centrée sur l'équateur est une transposition dans l'Atlantique de l'indice Niño3 dans le Pacifique, qui sert à décrire le phénomène El Niño/oscillation australe (ENSO). Nous vérifions ici la pertinence d'une telle boîte pour décrire l'ACT, même si ce refroidissement est plus marqué au sud de l'équateur dans l'Atlantique.

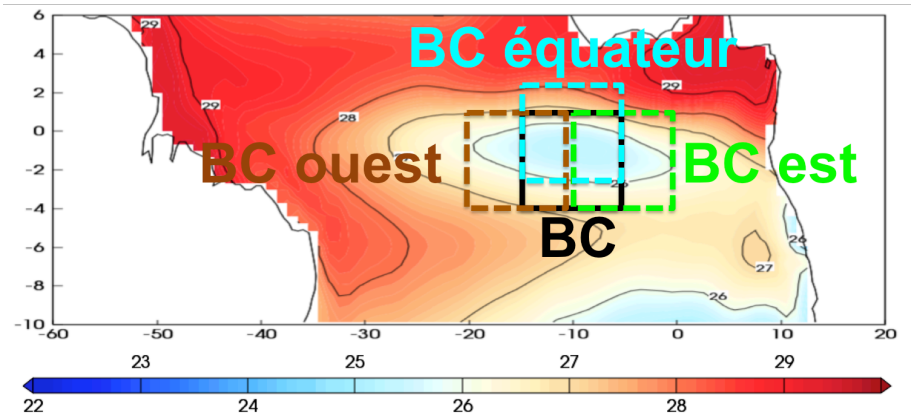


Figure 5.1 : SST (en °C) simulée de mai-juin-juillet, moyennée sur la période 1982-2007 et délimitations de la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N] (BC en noir), la "boîte centrale est" [10°W-1°W ; 4°S-1°N] (BC est en vert), "boîte centrale ouest" [20°W-11°W ; 4°S-1°N] (BC ouest en marron), et "boîte centrale équateur" [15°W-6°W ; 2,5°S-2,5°N] (BC équateur en cyan)

5.1.1 Cycle annuel moyen

La Figure 5.2 montre les cycles annuels moyens du bilan de chaleur de la couche de mélange, calculés dans les différentes boîtes. À première vue, les composantes du bilan de chaleur et la tendance de température sont équivalentes dans les quatre zones. Une étude plus détaillée permet de déceler quelques différences entre les régions étudiées : les trois composantes principales de la tendance de température de la couche de mélange restent les mêmes (divergence des flux de chaleur, mélange vertical à la base de la couche de mélange, et advection horizontale), mais leurs intensités ne sont pas tout à fait identiques.

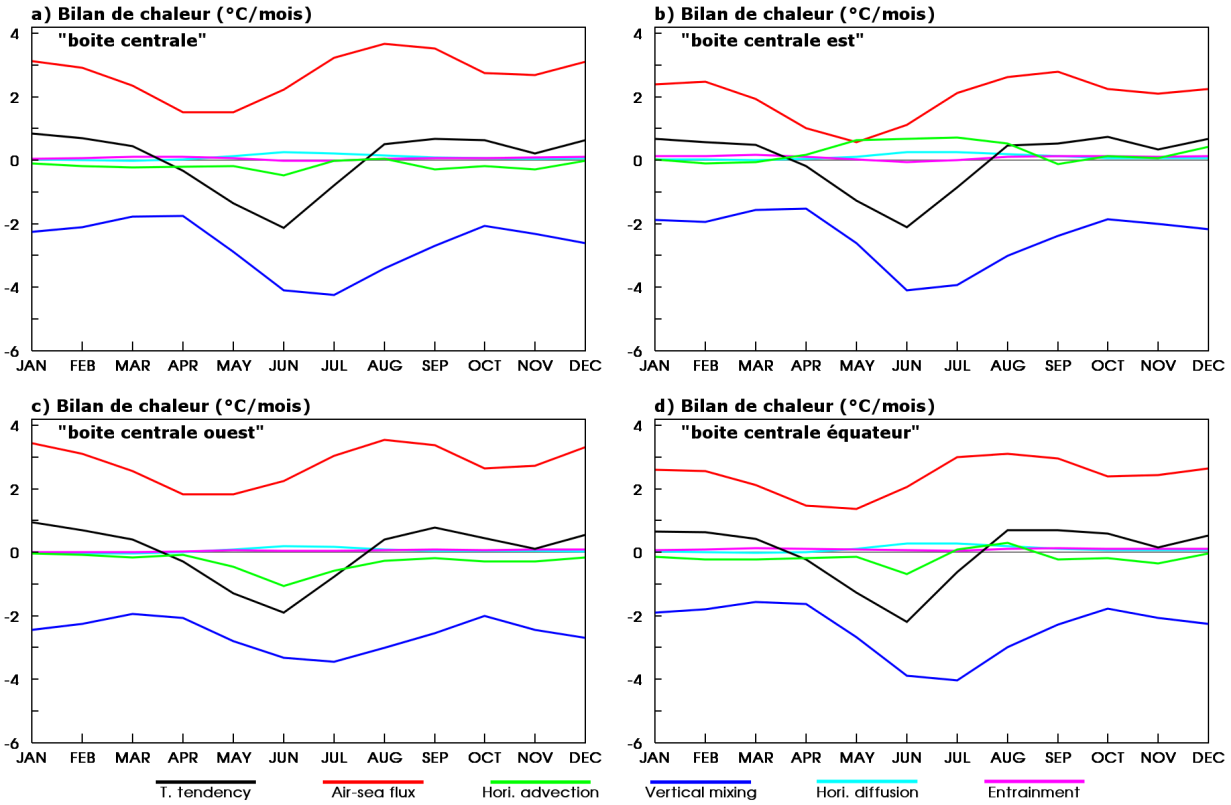


Figure 5.2 : Cycles annuels moyens (moyenne 1982-2007) des termes du bilan de chaleur de la couche de mélange (en °C/mois), moyennés dans a) la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N], b) la "boîte centrale est" [10°W-1°W ; 4°S-1°N], c) la "boîte centrale ouest" [20°W-11°W ; 4°S-1°N], d) la "boîte centrale équateur" [15°W-6°W ; 2,5°S-2,5°N].

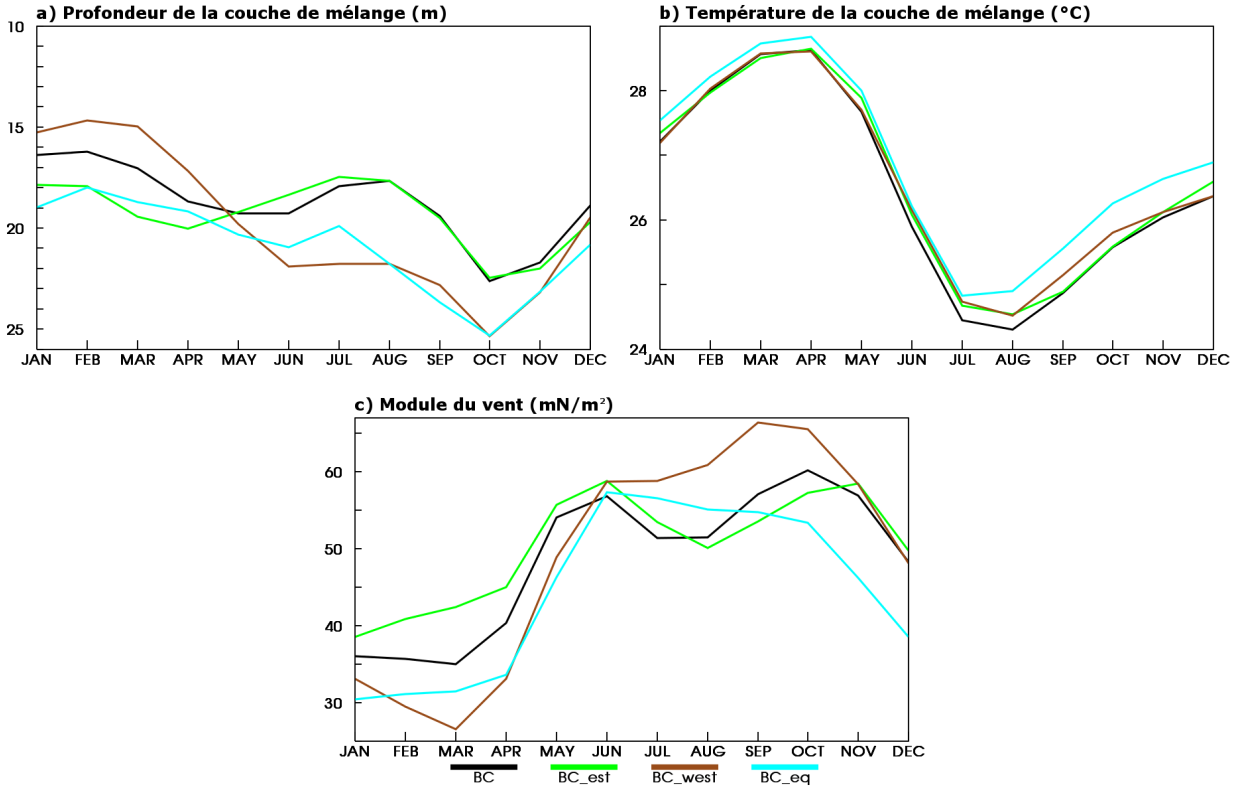


Figure 5.3 : Cycles annuels moyens (moyenne 1982-2007) simulés de a) la profondeur de la couche de mélange (MLD03, en m), b) la température de la couche de mélange (en °C), c) le module du vent (en mN/m^2), et moyennés dans les boîtes suivantes : "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N] (courbe noire), "boîte centrale est" [10°W-1°W ; 4°S-1°N] (courbe verte), "boîte centrale ouest" [20°W-11°W ; 4°S-1°N] (courbe marron), et "boîte centrale équateur" [15°W-6°W ; 2,5°S-2,5°N] (courbe cyan).

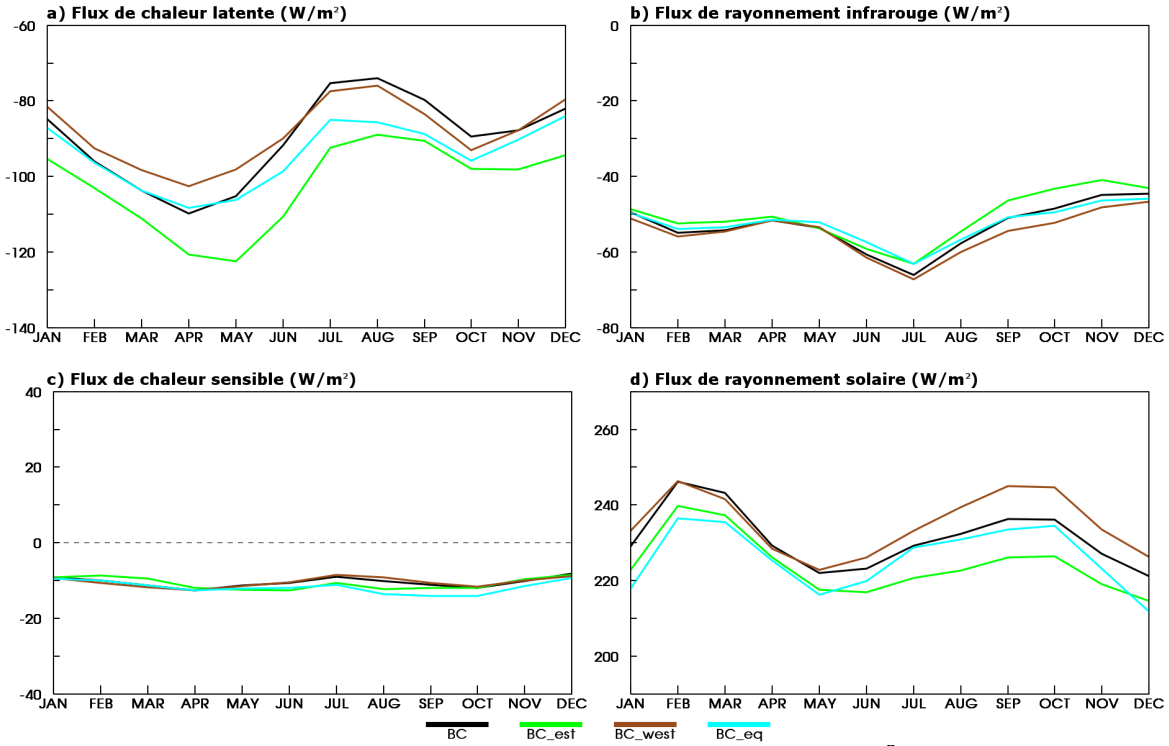


Figure 5.4 : Cycles annuels moyens (moyenne 1982-2007) des flux (en W/m^2) simulées de a) chaleur latente, b) rayonnement infrarouge, c) chaleur sensible, d) rayonnement solaire, moyennées dans les boîtes suivantes : "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N] (courbe noire), "boîte centrale est" [10°W-1°W ; 4°S-1°N] (courbe verte), "boîte centrale ouest" [20°W-11°W ; 4°S-1°N] (courbe marron), et "boîte centrale équateur" [15°W-6°W ; 2,5°S-2,5°N] (courbe cyan).

Les flux de chaleur réchauffent moins la couche de mélange dans la "boîte centrale est" que dans la "boîte centrale ouest", alors que dans les deux autres régions ce forçage est quasi identique (Figure 5.2, courbes rouges). Cela provient principalement du flux de rayonnement solaire et du flux de chaleur latente. La moins grande profondeur de la couche de mélange (MLD) dans la partie orientale de l'Atlantique équatorial que dans la partie occidentale (Figure 5.3a) permet une plus faible absorption du flux de rayonnement solaire dans la couche de mélange. De plus, ce flux est légèrement plus faible dans la "boîte centrale est" que dans la "boîte centrale ouest" (Figure 5.4d), ce qui renforce la différence de réchauffement entre les deux zones. Les flux de chaleur à la surface (Figure 5.4) indiquent que la plus grande différence entre les quatre régions provient du flux de chaleur latente. En effet, la "boîte centrale est" perd plus de chaleur par évaporation que les autres boîtes (Figure 5.4a), ce qui augmente encore la différence de réchauffement entre la "boîte centrale est" et la "boîte centrale ouest". Ces pertes de chaleur peuvent être en partie causées par la forte intensité du vent (Figure 5.3c) dans la "boîte centrale est" de janvier à juin.

Le mélange vertical à la base de la couche de mélange est équivalent dans toutes les boîtes, sauf la "boîte centrale ouest" (Figure 5.2, courbes bleues). Dans cette région, le refroidissement par mélange vertical augmente très peu pendant l'été boréal. Cela est en partie causé par l'approfondissement de la couche de mélange dans cette zone pendant l'été, qui augmente le volume d'eau à refroidir et par conséquent ralentit le refroidissement. Cependant, la MLD est à peu près équivalente dans la "boîte centrale équateur" de mai à décembre (Figure 5.3a), et cette région montre une forte augmentation du mélange vertical pendant l'été boréal.

Il est donc fortement probable que le faible refroidissement de la "boîte centrale ouest" par le mélange vertical provienne d'un gradient vertical de température ou d'un cisaillement vertical de courant plus faible.

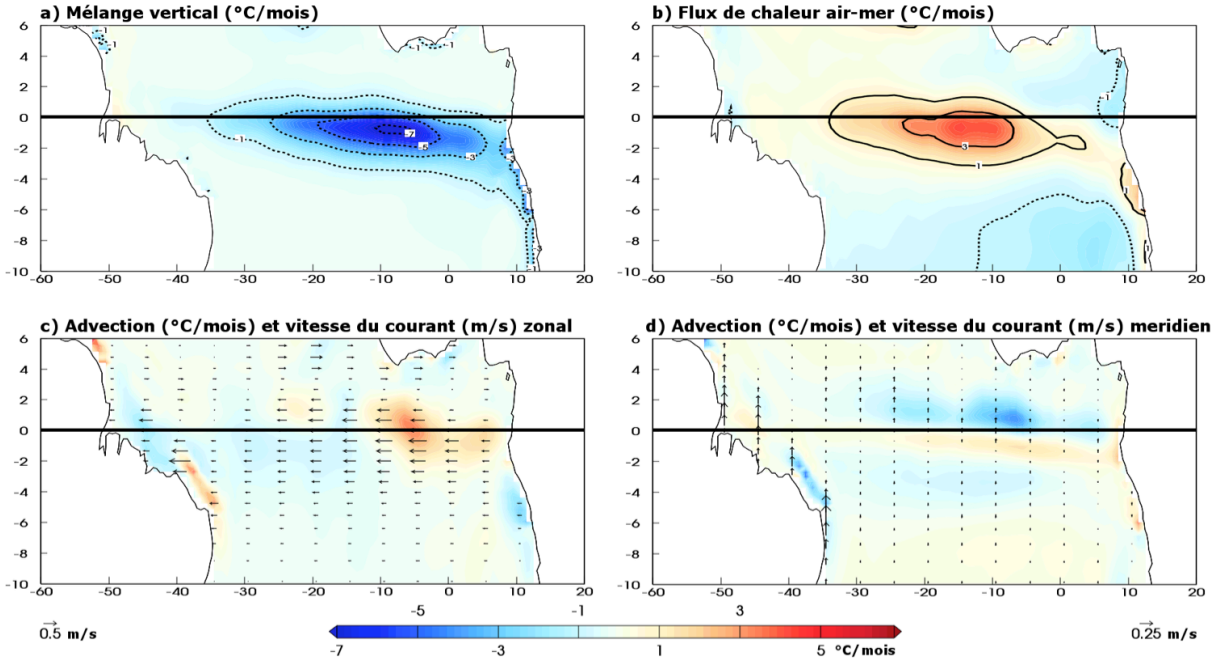


Figure 5.5 : Valeurs moyennes 1982-2007 dans l'Atlantique équatorial pendant la période mai-juin-juillet a) du mélange vertical (en °C/mois, isolignes tous les 2°C/mois), b) du flux de chaleur air-mer (en °C/mois, isolignes tous les 2°C/mois), c) de l'advection zonale (couleur, en °C/mois) et de la vitesse du courant zonal (vecteurs, en m/s), d) de l'advection méridienne (couleur, en °C/mois) et de la vitesse du courant méridien (vecteurs, en m/s).

L'advection horizontale (Figure 5.2, courbes vertes) réchauffe la "boîte centrale est" et refroidit les autres. La "boîte centrale ouest" est plus refroidie par advection que la "boîte centrale équateur" et que la "boîte centrale".

L'advection horizontale réchauffe d'environ 0,9°C/mois de mai à août la "boîte centrale est" (Figure 5.2b, courbe verte). Dans cette région, le bord oriental de la boîte est nettement plus chaud que son bord occidental (Figure 5.1). Cela a un impact sur l'advection zonale, qui est particulièrement forte entre 10°W et 0°E (Figure 5.5c). Malgré le faible réchauffement de cette région par les flux de chaleur, la "boîte centrale est" n'est pas plus froide que les autres (Figure 5.3b) à cause de l'advection horizontale.

La "boîte centrale ouest" est fortement refroidie par l'advection horizontale comparée aux autres régions (-1°C/mois au mois de juin, 3 fois plus que dans la "boîte centrale"). Le mélange vertical étant très intense entre 10°W et 0°E (Figure 5.5a), c'est la zone la plus froide de l'équateur pendant l'été boréal. Comme la "boîte centrale ouest" se situe à l'ouest de 10°W, l'eau froide présente à l'est de 10°W est advectée dans la "boîte centrale ouest" par le courant équatorial sud (SEC). Ce fort refroidissement par l'advection horizontale compense partiellement la faible diminution de température causée par le mélange vertical.

Dans la "boîte centrale équateur", l'advection horizontale refroidit plus que dans la "boîte centrale" (respectivement -0,7°C/mois et -0,3°C/mois en juin). Le maximum de refroidissement par mélange vertical est au sud de l'équateur (Figure 5.5a), et donc l'advection méridienne prend une place importante dans ce cas (-1,1°C/mois au mois de juin). Dans la région, le courant est majoritairement zonal

(Figure 5.5c), mais un léger courant méridien (Figure 5.5d) tend à étendre la langue d'eau froide vers le nord. Or, au nord de la "boîte centrale", se trouve le golfe de Guinée, dans lequel les SST sont chaudes. Le gradient de température méridien est donc très fort dans cette zone frontale (voir section 1.2.1). Le transport vers le nord par le nSEC cause un refroidissement par advection très fort, bien que la vitesse méridienne soit très faible (Figure 5.5d). En juin, l'advection horizontale refroidit un peu plus la "boîte centrale équateur" que la "boîte centrale" car au nord de l'équateur l'advection méridienne est négative.

5.1.2 Événements froids et chauds de l'ACT

Nous avons montré dans le chapitre 4 que lors des événements froids (chauds), les anomalies de température dans la "boîte centrale" sont causées dans la période avril-mai-juin par une augmentation (diminution) du refroidissement par le mélange vertical. Cette intensification (réduction) du refroidissement est en partie compensée par l'augmentation (la diminution) du réchauffement par les flux de chaleur. Ensuite, en juillet, des anomalies positives (négatives) d'advection horizontale réduisent les anomalies de température de la couche de mélange. Cette section cherche à déterminer comment ces processus sont affectés par la position de la "boîte centrale". À première vue, les processus et la chronologie mis en évidence dans la "boîte centrale" sont également retrouvés dans les différentes zones d'études (Figure 5.6 et Figure 5.7).

Les anomalies de mélange vertical à la base de la couche de mélange sont quasiment identiques dans toutes les boîtes (Figure 5.6 et Figure 5.7, courbes bleues). Ces zones d'étude au centre de l'Atlantique équatorial sont toutes affectées par les anomalies de mélange vertical car c'est à cet endroit que les anomalies de flux d'énergie cinétique moyenne de surface (WEF) et les anomalies de MLD se superposent (voir section 4.2, Figure 9c et Figure 11c).

Lors des événements froids, les anomalies de tendance de température de la couche de mélange, sont fortes dans la "boîte centrale est", alors que dans cette zone elles sont assez faibles lors des événements chauds (Figure 5.6b et Figure 5.7b, courbes noires). Cela est causé par des anomalies de mélange vertical plus intenses (en valeur absolue) lors des événements froids que chauds (Figure 5.6b et Figure 5.7b, courbes bleues). Nous retrouvons bien ici la dissymétrie entre les événements froids et chauds remarquée dans la section 2.3.1 : les anomalies de SST sont maximales dans la région [25°W-0°E ; 4°S-2°N] lors des événements chauds, alors qu'elles sont maximales sur toute l'ACT lors des événements froids (environ [20°W-12°E ; 6°S-1°N], en suivant la forme de la langue d'eau froide).

Les anomalies d'advection sont également affectées par la position de la boîte : dans la "boite centrale ouest", les anomalies d'advection horizontale participent davantage aux anomalies de tendance de température qu'au centre de l'Atlantique équatorial ("boite centrale" et "boite centrale équateur") ; dans la "boite centrale est", les anomalies d'advection horizontale stoppent plus tôt les anomalies de tendance de température (en juin) qu'au centre de l'Atlantique équatorial (en juillet).

Dans l'ensemble, la position de la "boîte centrale" n'a pas une trop grande influence sur le bilan de chaleur, que ce soit pour le cycle annuel moyen, ou pour les anomalies lors des événements froids et chauds de l'ACT. Cela montre la robustesse des processus étudiés.

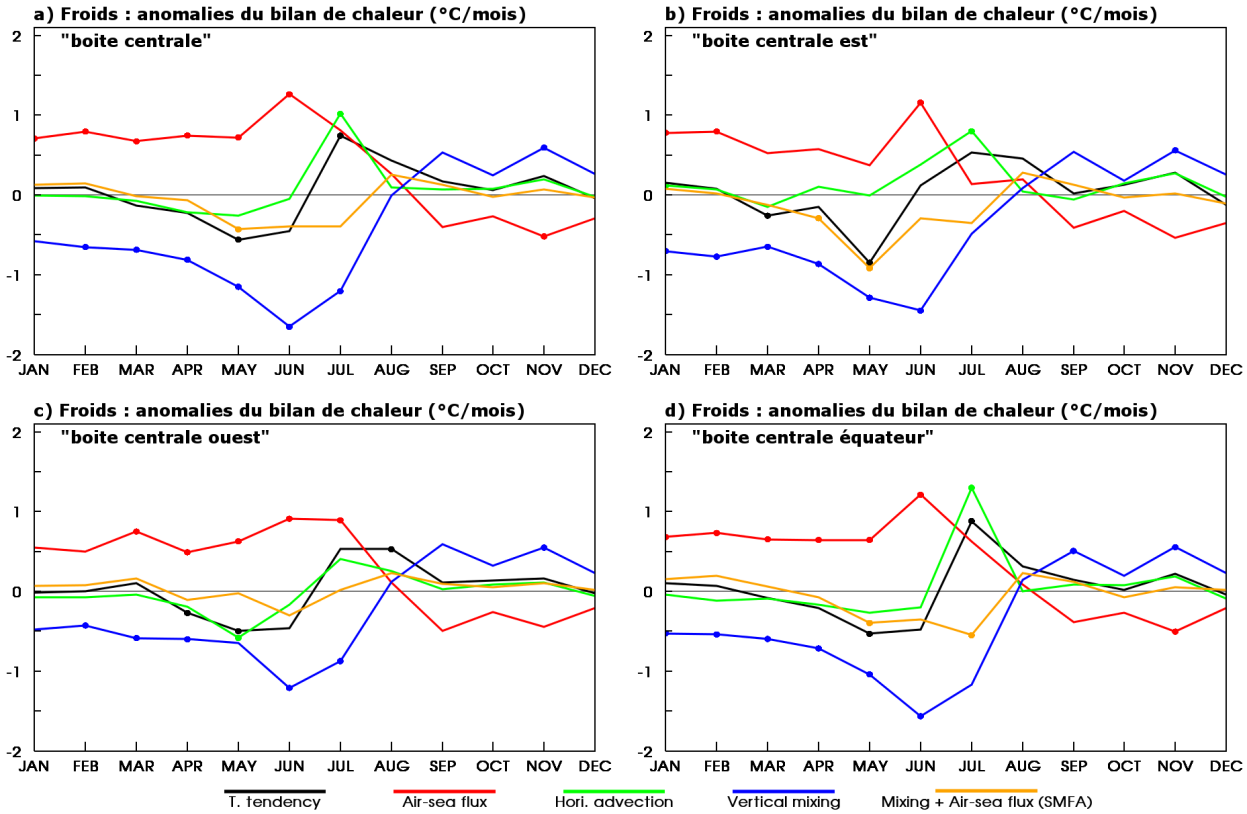


Figure 5.6 : Anomalies par rapport au cycle annuel moyen des termes du bilan de chaleur (en °C/mois) lors des événements froids, moyennés dans a) la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N] et b) la "boîte centrale est" [10°W-1°W ; 4°S-1°N], c) la "boîte centrale ouest" [20°W-11°W ; 4°S-1°N], d) la "boîte centrale équateur" [15°W-6°W ; 2,5°S-2,5°N]. Les points indiquent que les anomalies sont significatives à 90%.

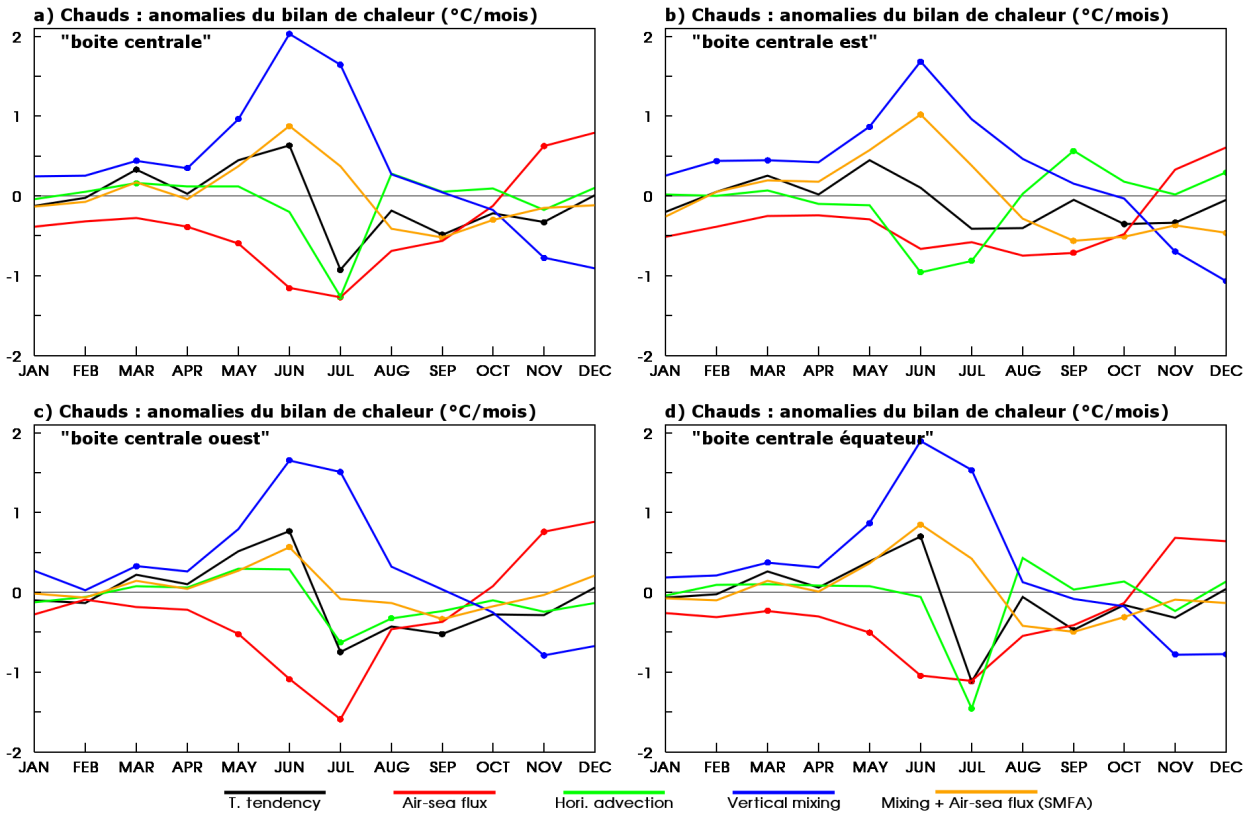


Figure 5.7 : Idem Figure 5.6 pour les événements chauds.

5.1.3 Discussion

Nous avons mis en évidence que la zone d'étude modifie principalement le rôle de l'advection. En effet, l'advection horizontale dépend principalement du gradient zonal de température, donc si on se situe à l'est du refroidissement maximal, l'advection a tendance à réchauffer, tandis que si on se situe à l'ouest, l'advection refroidit la couche de mélange. Cette limite entre les zones où l'advection réchauffe et celles où elle refroidit varie dans le temps. Cela peut expliquer pourquoi les études précédentes (Foltz et al. 2003 ; Peter et al. 2006 ; Wade et al. 2011b ; Jouanno et al. 2011a, 2011b ; Giordani et al. 2013 ; Hummels et al. 2013, 2014 ; Schlundt et al. 2014), qui ont examiné des endroits et des moments différents, ont obtenu des résultats différents en ce qui concerne l'advection.

Cette étude de la position de la "boîte centrale" a montré que pour bien caractériser les événements froids et chauds que nous avons sélectionnés (voir section 2.2), il est nécessaire d'analyser une zone située autour de la position moyenne du minimum de température (10°W), là où les anomalies de température sont maximales. D'autre part, c'est à cet endroit que ces anomalies affectent le plus le gradient zonal de température, ce qui engendre les anomalies d'advection zonale pendant l'été boréal.

Ces tests sur la position de la "boîte centrale" ont également permis de montrer que la "boîte centrale équateur" (zone similaire à celle utilisée dans de nombreuses études de l'ACT) est tout à fait pertinente, et qu'elle présente à peu près les mêmes anomalies du bilan de chaleur de la couche de mélange que la "boîte centrale". Cependant, la "boîte centrale équateur" est plus chaude que la "boîte centrale" (Figure 5.3b), et est fortement influencée par la position du front équatorial (Figure 5.5d). Cela ne rend pas la "boîte centrale équateur" moins pertinente que la "boîte centrale", mais elles ne qualifient pas tout à fait les mêmes phénomènes : la "boîte centrale" caractérise vraiment la température du « cœur » de l'ACT, alors que la "boîte centrale équateur" inclut son extension vers le nord.

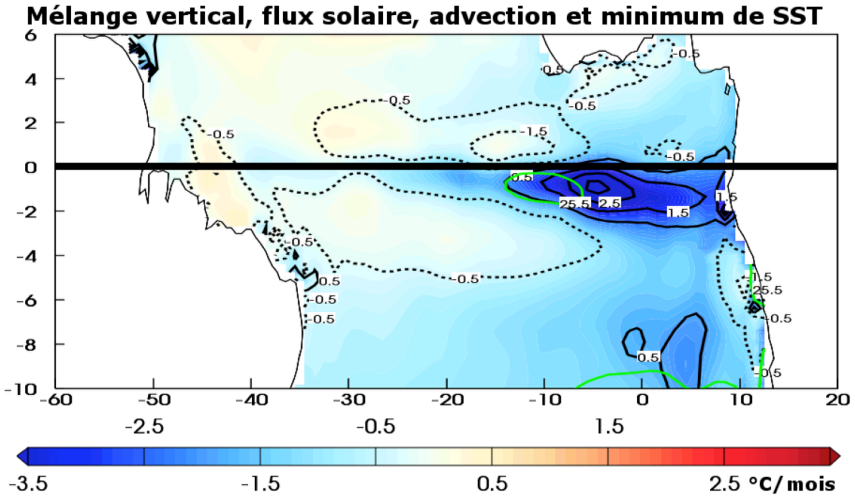


Figure 5.8 : Valeurs moyennes 1982-2007 dans l'Atlantique équatorial pendant la période mai-juin-juillet de la somme du mélange vertical et du flux de chaleur air-mer (couleurs, en °C/mois), de l'advection horizontale (isolignes noires tous les 1°C/mois), et du minimum de SST (isolignes vertes à 25,5°C).

Pour bien mettre en évidence les processus physiques de la formation de l'ACT, il est important de bien placer notre zone d'étude. Le minimum de température

de l'ACT, situé aux environs de 10°W au sud de l'équateur, est le résultat de la superposition de processus antagonistes : le flux de chaleur air-mer réchauffe la couche de mélange et est maximum entre 20°W et 8°W, l'advection la réchauffe également entre 12°W et les côtes africaines, tandis que le mélange vertical refroidit la couche de mélange entre 10°W et 5°W (Figure 5.5). La Figure 5.8 montre que le minimum de température se situe à 10°W au sud de l'équateur car à cet endroit la somme du mélange vertical et du flux de chaleur air-mer refroidit plus fortement que le réchauffement par advection horizontale. En plaçant la "boîte centrale" à cet endroit, on étudie donc les variations interannuelles à la position moyenne du minimum de température de l'ACT.

5.2 Mélange vertical et vitesse verticale

Certaines études, comme Lübbecke et al. (2014), présentent l'advection verticale comme l'une des principales sources de refroidissement de l'ACT. Cela est dû au fait que ces études s'intéressent à la tendance de température dans une couche de profondeur fixe (70m pour Lübbecke et al. 2014), et dans ce cas, l'apport de froid vient de la montée d'eau froide. Notre étude, comme beaucoup d'autres (e.g. Giordani et al. 2013), s'intéresse à la tendance de température dans une couche dont la profondeur varie (la couche de mélange). Ces études montrent que le processus de refroidissement majeur est le mélange vertical à la base de la couche de mélange. Cependant, Giordani et al. (2013) ont montré que la vitesse verticale a un rôle crucial, mais indirect dans le bilan de chaleur de la couche de mélange : elle préconditionne la couche de mélange en la rendant peu profonde, augmente le cisaillement vertical de courant et la stratification, et par conséquent intensifie le refroidissement par mélange vertical.

Cette partie s'intéresse au rôle de la vitesse verticale dans la formation des événements froids et chauds de l'ACT. Comme les événements froids et chauds de l'ACT sont quasi symétriques, les événements froids sont principalement décrits dans cette section.

5.2.1 Événements froids et chauds de l'ACT

Lors des événements froids, l'intensification de la tension de vent implique des anomalies positives de la divergence des courants de surface de janvier à juillet au sud de l'équateur (Figure 5.9a, couleurs), dans une zone où la divergence des courants de surface est positive dans le cycle annuel moyen (Figure 5.9a, isolignes). C'est également au sud de l'équateur entre janvier et juillet que les anomalies de refroidissement par mélange vertical sont négatives (Figure 5.10a). Pour mieux comprendre les processus de subsurface qui ont lieu lors des événements froids, nous nous concentrons ici sur le mois de juin, pendant lequel les anomalies sont maximales.

Les anomalies de la divergence des courants de surface au mois de juin sont fortement positives entre 2°S et l'équateur, et négatives entre l'équateur et 3°N (Figure 5.9a). Ces anomalies augmentent la vitesse verticale (vers la surface) via la divergence d'Ekman au sud de l'équateur, et la diminuent au nord (Figure 5.11). Près de la surface, le SEC est accéléré en direction du nord (Figure 5.11b). Ces deux effets combinés renforcent la circulation transéquatoriale (Figure 5.11a). Celle-ci accroît le gradient de SST, par un effet de convergence, au nord de l'ACT. Cette circulation transéquatoriale qui renforce le front équatorial a déjà été mise en

évidence dans l'Atlantique (Perez et al. 2013 ; Giordani et al. 2014) et le Pacifique (de Szoeke et al. 2007 ; Perez et al. 2010). Nous montrons ici que cette circulation est renforcée lors des événements froids et diminuée lors des événements chauds, modulant ainsi l'intensité et la position du front équatorial.

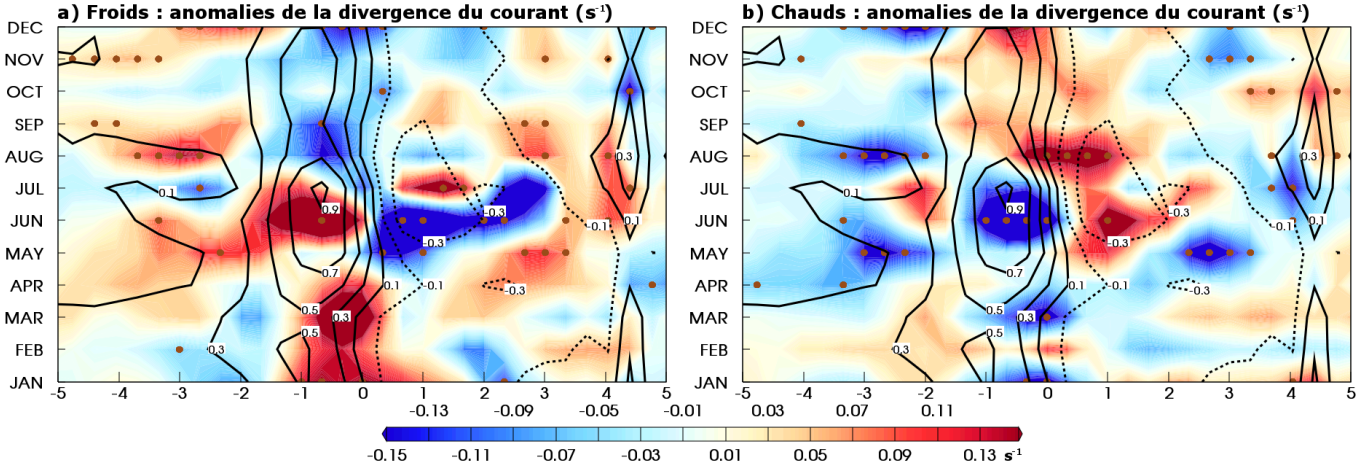


Figure 5.9 : Diagramme de Hovmöller temps versus latitude (moyenne en longitude 15°W-6°W) entre 5°S et 5°N, montrant le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) de la divergence du courant de surface (isolignes tous les 0,2s^{-1}) et les anomalies de la divergence du courant de surface (couleurs, en s^{-1}), lors des événements a) froids et b) chauds. Les points indiquent que les anomalies sont significatives à 90%.

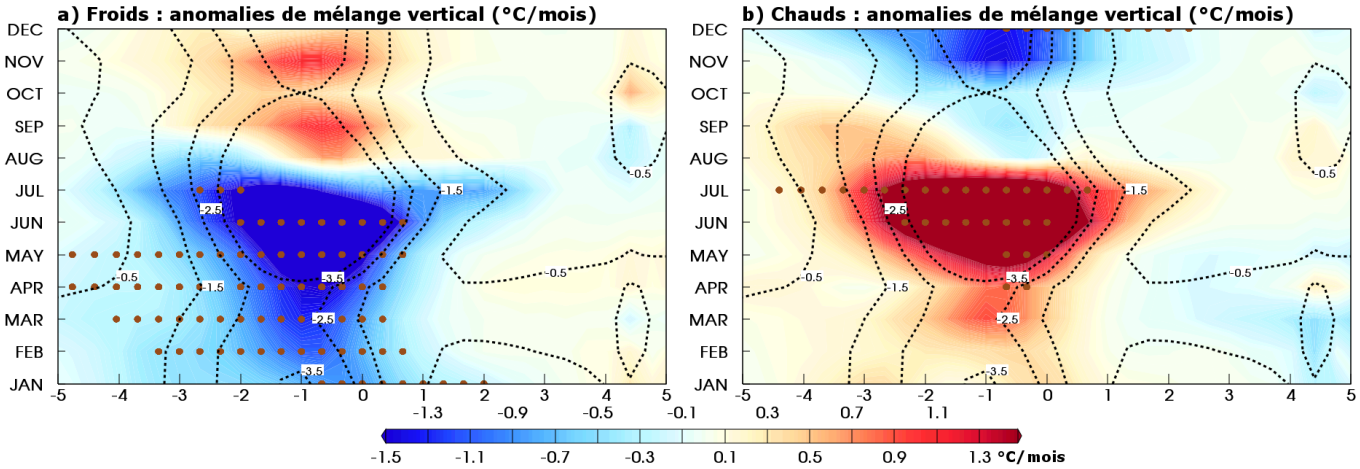


Figure 5.10 : Idem Figure 5.9 pour le cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) du mélange vertical à la base de la couche de mélange (isolignes tous les 1°C/mois) et les anomalies de mélange vertical à la base de la couche de mélange (couleurs, en °C/mois).

Le renforcement de cette circulation transéquatoriale a également pour effet de réduire la profondeur du SEC au sud de l'équateur, et de l'approfondir au nord de l'équateur (Figure 5.11a). D'autre part, la vitesse de ce courant est plus grande au nord de l'équateur, et il s'étend un peu plus au nord qu'en moyenne (Figure 5.11a).

L'augmentation de la vitesse verticale au sud de l'équateur transporte davantage d'eau froide vers la surface (Figure 5.12a). Cela forme une zone d'eau particulièrement froide entre 4°S et l'équateur, sous la couche de mélange. Dans cette zone les anomalies significatives de température atteignent -2°C. La Figure 5.13a montre que lors des événements froids, la température juste en dessous de la MLD03 est environ 1°C plus froide qu'en moyenne entre mai et juillet de 3°S à 1°N. C'est dans cette zone que les anomalies de vitesse verticale ont transporté de l'eau

froide (Figure 5.12a), et c'est également dans cette zone que le mélange vertical refroidit fortement la surface (Figure 5.10a).

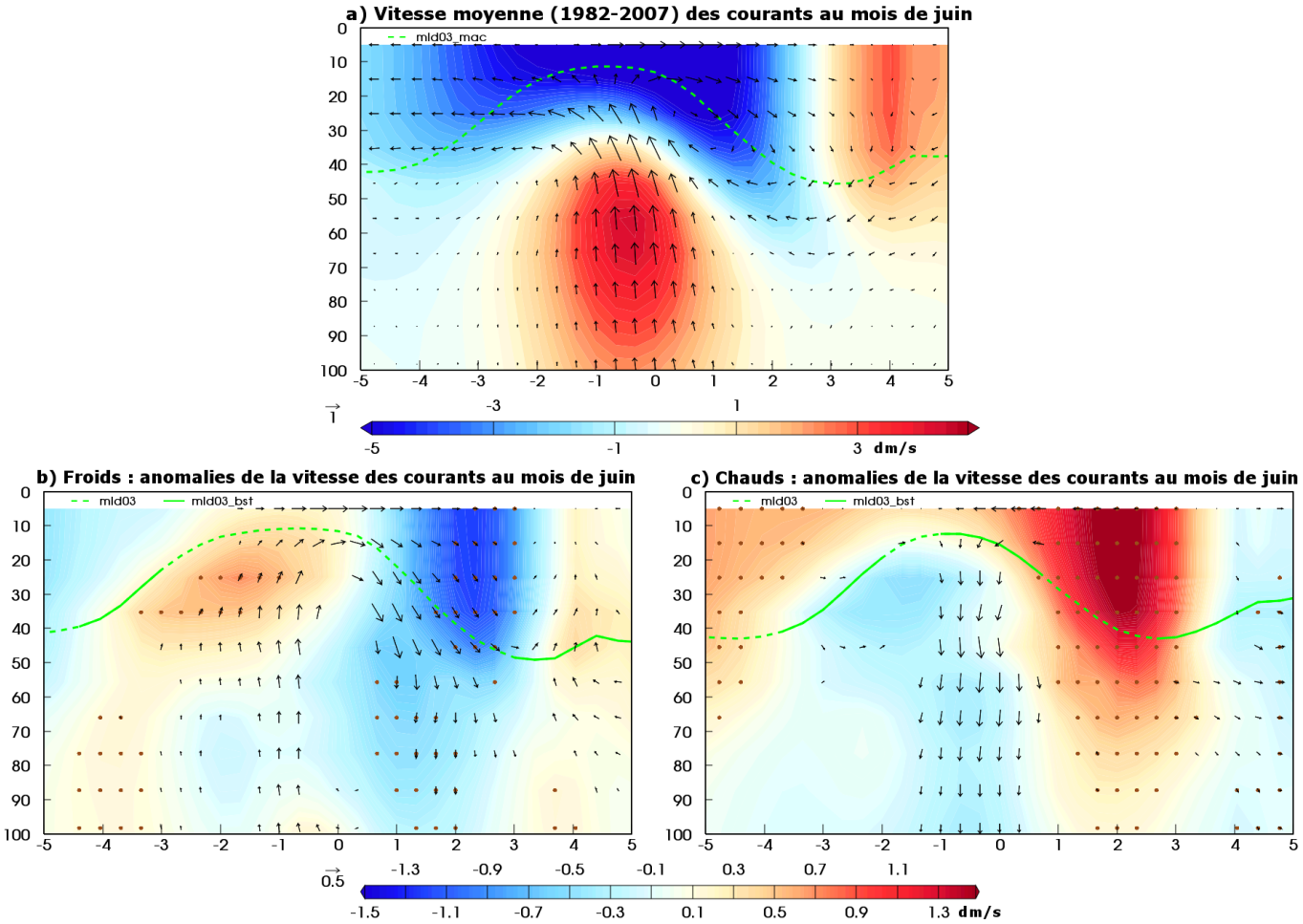


Figure 5.11 : Coupes profondeur (de la surface à 100m de profondeur) versus latitude (moyenne en longitude 15°W-6°W) entre 5°S et 5°N pendant le mois de juin, montrant a) la valeur moyenne (1982-2007) de la vitesse des courants (U : couleurs, en m/s ; V et W : vecteurs, V en dm/s et W en m/jour) et de la profondeur de la couche de mélange (courbe verte) ; les figures du bas montrent les anomalies des vitesses (U : couleurs ; V et W : vecteurs) et la profondeur de la couche de mélange (courbe verte) lors des événements b) froids et c) chauds. Les points indiquent que les anomalies de courant U (zonal) sont significatives à 90%. Les anomalies des vitesses méridienne et verticale montrées sont significatives à 90%.

La diminution de la température sous la couche de mélange a pour effet d'augmenter la densité (Figure 5.14a). Les anomalies de densité sont globalement significatives au sud de 2°N, mais c'est entre 15m et 60m de profondeur, et entre 5°S et l'équateur, sous la couche de mélange que ces anomalies sont particulièrement fortes. La disposition des anomalies de densité ressemble beaucoup à celle des anomalies de température, montrant que l'essentiel de la variation de densité provient de la variation de température. Les anomalies de densité sont particulièrement fortes entre 3°S et l'équateur (là où les anomalies de la vitesse verticale sont les plus intenses), ce qui augmente la courbure des isopycnes de chaque côté de l'équateur. Ce refroidissement sous la MLD03, associé à un fort gradient de température, permet un refroidissement efficace par mélange turbulent. Ce refroidissement est d'autant plus efficace que la couche de mélange est peu profonde à cet endroit.

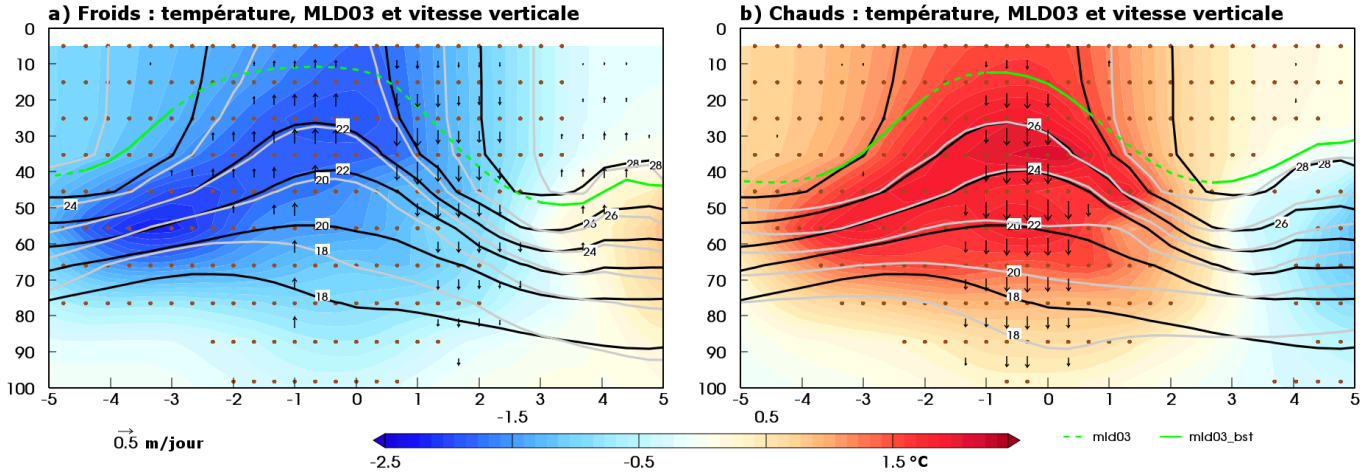


Figure 5.12 : Coupes profondeur (de la surface à 100m de profondeur) versus latitude (moyenne en longitude 15°W-6°W) entre 5°S et 5°N pendant le mois de juin, montrant : la température moyenne (moyenne 1982-2007, isolignes noires tous les 2°C), la température du composite (isolignes grises tous les 2°C), la profondeur de la couche de mélange du composite (courbe verte), les anomalies de température (couleurs, en °C), et les anomalies de la vitesse verticale (vecteurs, en m/jour), lors des événements a) froids et b) chauds. Les points indiquent que les anomalies de densité sont significatives à 90%. Les anomalies de la vitesse verticale montrées sont significatives à 90%.

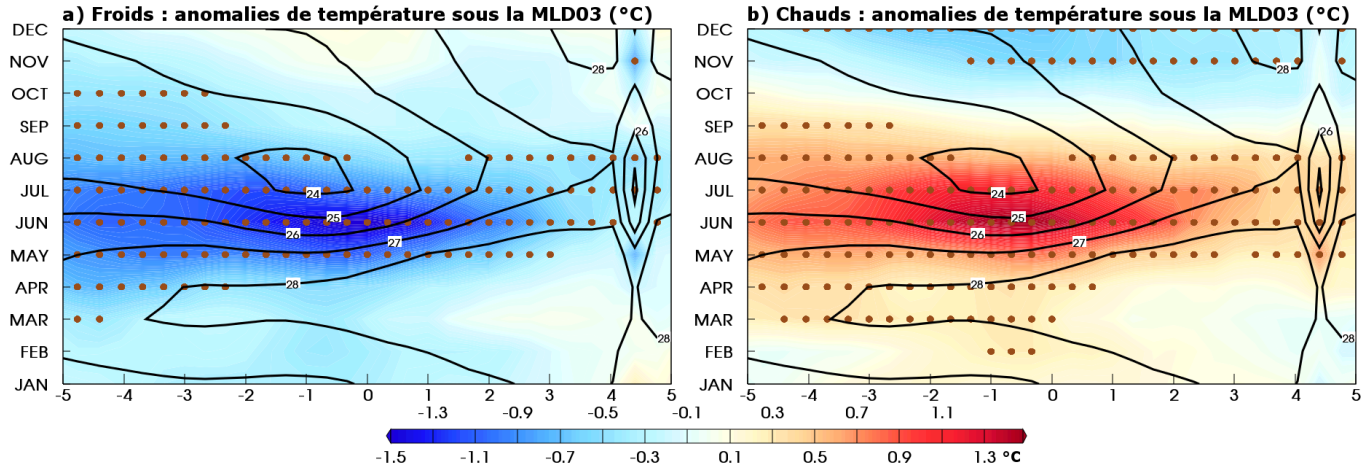


Figure 5.13 : Idem Figure 5.9 pour la température sous la couche de mélange (isolignes tous les 1°C) et les anomalies de la température sous la base de la couche de mélange (couleurs, en °C).

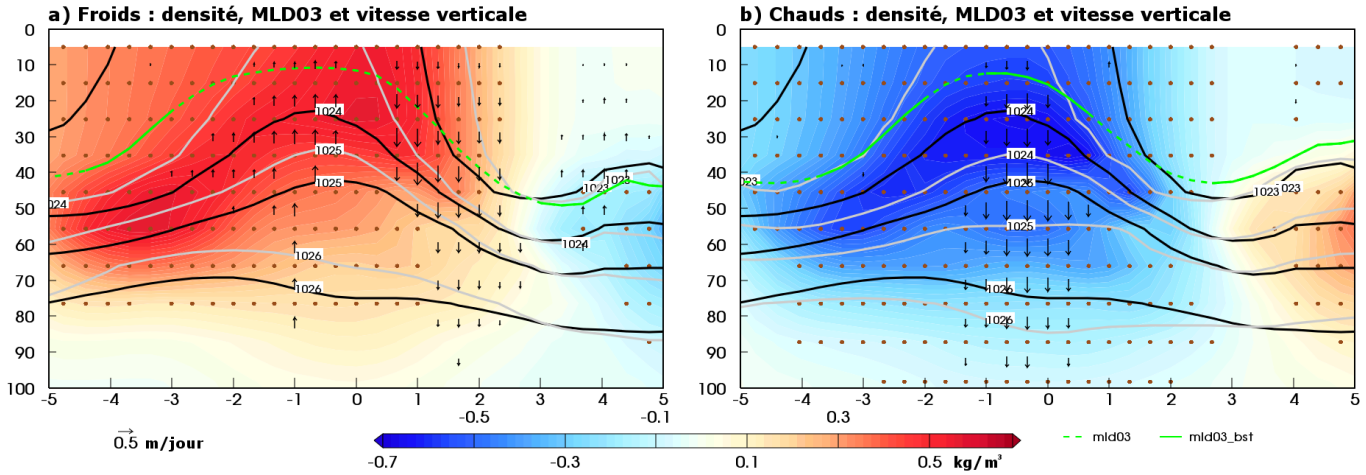


Figure 5.14 : Idem Figure 5.12 pour la profondeur moyenne des isopycnes (isolignes noires tous les 1kg/m^3), la profondeur des isopycnes du composite (isolignes grises tous les 1kg/m^3), et les anomalies de densité (couleurs, en kg/m^3).

Ces phénomènes (diminution de la MLD03 et de la température sous cette couche) ne sont pas instantanés en juin : comme le montre la Figure 5.9a la divergence des courants est presque constamment augmentée au sud de l'équateur de janvier à juin, ce qui augmente la vitesse verticale pendant toute cette période (non montré). Cela permet la diminution progressive de l'épaisseur de la MLD03 (non montré) et de la température sous cette couche (Figure 5.13a). Il y a donc un préconditionnement des couches superficielles de l'océan qui permet le développement des événements froids.

Le bilan de chaleur de la couche de mélange montre que l'advection verticale ne refroidit presque pas cette couche (voir chapitre 4 et section 5.1). Afin d'expliquer la propagation des anomalies de température vers la surface, nous analysons le nombre de Richardson dans l'océan, car il permet d'obtenir une estimation de l'intensité du mélange turbulent. Ce nombre adimensionnel (Ri) s'écrit comme ceci :

$$\mathbf{Ri} = \frac{\mathbf{N^2}}{\mathbf{S^2}} \qquad \textbf{(5.01)}$$

avec $\mathbf{N^2} = -\frac{\mathbf{g}}{\boldsymbol{\rho}}\frac{\mathbf{d}\boldsymbol{\rho}}{\mathbf{dz}}$ et $\mathbf{S^2} = -\left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{z}}\right)^2 - \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{z}}\right)^2$ **(5.02)**

Le nombre de Richardson (Ri) compare la stratification (N^2, c'est le carré de la fréquence de Brunt-Väisälä) et le cisaillement vertical de courant (S^2). Mack and Schoeberlein (2004) ont montré que des fortes instabilités créant un fort mélange turbulent ont lieu lorsque Ri est inférieur à 0,25. Travaillant avec une résolution horizontale (0,3°x1° entre 3°S et 3°N), verticale (un niveau tous les 10m entre la surface et 100m) et temporelle (mensuelle) assez faible, il est fortement improbable que cette valeur théorique soit atteinte. Néanmoins, les anomalies du nombre de Richardson et de ses composantes (S^2 et N^2) sont source d'informations : quand ce nombre est suffisamment petit, l'écoulement devient instable, et cela a pour conséquence de favoriser le mélange turbulent, et donc l'incorporation d'eau froide venant de la thermocline dans la couche de mélange.

La Figure 5.15a montre que lors des événements froids, pendant le mois de juin, la stratification est plus forte qu'en moyenne (1982-2007) entre 5°S et l'équateur, dans une zone située sous la MLD03. Ailleurs, la stratification est réduite. Cela est causé par les fortes anomalies de densité sous la couche de mélange (Figure 5.14a) qui modifient le gradient vertical de densité. Cette augmentation de la stratification près de la couche de mélange stabilise l'écoulement, ne favorisant pas le mélange turbulent.

La Figure 5.16a montre un dipôle dans les anomalies de cisaillement vertical de courant : les anomalies sont positives entre 5°S et l'équateur sous la MLD03, et négatives en dessous (au niveau du sous-courant équatorial – EUC). Ce dipôle montre que la zone de fort cisaillement vertical de courant s'est rapprochée de la surface. En effet, l'augmentation de la vitesse verticale a remonté légèrement l'EUC et le SEC, augmentant le cisaillement entre la surface et 20m de profondeur, et donc au niveau de la MLD03. Notons qu'ici les fortes anomalies positives de cisaillement vertical se situent dans le SEC et non à l'interface entre l'EUC et le SEC. Ce cisaillement semble donc résulter du piégeage de l'énergie mécanique du vent dans la couche de mélange (Giordani et al. 2013). Cela déstabilise l'écoulement et

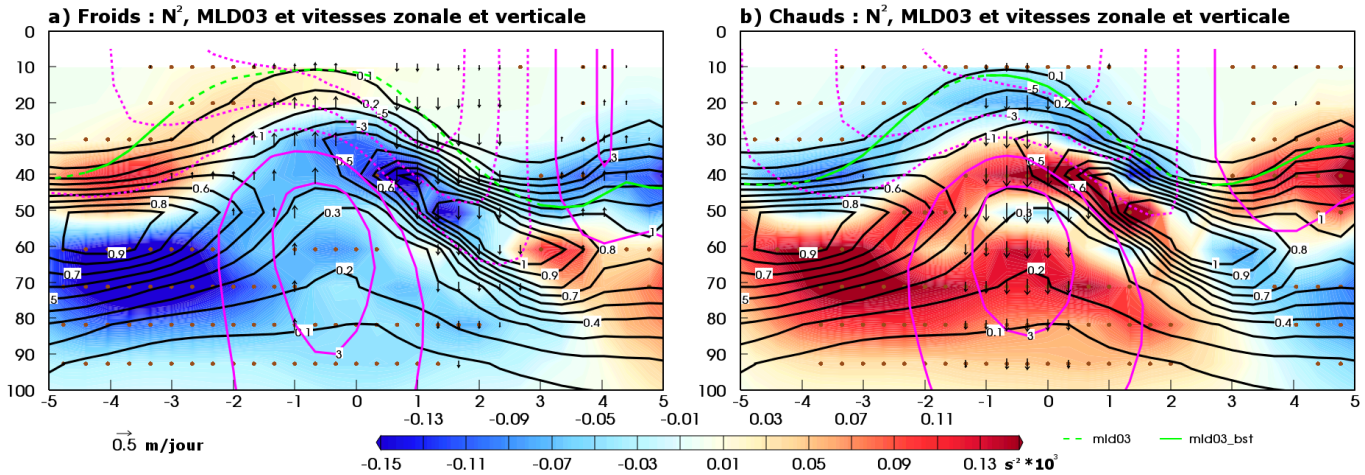


Figure 5.15 : Coupes profondeur (de la surface à 100m de profondeur) versus latitude (moyenne en longitude 15°W-6°W) entre 5°S et 5°N pendant le mois de juin, montrant la stratification (N^2) moyenne (moyenne 1982-2007, isolignes noires toutes les $10^{-4}s^{-2}$), la profondeur de la couche de mélange du composite (courbe verte), le courant zonal du composite (isolignes violettes tous les 2dm/s), les anomalies de stratification (couleurs, en s^{-2} *10^3), et les anomalies de la vitesse verticale (vecteurs, en m/jour), lors des événements a) froids et b) chauds. Les points indiquent que les anomalies de stratification sont significatives à 90%. Les anomalies de la vitesse verticale montrées sont significatives à 90%.

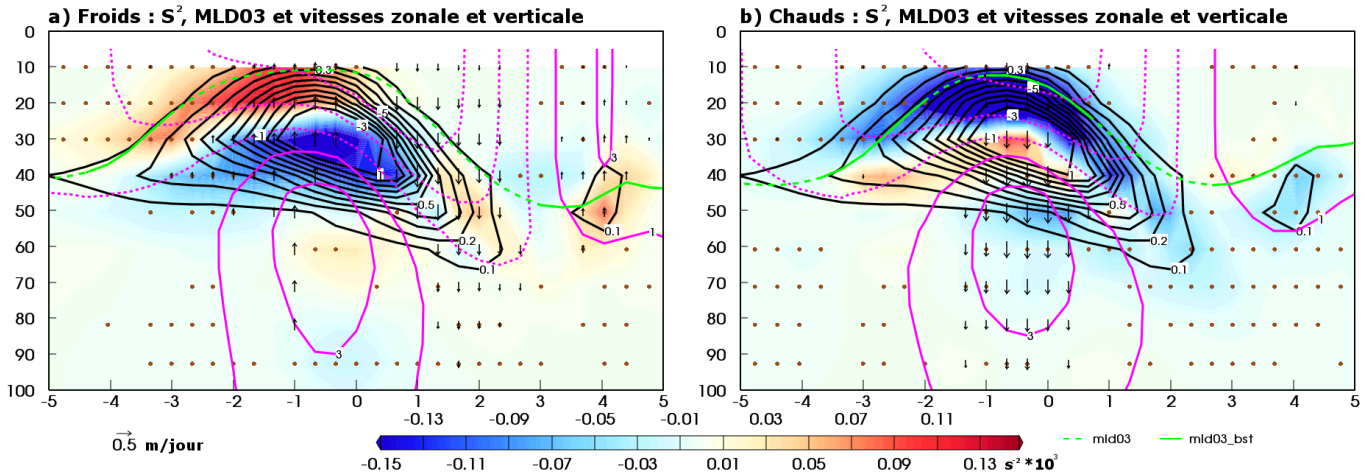


Figure 5.16 : Idem Figure 5.15 pour le cisaillement vertical de courant (S^2) moyenne (isolignes noires toutes les $10^{-4}s^{-2}$), et les anomalies de cisaillement vertical de courant (couleurs, en s^{-2} *10^3).

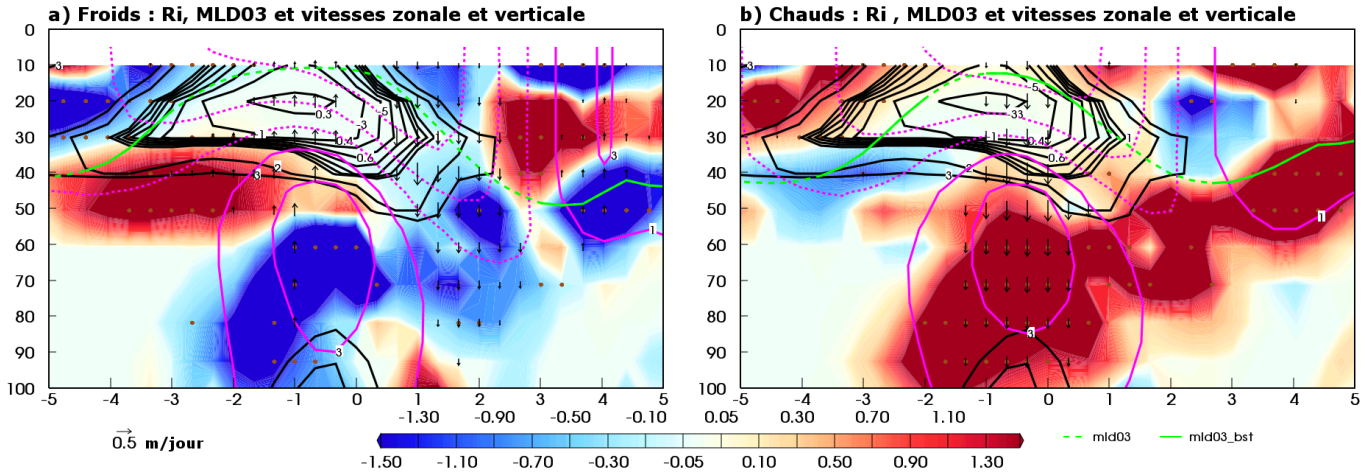


Figure 5.17 : Idem Figure 5.15 pour le nombre de Richardson (Ri) moyen (isolignes noires tous les 0,1), et les anomalies du nombre de Richardson (couleurs).

favorise le mélange turbulent. Cependant il a été montré que l'intensité de l'EUC est sous-estimée par la simulation et sa variabilité interannuelle n'a pas été évaluée. Il est donc possible que le rôle de l'EUC soit sous-estimé dans notre simulation.

Les deux composantes du nombre de Richardson sont donc augmentées, contrebalançant potentiellement leurs effets sur le mélange turbulent.

La Figure 5.17 montre que le nombre de Richardson moyen (moyenne 1982-2007) est faible juste en dessous de la MLD03 (particulièrement entre 2°S et 0°N). Il atteint une valeur minimale de 0,3, très proche de la valeur théorique proposée par Mack and Schoeberlein (2004) pour que l'écoulement soit instable. C'est dans cette même zone que le cisaillement vertical de courant moyen (moyenne 1982-2007) est le plus fort (Figure 5.16) et, génère une production dynamique de turbulence ($-\overline{u'w'}\,\partial u/\partial z$) intense. Cette production dynamique associée à une remontée d'eau froide par la vitesse verticale (Figure 5.11a ; liée à la divergence du courant de surface Figure 5.9), ainsi que la faible profondeur de la couche de mélange expliquent pourquoi c'est en moyenne légèrement au sud de l'équateur, que se situe le minimum de température de l'ACT.

Lors des événements froids (Figure 5.17a), les anomalies du nombre de Richardson sont négatives dans la zone où le nombre de Richardson moyen (moyenne 1982-2007) est faible (entre 3°S et 1°N), mais elles ne sont pas significatives. Lors des événements froids, l'écoulement est donc plus instable qu'en moyenne, ce qui favorise l'augmentation du mélange turbulent. Le fait que les anomalies du nombre de Richardson ne soient pas significatives suggère que (au moins pendant le mois de juin) les fortes anomalies de SST ne sont pas nettement liées à une augmentation de la turbulence, mais plutôt à la très forte diminution de la température sous la couche de mélange (Figure 5.12a et Figure 5.13a). Le refroidissement anormal de la couche de mélange par le mélange vertical serait donc causé au premier ordre par l'augmentation du gradient vertical de température et au deuxième ordre par l'augmentation de la turbulence.

Il est possible que la faible résolution verticale (1 niveau tous les 10m) ne soit pas suffisante pour détecter les petites diminutions du nombre de Richardson dans cette zone, et notamment au niveau de la couche de mélange. Avec une résolution verticale accrue, le rôle de la turbulence pourrait être plus important, en intensité et sur une période plus longue.

5.2.2 Discussion

Alors que le chapitre précédent ne mettait pas en évidence le rôle de la vitesse verticale, nous avons montré ici qu'elle est un acteur important mais indirect des anomalies de refroidissement de l'ACT : elle module l'intensité du refroidissement de la couche de mélange par le mélange vertical.

Giordani et al. (2013) proposent le schéma suivant pour résumer les mécanismes qui contrôlent le mélange vertical à la base de la couche de mélange :

$$\mathbf{WEF} \rightarrow \mathbf{w} \rightarrow \{\mathbf{MLD}, \mathbf{N^2}, \mathbf{S^2}\} \rightarrow \mathbf{TKE} \rightarrow \mathbf{mélange\ vertical}$$

Ce schéma semble s'appliquer parfaitement lors des événements froids et chauds de l'ACT, mais cette section a montré l'importance de la divergence des courants de surface dans la production de vitesse verticale. Ainsi, le schéma proposé par Giordani et al. (2013) devient :

$$\mathbf{WEF} \rightarrow \vec{\nabla}.\overrightarrow{\mathbf{U_s}} \rightarrow \mathbf{w} \rightarrow \{\mathbf{MLD}, \mathbf{N^2}, \mathbf{S^2}\} \rightarrow \mathbf{TKE} \rightarrow \mathbf{mélange\ vertical}$$

Lors des événements froids, le WEF injecte dans l'océan plus d'énergie qu'en moyenne (1982-2007). Cette énergie va principalement affecter les courants de la couche de mélange, et augmenter leur divergence ($\vec{\nabla}.\overrightarrow{U_s}$). En réponse à cette plus grande divergence des courants, la vitesse verticale (w) augmente. Cet accroissement de la vitesse verticale réduit la MLD, et ajuste la stratification et le cisaillement vertical de courant, qui contrôlent l'énergie cinétique turbulente (TKE) et finalement le mélange vertical.

Lors des événements froids, le refroidissement par le mélange vertical est très fort car il introduit davantage (l'énergie cinétique turbulente est augmentée) d'eau plus froide (le gradient vertical de température est important), dans un volume plus petit (la profondeur de la couche de mélange est réduite). Le mécanisme inverse a lieu lors des événements chauds.

Notons que dans notre schéma, la TKE, qui contrôle le mélange vertical, semble être produite dans le SEC, et non à l'interface entre le SEC et l'EUC. Ce résultat est en accord avec Giordani et al. (2013). L'augmentation du cisaillement de courant entre le SEC et l'EUC peut participer à augmenter la vitesse verticale, comme le proposent Hisard (1973) et Voituriez and Herbland (1977) : c'est, en moyenne, dans la zone de fort cisaillement vertical (Figure 5.16, isolignes) que la vitesse verticale est maximum (Figure 5.11a, vecteurs). Mais la Figure 5.16 montre que ce cisaillement est plutôt diminué (intensifié) lors des événements froids (chauds). C'est donc le cisaillement de courant dans le SEC qui a une importance lors des événements froids et chauds de l'ACT.

Rappelons ici que la discrétisation verticale (5 niveaux entre la surface et 50m) est relativement faible, alors que la stratification et le cisaillement sont des processus de petite échelle. Pour mieux les représenter et analyser leurs effets, il faudrait probablement augmenter le nombre de niveaux verticaux près de la surface. Au cours de cette thèse, il a été envisagé d'étudier une simulation avec la même résolution horizontale, mais 75 niveaux verticaux (18 niveaux entre la surface et 50m). Malheureusement, ce type de simulation n'a pas été disponible avant la fin de cette thèse.

Notre simulation reproduit bien la circulation transéquatoriale et son effet sur le front équatorial (Perez et al. 2013 ; Giordani et al. 2014). Cette circulation est renforcée lors des événements froids, ce qui peut intensifier le gradient de température au niveau du front équatorial, et le déplacer vers le nord. Cette modulation du front équatorial, en lien avec la variabilité interannuelle de l'ACT est susceptible d'affecter l'intensification du vent au nord du front (de Coëtlogon et al. 2010 ; Caniaux et al. 2011). Cela peut avoir des conséquences sur la migration vers le nord de l'humidité, et de la convection, et donc sur le saut de mousson.

5.3 Cas particuliers de l'ACT

Afin de mieux comprendre les processus océaniques principaux qui contrôlent la variabilité interannuelle de l'ACT, nous avons mis au point une classification des événements froids (chauds) de l'ACT, qui permet de sélectionner des années au

cours desquelles des anomalies de SST négatives (positives) sont présentes pendant la période mai-juin-juillet et sont précédées par des anomalies négatives (positives) de la tension de vent zonale dans l'ouest de l'Atlantique équatorial (voir section 2.2). Ces événements sont dits « canoniques ». Cela nous a permis de montrer le rôle important du mélange vertical pour créer les anomalies de SST, ainsi que celui de l'advection qui réduit les anomalies de SST en juillet.

Richter et al. (2013) ont montré qu'il existe des événements pendant lesquels de fortes anomalies négatives (positives) de SST dans l'ACT sont précédées par des anomalies positives (négatives) de la tension de vent zonale dans l'ouest de l'Atlantique équatorial. Ces événements sont dits « non-canoniques ». Nous nous intéressons dans cette partie à trois années particulières : les années 1987, 1994 et 1998. D'après la classification de Richter et al. (2013), 1987 et 1998 peuvent être considérées comme des années « non-canoniques » chaudes. L'ACT de 1994 est relativement froide, et présente de faibles anomalies positives de la tension de vent zonale. Cette année ressemble donc à une année « non-canoniques » froide, mais n'est pas sélectionnée par Richter et al. (2013). D'après ces auteurs, il n'existe pas d'année « non-canonique » froide pendant notre période d'étude (1982-2007).

Cette étude de cas nous oblige à modifier notre méthodologie. Le test de Bootstrap (voir section 2.4) n'est pas utilisé ici. Nous évaluons l'intensité des anomalies en déterminant si elles sont supérieures (en valeur absolue) à un écart-type. Ce seuil n'est pas très élevé, il sert juste d'indicateur.

5.3.1 L'ACT de 1994

En 1994, les anomalies de SST (Figure 5.18a) deviennent négatives au mois de mai ou de juin en fonction des jeux de données, et atteignent un minimum d'environ -0,8°C en juillet. Rappelons que lors des années froides sélectionnées dans notre classification, les anomalies de SST sont en moyenne négatives depuis le début de l'année, et atteignent un minimum au mois de juin. Le modèle reproduit plutôt bien l'évolution des anomalies de SST de 1994, bien qu'elles soient surestimées (minimum de -1,7°C au mois de juillet). Concernant les anomalies de la tension de vent zonale (Figure 5.18b), les jeux de données ne sont pas tout à fait en accord sur le signe et l'intensité des anomalies, mais sur la période mars-avril-mai, les anomalies sont positives (moins de tension de vent zonale) et atteignent environ 5mN/m^2.

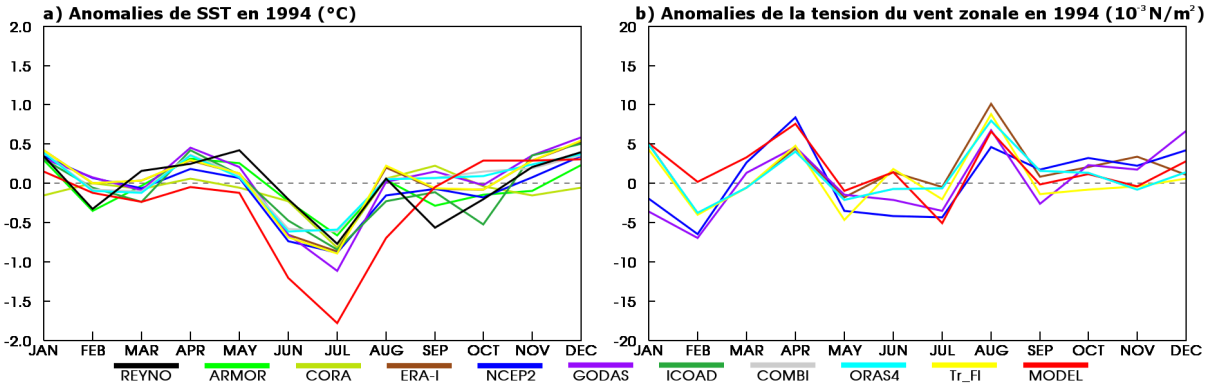


Figure 5.18 : Anomalies par rapport au cycle annuel moyen lors de l'année 1994 a) de SST (en °C) calculées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N] et b) de la tension de vent zonale (en 10^{-3} N/m^2) calculées dans la "boîte ouest" [40°W-10°W ; 2°S-2°N]. Les anomalies sont calculées pour tous les jeux de données listés dans le Tableau 2.2 et le modèle.

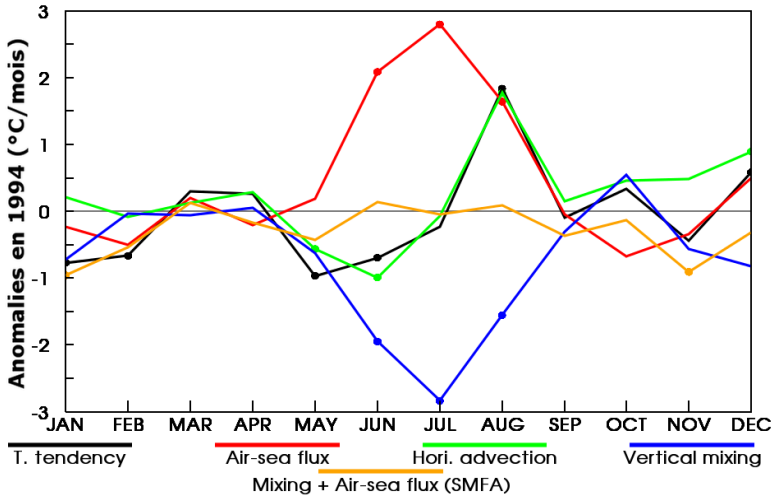


Figure 5.19 : Anomalies par rapport au cycle annuel moyen lors de l'année 1994 des termes du bilan de chaleur (en °C/mois), moyennés dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N]. Les points indiquent que les anomalies sont supérieures à un écart-type en valeur absolue.

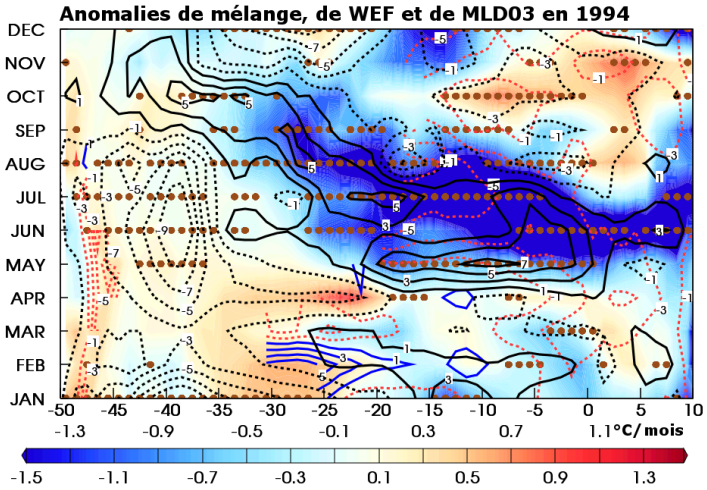


Figure 5.20 : Diagramme de Hovmöller pendant l'année 1994, temps versus longitude (moyenne en latitude 4°S-1°N) entre 50°W et 10°E, montrant les anomalies de mélange à la base de la couche de mélange (couleurs, en °C/mois), les anomalies de WEF (isolignes noires tous les $2*10^{-6} m^3/s^{-3}$) et les anomalies de profondeur de la couche de mélange (isolignes rouges et bleues tous les 1m). Les anomalies de MLD03 sont indiquées uniquement là où la MLD03 est inférieure à 20m. Les points indiquent que les anomalies de WEF sont supérieures à un écart-type en valeur absolue.

D'après la Figure 5.19, en 1994, la boîte centrale est refroidie majoritairement par advection horizontale, et les termes de mélange et de flux de surface se compensent presque parfaitement. Cela implique que les anomalies de SST sont extrêmement fortes à l'est et au sud de la "boîte centrale". La Figure 5.20 montre que les anomalies de mélange à la base de la couche de mélange sont très fortes (inférieures à -1,5°C/mois), non pas uniquement autour de 10°W comme lors des événements froids, mais entre 25°W et 10°E de mai à août. Similairement aux événements froids, les anomalies négatives de mélange vertical sont associées à des anomalies positives de WEF. Dans la partie occidentale de l'Atlantique équatorial, région où la tension de vent est réduite (Figure 5.18b), les anomalies de WEF sont négatives, et les anomalies de mélange vertical sont positives.

Dans la "boîte centrale", la tension de vent zonale est supérieure à la moyenne en mai (Figure 5.21b). Au même moment la vitesse du courant de surface

(SEC) est accélérée (Figure 5.21a), et reste intense jusqu'au mois d'août. L'intensification des alizés et du SEC au centre de l'Atlantique équatorial augmente le WEF (Figure 5.20 et Figure 5.21c). La partie orientale de l'Atlantique tropical est donc sous l'influence d'anomalies positives de WEF, causées par la tension du vent zonale et la vitesse du SEC qui sont localement augmentées, ce qui intensifie le mélange vertical. Ce mécanisme est en accord avec celui des événements froids. La différence principale entre la formation de l'ACT de 1994 et celle des événements froids « canoniques » provient des anomalies de tension de vent, qui sont négatives le long de l'équateur lors des événements froids, alors qu'en 1994 elles sont positives dans la partie occidentale du bassin, et négatives dans la partie orientale.

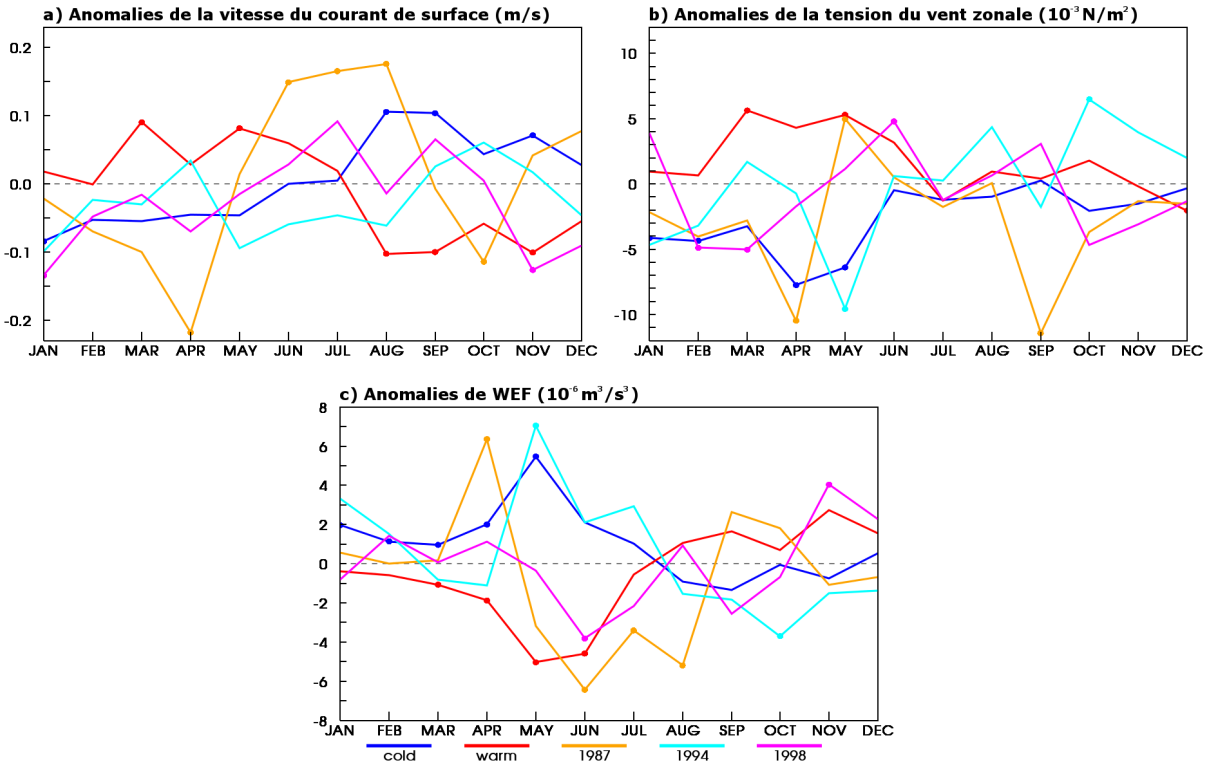


Figure 5.21 : Anomalies par rapport au cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) des variables simulées : a) vitesse du courant zonal de surface (en m/s), b) tension de vent zonale (en 10^{-3} N/m^2), c) flux d'énergie cinétique moyenne de surface (WEF, en 10^{-6} m^3/s^3), moyennées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N]. Les points indiquent que les anomalies sont supérieures à un écart-type en valeur absolue.

Dans la "boîte centrale", les anomalies de mélange vertical sont entièrement compensées par les anomalies de flux de chaleur air mer (sauf en mai). La Figure 5.22 montre que dans la période juin-juillet-août, tous les flux de chaleur présentent des anomalies positives. Le flux de chaleur latent montre les anomalies les plus fortes, qui atteignent 30W/m^2 en juillet. Lors des événements froids, les anomalies de chaleur latente sont positives, mais deux effets principaux s'opposent, ce qui limite ces anomalies : les SST plus froides influencent le gradient vertical d'humidité ce qui réduit l'évaporation, et la forte intensité de la tension de vent augmente l'évaporation. En 1994, dans la "boîte centrale", les anomalies de tension de vent sont très faibles ; par conséquent, les anomalies de chaleur latente sont fortes. L'augmentation du flux net de chaleur réduit l'impact du mélange vertical cette année dans la "boîte centrale".

En 1994, pendant la formation de l'ACT, le bilan de chaleur dans la "boîte centrale" est similaire à celui de la "boîte centrale ouest" lors des événements froids. Il semblerait donc qu'en 1994, le refroidissement anormal et les processus associés soient décalés vers l'est, par rapport aux événements froids « canoniques ».

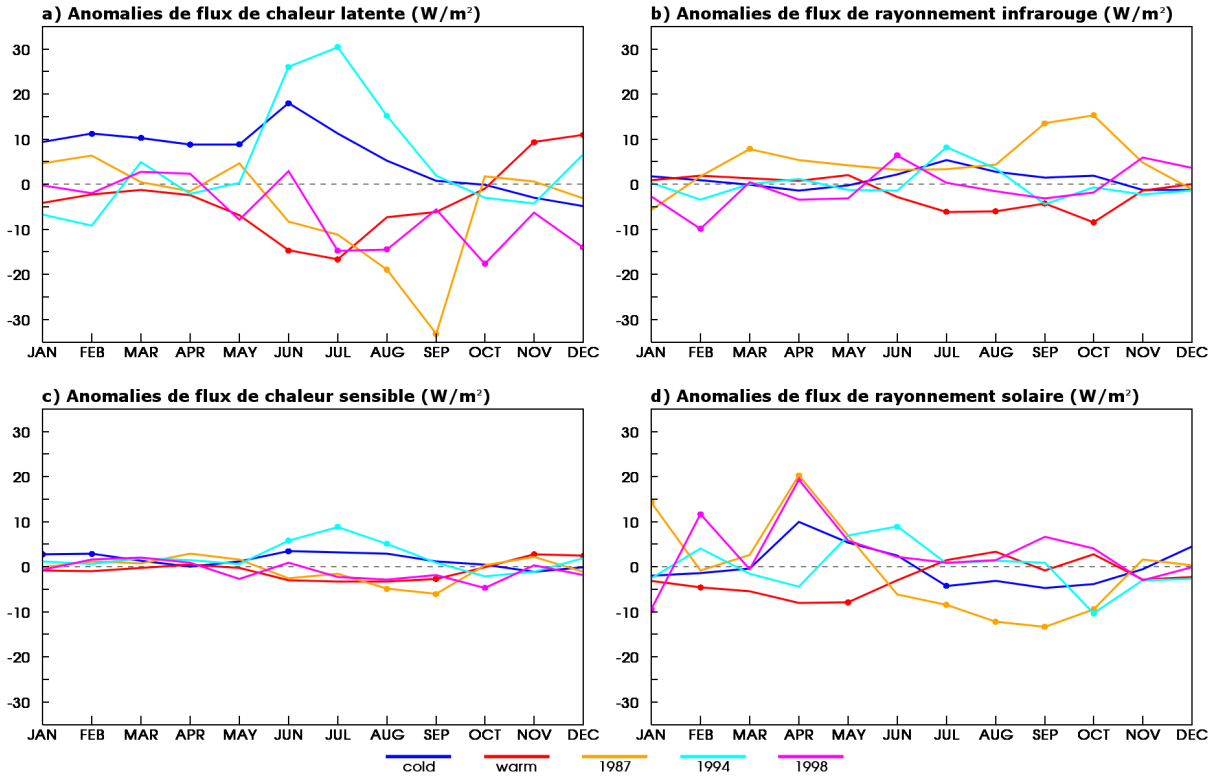


Figure 5.22 : Anomalies par rapport au cycle annuel moyen (moyenne 1982-2007) des flux (en W/m^2) simulées de a) chaleur latente, b) rayonnement infrarouge, c) chaleur sensible, d) rayonnement solaire, moyennées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N]. Les points indiquent que les anomalies sont supérieures à un écart-type en valeur absolue.

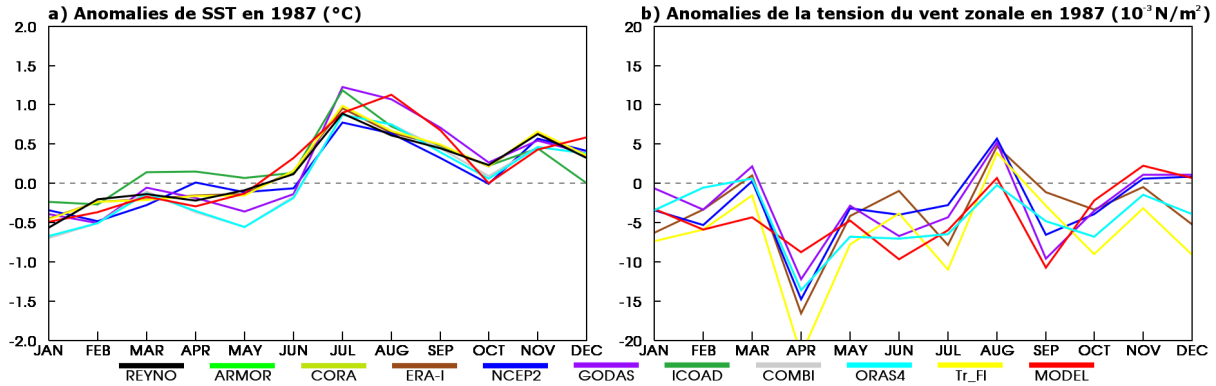


Figure 5.23 : Idem Figure 5.18 pour l'année 1987.

5.3.2 L'ACT de 1987

En 1987, les anomalies de SST (Figure 5.23a) sont très faibles mais négatives en début d'année, et deviennent positives en mai ou en juin selon les jeux de données. Ces anomalies atteignent un maximum de 1°C en juillet. Le modèle reproduit très bien l'intensité et le timing des anomalies de SST, mais le maximum est rencontré en août. Les anomalies de tension de vent zonale sont négatives

presque toute l'année (Figure 5.23b), et atteignent un minimum de -15mN/m^2 au mois d'avril. Le forçage du modèle est relativement similaire aux autres produits, mais les anomalies de tension de vent zonale d'avril sont plus faibles (-9mN/m^2).

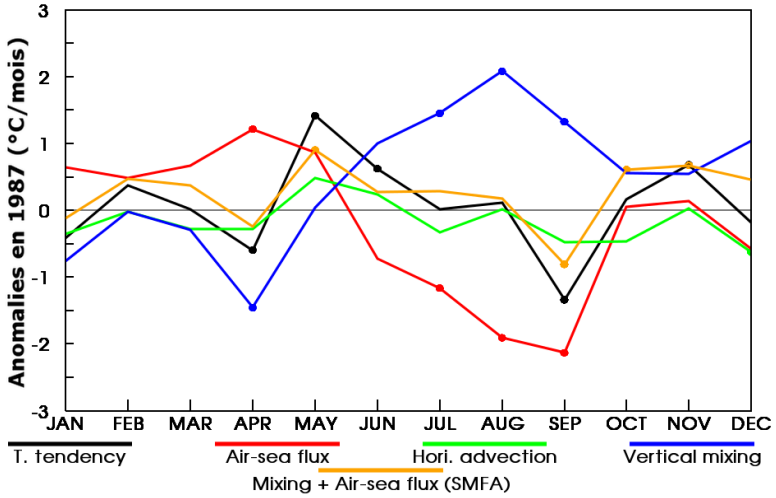


Figure 5.24 : Idem Figure 5.19 pour l'année 1987.

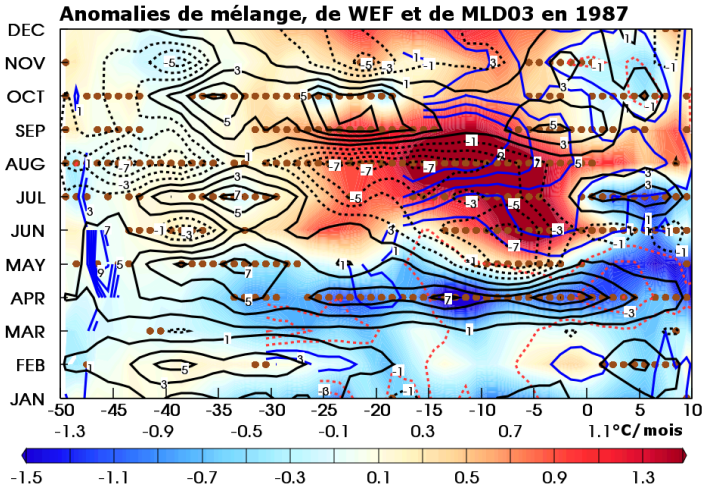


Figure 5.25 : Idem Figure 5.20 pour l'année 1987.

En 1987, les anomalies de la tendance de température de la couche de mélange alternent entre une période positive et une période négative (Figure 5.24). Ces anomalies sont principalement causées par les anomalies de mélange vertical et celles des flux de chaleur air-mer. Comme en 1994 et lors des événements froids et chauds, les anomalies de mélange vertical sont fortement corrélées aux anomalies de WEF et de MLD (Figure 5.25). Symétriquement à l'ACT de 1994, de fortes anomalies positives de la tension de vent zonale sont présentes en mai, entraînant, via le WEF, des anomalies positives de vitesse du SEC. Ensuite, ces anomalies positives de vitesse du SEC persistent de juin à août (alors que les anomalies de tension de vent zonale sont quasi nulles), et produisent les anomalies négatives de WEF dans la "boîte centrale" (Figure 5.21). Les causes de cette persistance des anomalies de vitesse du SEC ne sont pas déterminées.

En septembre 1987, un fort coup de vent zonal a lieu (Figure 5.21b) et génère des anomalies positives de WEF (Figure 5.21c et Figure 5.25). Cela réduit les anomalies de vitesse du SEC, puis cause des anomalies négatives de vitesse du

SEC (Figure 5.21a). Cependant, ces anomalies de WEF ne parviennent pas à déclencher des anomalies négatives de refroidissement par mélange vertical car la température sous la couche de mélange reste anormalement chaude, et la couche de mélange anormalement profonde. Cela est dû aux quatre mois d'anomalies négatives de WEF. On observe donc ici l'effet du préconditionnement océanique. Au mois de septembre, les anomalies négatives de la tendance de température de la couche de mélange sont causées principalement par la diminution brutale du flux de chaleur latente (Figure 5.22a). Ces anomalies du flux de chaleur latente sont contrôlées par l'intensification du vent (Figure 5.21b).

Cette année, les anomalies de WEF semblent principalement causées par les anomalies de vitesse du SEC. Le WEF contrôle les anomalies de refroidissement par le mélange vertical qui causent les anomalies positives de SST. Ce mécanisme est donc le même que lors des événements froids et chauds de l'ACT, mais en 1987 le rôle du SEC semble plus important.

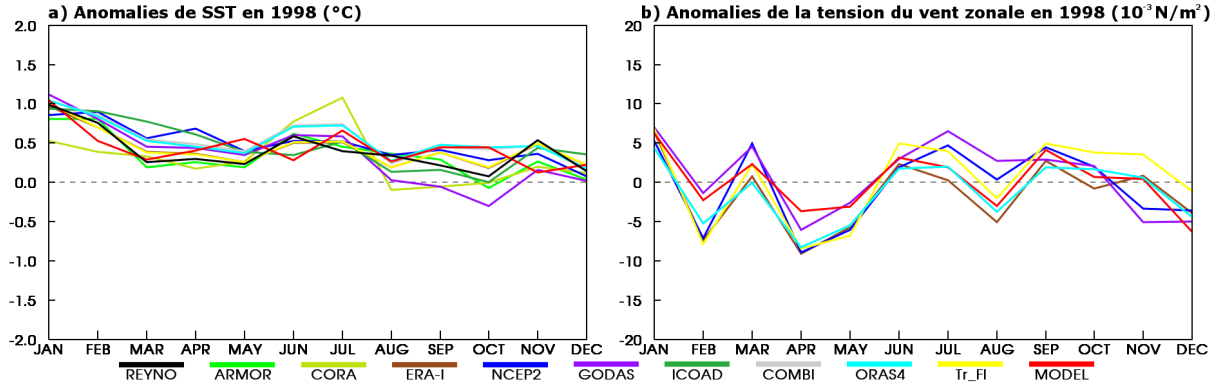


Figure 5.26 : Idem Figure 5.18 pour l'année 1998.

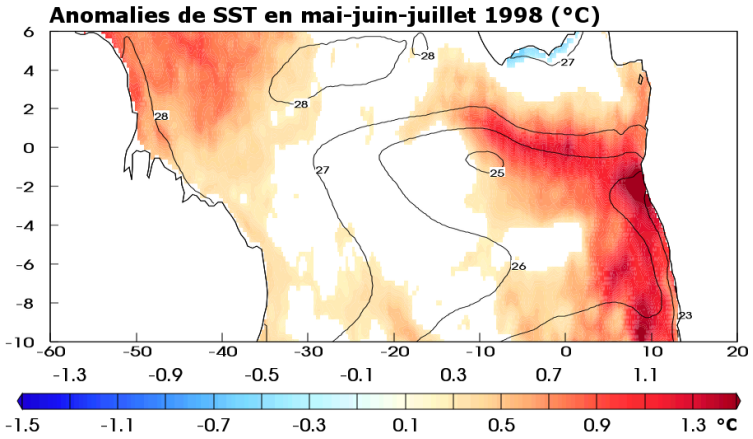


Figure 5.27 : Anomalies de mai-juin-juillet 1998 de SST (couleurs) et SST moyenne de 1982-2007 (isolignes), en °C, calculées avec Reynolds et al. (2007). Les anomalies de SST sont affichées uniquement où elles dépassent 0,5 écart-type. L'écart-type est calculé sur la série temporelle des anomalies de SST dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N], comme dans la classification des événements de l'ACT.

5.3.3 L'ACT de 1998

En 1998, les anomalies de température sont positives toute l'année. Ces anomalies sont plus fortes au début de l'année, avec un léger réchauffement en juin et juillet (Figure 5.26a). Les anomalies de température dans la "boîte centrale" sont donc relativement faibles cette année. Mais l'Atlantique tropical est particulièrement chaud à l'ouest de 30°W, au nord de l'ACT dans la zone de front, et le long des côtes

africaines (Figure 5.27). Cette disposition des anomalies est très différente de celle des événements chauds (Figure 2.9) pendant lesquels les anomalies de SST sont maximales entre 25°W et 0°E et entre 4°S et 2°N. Le modèle reproduit correctement l'évolution de la température, mais il simule un réchauffement pendant le mois de mai qui ne semble pas avoir lieu dans les autres jeux de données.

Concernant la tension de vent zonale (Figure 5.26b), les anomalies restent relativement faibles toute l'année, mais sont négatives en février et en mai (avec un minimum entre -5mN/m^2 et -10mN/m^2 selon les jeux de données), puis positives entre juin et septembre. Le maximum de ces anomalies a une intensité variable, et n'a pas lieu le même mois selon les jeux de données. Ces anomalies sont toujours inférieures à 6mN/m^2. Le forçage de tension de vent zonale appliqué au modèle est similaire aux autres produits, sauf que les anomalies semblent un peu faibles.

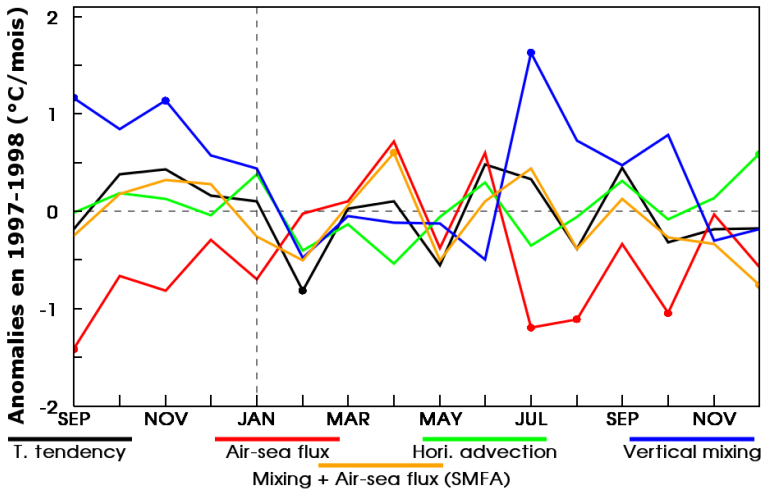


Figure 5.28 : Idem Figure 5.19 pour l'année 1998.

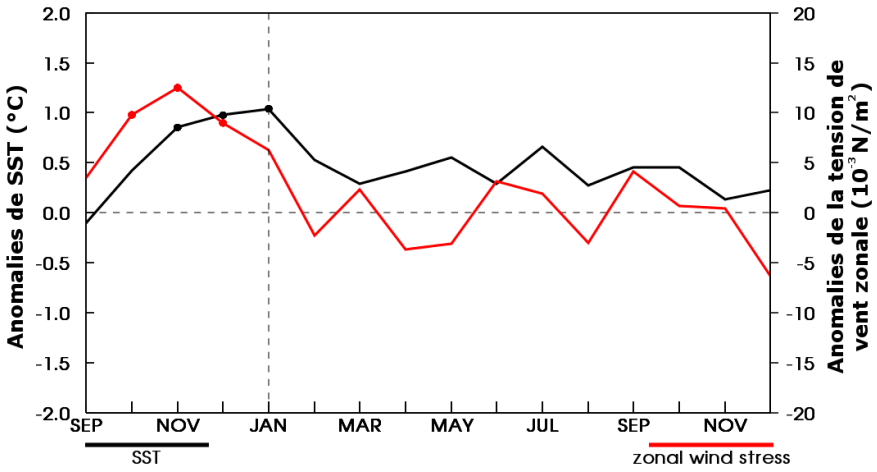


Figure 5.29 : Séries temporelles des anomalies simulées de SST (courbe noire, axe des ordonnées de gauche) en °C, moyennées dans la "boîte centrale" [15°W-6°W ; 4°S-1°N], et des anomalies de la tension de vent zonale (courbe rouge, axe des ordonnées de droite) en 10^{-3} N/m^2, moyennées dans la "boîte ouest" [40°W-10°W ; 2°S-2°N].

L'année 1998 présente des anomalies de SST supérieures à 0,5 écart-type uniquement à cause d'un réchauffement anormal de l'Atlantique équatorial pendant l'hiver 1997-1998. En 1998, la tendance de température de la couche de mélange pendant la formation de l'ACT ne met pas en évidence d'anomalies particulièrement fortes (Figure 5.28). Les faibles anomalies positives de la tendance de température

pendant le mois de juillet sont causées par des anomalies de mélange vertical, expliquées par des anomalies négatives de WEF (non montré).

Les anomalies de SST apparaissent pendant l'automne et l'hiver boréal 1997-1998 (Figure 5.29). Elles semblent causées par des anomalies de mélange vertical qui ne cessent pas à la fin de la saison froide de 1997 (Figure 5.28). Cela est dû aux anomalies positives de tension de vent zonale (Figure 5.29) qui diminuent le WEF (non montré). Le WEF semble donc avoir une influence sur la température de l'Atlantique équatorial pendant toutes les saisons.

Les processus mis en œuvre sont donc semblables à ceux du cycle annuel moyen, avec de petites perturbations liées au WEF. L'année 1998 est un exemple d'anomalies persistantes de SST, causées en hiver par une faible intensité de la tension de vent (et donc du WEF) qui affaiblit le mélange vertical.

5.3.4 Discussion

Nous aurions voulu nous intéresser à l'année 2009 qui présente des caractéristiques particulières selon Brandt et al. (2014). En effet, en 2009, la faible intensité du vent et de l'EUC aurait dû mener à des anomalies chaudes de SST selon Brandt et al. (2014), mais cette année des anomalies négatives de SST ont été observées. Malheureusement le forçage COREv2 s'arrête en 2007, ce qui nous empêche d'étudier l'année 2009 avec notre simulation.

L'apparition des anomalies de SST pendant la formation des ACT de 1987 et 1994 semble contrôlée par les mêmes processus que lors des événements « canoniques » froids et chauds de l'ACT. La principale différence entre 1994 et les événements « canoniques » est que les anomalies de WEF qui causent le refroidissement anormal de l'ACT sont très intenses uniquement dans la partie orientale de l'Atlantique équatorial, tandis que le WEF et le mélange vertical sont diminués dans la partie occidentale. La particularité de 1987 est l'alternance de périodes avec des anomalies de WEF positives et négatives, ce qui affecte fortement le mélange vertical et l'apparition d'anomalies de SST. En 1987 et 1994, l'effet local du WEF agit contre le forçage à distance de la tension de vent dans l'ouest de l'Atlantique équatorial (e.g. Burls et al. 2011), et l'effet local l'emporte sur l'effet du forçage à distance. Cela relance le débat concernant le rôle du forçage ondulatoire et du forçage local.

Lors des événements « canoniques », les anomalies de WEF ont le même signe de janvier à juillet, et sont maximales à l'ouest de 5°W. Les anomalies de mélange vertical sont maximales entre 20°W et 5°W, à l'endroit où la couche de mélange est peu profonde (MLD inférieure à 20m entre 20°W et les côtes africaines) pour que le WEF puisse déclencher le mélange vertical.

Les anomalies de WEF en 1987 et 1994 sont fortement influencées par les anomalies de vitesse du SEC alors que ce n'est pas le cas lors des événements « canoniques » froids et chauds de l'ACT (Figure 5.21). La vitesse du SEC ne semble pas pilotée par le vent dans ces cas. Il existe donc probablement d'autres sources de variabilité. Il serait intéressant d'étudier la variabilité du SEC en elle même, car elle peut affecter le refroidissement de l'ACT.

Ces deux années (1987 et 1994) montrent que les processus contrôlant le développement des anomalies de SST lors des événements « non-canoniques », pourraient être les mêmes que lors des événements « canoniques ». Cela pose donc

la question de la pertinence de l'utilisation de la "boîte ouest" pour classifier les événements, et distinguer les événements « canoniques » des événements « non-canoniques ». Une plus petite zone au centre du bassin serait peut être plus adaptée pour étudier la variabilité interannuelle de l'ACT.

Les anomalies de SST de l'ACT en 1998 sont causées principalement par un réchauffement anormal pendant l'hiver 1997-1998, qui perdure jusqu'à la fin de l'année 1998. Ce phénomène, ainsi que les anomalies de SST dans le nord-ouest de l'Atlantique tropical (Figure 5.27), peut provenir d'une influence de l'événement El Niño 1997-1998 dans le Pacifique, qui a été le plus intense du siècle. Il a été montré que cet événement particulier a eu des répercussions mondiales, et notamment sur les SST de l'Atlantique tropical (e.g. Su et al. 2001). Compte tenu de l'apparition d'anomalies de SST bien avant la période de formation de l'ACT, et de la connexion possible avec le Pacifique, il est difficile de considérer cette année comme « non-canonique ».

Comme l'ACT de 1998 est probablement influencée par l'événement El Niño 1997-1998, on peut se demander si l'ACT de 1997 n'est pas un événement froid un peu atypique. Marin et al. (2009) expliquent que la formation de l'ACT de 1997 suit un schéma très proche de celui de 2005, avec de très fortes anomalies négatives de la tension de vent zonale en avril et en mai, qui augmentent le refroidissement par le mélange vertical qui conduit à une formation précoce de l'ACT ces deux années. Cette année semble donc proche des années « canoniques », mais présente un réchauffement assez fort en fin d'année.

5.4 Synthèse du chapitre

Quelle est l'influence de la position de la zone d'étude sur les mécanismes de formation de la langue d'eau froide ?

- Si la région étudiée reste proche de la position moyenne du minimum de température de la langue d'eau froide, cela a très peu d'impact sur les processus du refroidissement du cycle annuel moyen. Les différentes boîtes testées sont donc représentatives de la langue d'eau froide Atlantique.
- Les processus en jeux lors des événements froids et chauds de la langue d'eau froide Atlantique sont très peu modifiés par la position de la région étudiée car les anomalies de température sont de grande échelle et de forte intensité.
- Le processus le plus touché par la zone d'étude est l'advection horizontale. En effet, si on se place à l'ouest du minimum de température, l'advection horizontale a tendance à refroidir, alors que si on se place à l'est, l'advection horizontale réchauffe la couche de mélange.

Quel rôle joue la vitesse verticale lors des événements froids et chauds ?

- L'intensité du mélange vertical est fortement influencée par la vitesse verticale.
- La vitesse verticale semble contrôlée par le flux d'énergie cinétique moyenne de surface, car il pilote les courants et notamment leur divergence dans les couches superficielles de l'océan.
- La vitesse verticale ajuste la profondeur de la couche de mélange, le gradient vertical de température sous la couche de mélange, et le cisaillement de courant. Ces trois quantités sont des paramètres clés du mélange vertical et donc du taux de refroidissement dans la couche de mélange.

Quels processus sont responsables de l'apparition d'anomalies de température de surface lors d'événements dits « non-canoniques » ?

- Les trois cas de formation que nous avons étudiés se sont montrés particulièrement différents, dans le timing de l'apparition des anomalies de température et dans la disposition de ces anomalies dans l'Atlantique équatorial.
- L'apparition des anomalies de température pendant la formation de la langue d'eau froide de 1987 et de 1994 est fortement influencée par le forçage local du flux d'énergie cinétique moyenne de surface. Ce flux, similairement aux événements « canoniques », est fortement corrélé au mélange vertical. Cela montre que l'intensité du vent dans l'ouest de l'Atlantique équatorial n'est pas forcément le bon indicateur pour déterminer le signe et l'intensité des anomalies de température de la langue d'eau froide.
- En 1987 et 1994, le flux d'énergie cinétique moyenne de surface semble davantage influencé par le courant équatorial sud que lors des événements « canoniques ». Cela renforce l'importance de ce courant, déjà mis en évidence dans le chapitre 4 pour son rôle dans l'affaiblissement des anomalies en température à la fin de la saison froide. Cela suggère qu'une étude de la variabilité interannuelle de ce courant pourrait permettre de mieux comprendre et prévoir la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide.
- En 1998 les anomalies de température pendant la saison froide sont majoritairement générées pendant l'hiver 1997-1998. Ces anomalies de température semblent, encore une fois, causées par le flux d'énergie cinétique moyenne de surface. Les anomalies de température persistent depuis l'hiver 1997 jusqu'à la fin de l'année 1998 : elles ne sont pas liées aux anomalies de vent pendant le printemps boréal 1998.

Conclusion

Comme dans de nombreuses régions du monde, l'océan Atlantique tropical est soumis au changement climatique (e.g. Servain et al. 2014), ce qui se traduira tôt ou tard par un fort impact socio-économique sur les pays qui le bordent. Ces changements affectent la circulation océanique locale, les cellules de circulation subtropicales (les « subtropical cells ») et notamment les systèmes d'upwellings côtiers associés (Kröger et al. 2005), régions cruciales pour la productivité primaire. D'après Tokinaga and Xie (2011) la langue d'eau froide Atlantique présenterait également des signes de modification allant dans le sens d'un réchauffement. Dans un tel environnement, le couplage entre la langue d'eau froide et la mousson africaine devrait être affecté (Rome et al. 2015), d'où les défis auxquels sera confronté l'ensemble des pays de l'Afrique de l'Ouest.

Paradoxalement, l'Atlantique tropical reste mal simulé par la plupart des modèles de climat (e.g. Toniazzo and Woolnough 2013). Le dernier rapport IPCC montre que la partie occidentale du Sahel devrait s'assécher, alors que sa partie orientale pourrait connaître un accroissement de sa pluviométrie. Cependant, les modèles couplés ne s'accordent pas sur ce point, ce qui réduit notre confiance dans ces projections. L'ampleur du phénomène implique que l'on porte une attention particulière à l'Atlantique tropical afin d'améliorer les modèles de climat. La communauté internationale a réagi en engageant plusieurs programmes multidisciplinaires de grande envergure (WAMP, Janicot 1997 ; AMMA, Redelsperger et al. 2006 ; PREFACE). Ces projets ont pour but d'améliorer notre compréhension du climat dans cette région du globe, et d'essayer de réduire les erreurs des modèles.

Cette thèse participe à cet effort en se focalisant sur la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique et les processus physiques en jeu, ainsi que sur le rôle du vent sur ces processus. Nous proposons, ci-dessous, pour clore ce mémoire, une synthèse des principaux résultats obtenus qui ouvrent de nouvelles perspectives.

Synthèse

Les événements de forts et de faibles refroidissements de la langue d'eau froide Atlantique (appelés respectivement événements froids et chauds) sont généralement associés dans la littérature à l'intensité du vent le long de l'équateur. Cette relation nous a permis de sélectionner dix cas de formation de la langue d'eau

froide que nous avons étudiés grâce à des bilans de chaleur calculés sur la profondeur de la couche de mélange.

Le bilan de chaleur de la couche de mélange permet de décomposer la tendance de la température moyenne en cinq termes. Dans ce cadre de l'étude de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide, deux des termes du bilan de chaleur sont négligeables (ce qui est en accord avec Jouanno et al. 2011b, Wade et al. 2011b, entre autres) : la diffusion horizontale et l'entraînement. Les autres termes jouent un rôle lors des événements de fort et de faible refroidissement : **i)** le mélange vertical contribue aux anomalies de température, alors que **ii)** les flux de chaleur s'y opposent, et que **iii)** l'advection horizontale les atténue au milieu de l'été boréal.

i) Le mélange vertical, processus moteur de l'évolution des couches de mélange lors du refroidissement saisonnier de la langue d'eau froide (Foltz et al. 2003 ; Wade et al. 2011b ; Jouanno et al. 2011a, 2011b ; Giordani et al. 2013), est le processus dominant les anomalies interannuelles de température de la couche de mélange. Le mélange vertical s'intensifie de mai à juillet lors des événements froids, ce qui permet une incorporation accrue d'eaux froides de la thermocline supérieure dans la couche de mélange, alors qu'inversement, lors des événements chauds, ce processus est nettement limité. Des résultats similaires avaient déjà été ébauchés dans l'étude de Wade et al. (2011b) : ils trouvent ici leur entière confirmation.

ii) Lors des événements froids (chauds), les flux nets de chaleur en surface augmentent (diminuent) à cause de la réduction (le renforcement) des flux de chaleur latente. Ici, l'effet de l'humidité l'emporte sur l'augmentation constatée de la vitesse du vent. Les anomalies des flux de chaleur, qui s'opposent aux anomalies de température, seraient donc plutôt le résultat des anomalies de l'humidité et par conséquent de la température en première approximation.

iii) Les anomalies d'advection horizontale de l'été boréal résultent de la distribution spatiale des anomalies de température moyenne de la couche de mélange. Ces anomalies, plus fortes au centre de la langue d'eau froide, renforcent (affaiblissent) les gradients de température lors des événements froids (chauds). Cela augmente (diminue) l'activité ondulatoire dans la région (Perez et al. 2012), ce qui cause des anomalies positives (négatives) d'advection horizontale haute fréquence. La modification des gradients de température affecte également l'advection horizontale basse fréquence : les eaux advectées par le courant équatorial sud sont relativement plus chaudes (froides) que les eaux présentes au cœur de la langue d'eau froide. Notre étude a ainsi mis en évidence le rôle fondamental de l'advection horizontale, dont l'effet est de tempérer le refroidissement des couches de mélange lors des années froides. À l'inverse, lors des années chaudes, son effet permet de prolonger le refroidissement jusque vers la fin du mois de juillet.

Afin de comprendre comment les anomalies de mélange vertical opèrent sur la couche de mélange, il faut considérer la dynamique de plus grande échelle. Lors des événements froids (chauds), la divergence des courants au niveau de l'équateur augmente (réduit) l'intensité des vitesses verticales ascendantes. Or, ces anomalies d'upwelling n'engendrent pas directement d'anomalies de température de surface : le

bilan de chaleur de la couche de mélange montre en effet que l'advection verticale joue un rôle négligeable sur la tendance de la température moyenne de la couche de mélange.

Si la vitesse verticale n'a pas de rôle direct sur le refroidissement en surface, elle exerce toutefois un rôle indirect majeur : elle module l'épaisseur de la couche de mélange (dont la base se comporte quasiment comme une surface matérielle), ainsi que l'intensité des gradients verticaux de température dans la thermocline et enfin le cisaillement vertical de courant (lequel contrôle la production d'énergie cinétique turbulente). Ainsi, une forte vitesse verticale diminue la profondeur de la couche de mélange et augmente le gradient vertical de température. En dépit de l'augmentation de la stabilité dans la thermocline supérieure, l'effet prépondérant du cisaillement augmente la turbulence. Le mélange vertical incorpore donc d'avantage d'eau plus froide dans un volume plus petit, ce qui décuple son influence sur la tendance de température de la couche de mélange.

Les résultats de cette thèse nous permettent de proposer deux schémas pour résumer les mécanismes qui contrôlent le développement (1) et ensuite l'atténuation (2) des anomalies de température de la langue d'eau froide :

$$\mathbf{WEF} \rightarrow \vec{\nabla}.\overrightarrow{\mathbf{U_s}} \rightarrow \mathbf{w} \rightarrow \{\mathbf{MLD}, \mathbf{N^2}, \mathbf{S^2}\} \rightarrow \mathbf{TKE} \rightarrow \mathbf{mélange\ vertical} \rightarrow \mathbf{T_{anom}} \quad \textbf{(1)}$$

$$\mathbf{T_{anom}} \rightarrow \nabla\mathbf{T} \rightarrow -\langle \mathbf{U_h}.\nabla\mathbf{T} \rangle \quad \textbf{(2)}$$

L'ensemble de ces résultats montre que les anomalies de température de surface de la mer qui différencient événements froids et chauds sont le résultat d'une modulation des mêmes mécanismes qui expliquent le refroidissement saisonnier de la langue d'eau froide.

Discussion et perspectives

Jeux de données

Dans ce mémoire, nous nous sommes livrés à une intercomparaison des données existantes, qui s'est révélée une étape importante dans le choix des analyses objectives et des réanalyses. Nous avons ainsi montré la difficulté pour ces produits de restituer la variabilité interannuelle de la température de surface et de subsurface. Voici quelques remarques concernant certains produits dans l'Atlantique équatorial :

- Les analyses objectives EN3v2a et EN4v1.7 proposent des anomalies de température de surface de la mer qui ne sont pas en accord avec d'autres jeux de données, principalement avant les années 2000.
- La réanalyse GLORYS2v1 présente de fortes anomalies de température en subsurface, principalement pendant les périodes où les données PIRATA (Bourlès et al. 2008) sont manquantes. Cette réanalyse est donc à utiliser avec prudence dans cette région.

De manière générale nous conseillons d'effectuer une intercomparaison des températures de surface et de subsurface avec plusieurs produits dérivés d'observations et si possible des observations in situ avant de débuter toute étude avec un jeu de données.

Notre validation du modèle manque cruellement de confrontations avec des observations. Ce travail n'a été réalisé que partiellement car nous avons choisi d'étudier une période longue (1982-2007) pour laquelle le nombre d'observations est faible, notamment avant les années 2000. Il serait intéressant de valider plus finement le modèle et nos résultats sur la période récente. Néanmoins, des études de l'année 2005 (e.g. Marin et al. 2009 ; Wade et al. 2011b) confortent nos résultats concernant les événements froids.

Au cours de cette étude, nous avons utilisé le modèle NEMO avec une résolution horizontale de 1° (résolution méridienne de 1/3° entre 3°S et 3°N) car c'est la résolution utilisée pour son intégration dans le modèle couplé du CNRM. Cela nous a permis de mieux connaître les performances du modèle utilisé en mode climatique dans l'équipe. Pour l'étude des processus océaniques, la résolution utilisée (horizontale et verticale) pourrait sembler un peu grossière. Mais une rapide comparaison avec une simulation à plus haute résolution (horizontale ¼°, 75 niveaux verticaux ; détails dans Jouanno et al. 2011b) a montré des résultats comparables aux échelles concernées. Il serait tout de même important de contrôler avec une simulation à haute résolution les résultats concernant le bilan de chaleur de la couche de mélange, notamment le terme de mélange vertical, composante majeure du refroidissement. Une simulation à plus haute résolution pourrait également permettre de vérifier les rôles du courant équatorial sud (courant de surface) et du sous-courant équatorial (courant de subsurface) sur la production anormale d'énergie cinétique turbulente lors des événements froids et chauds.

Nos résultats concernant le bilan de chaleur de la couche de mélange souffrent de la faible profondeur de la couche de mélange dans le modèle comparée à des analyses objectives (e.g. Sallée et al. 2010). Augmenter le mélange vertical dans les couches superficielles de l'océan pourrait être une solution pour approfondir la couche de mélange et permettrait peut-être de réduire le biais chaud de la langue d'eau froide observé dans les modèles de climat. Le mélange vertical dans notre simulation repose sur une paramétrisation de l'énergie cinétique turbulente. Celle-ci pourrait être modifiée afin d'augmenter le mélange. D'autres paramétrisations sont disponibles dans NEMO. Par exemple, la paramétrisation générique des longueurs de mélange (Umlauf and Bulchard 2003, 2005) est actuellement testée à Mercator Ocean (Reffray et al., 2015) et pourrait faire l'objet de tests à l'échelle climatique.

Les mesures de turbulence effectuées depuis 10 ans dans le Pacifique (Moum and Nash 2015) pourraient nous permettre d'évaluer les différentes paramétrisations du mélange vertical de NEMO. La généralisation de ces mesures sur les réseaux TAO / TRITON (*TRIangle Trans-Ocean buoy Network*) et PIRATA permettra un calibrage plus précis de l'ensemble des modèles océaniques.

Comme de nombreuses études (Servain et al. 1982 ; Keenlyside and Latif 2007 ; Marin et al. 2009 ; Burls et al. 2012 ; Richter et al. 2013), notre travail montre l'importance du vent pour le refroidissement équatorial. Une bonne représentation des vents apparaît clairement comme une condition nécessaire à une bonne représentation de la langue d'eau froide. Or il a été montré (Richter 2015) que les modèles de climat représentent mal le vent de surface. Un des axes privilégiés pour améliorer les modèles couplés dans la région est clairement de mieux représenter le vent dans les modèles atmosphériques. En parallèle, ce travail a montré que le modèle océanique, même à une résolution climatique (1° en moyenne), est capable de représenter de façon réaliste la langue d'eau froide, son développement saisonnier comme sa variabilité interannuelle. Cela renforce l'idée que la priorité est bien d'améliorer le réalisme des modèles atmosphériques dans la région. Cependant, il est fort possible que les biais des modèles couplés soient aussi en partie dus à de fortes rétroactions couplées dans la région.

Méthode

Nous avons fait le choix dans cette thèse d'étudier la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide en analysant les composites d'événements particulièrement froids ou chauds. La force de cette classification est que les événements sélectionnés sont détectés dans de nombreux jeux de données. Cela nous a permis de mettre en évidence de manière concrète les processus océaniques qui contrôlent les anomalies de température de surface de la mer, mais également de contrôler, en utilisant plusieurs produits, la chronologie et la position des anomalies présentes lors de ces événements (en terme de température de surface, de cisaillement vertical de courant,…). Comme les événements sélectionnés sont particulièrement robustes, nous avons pu utiliser des jeux de données donnant accès à d'autres variables pour approfondir notre étude de ces événements (en terme de pression de surface, de couverture nuageuse,…).

Il reste encore de nombreux axes d'études qui pourraient être explorés en utilisant cette classification. En voici quelques exemples :

- l'analyse de la variabilité intrasaisonnière peut permettre de comprendre les différences entre les années que nous avons étudiées par composites, notamment en terme de date de formation de la langue d'eau froide (définie par Caniaux et al. 2011),
- l'étude de la mousson africaine peut améliorer notre compréhension de la connexion entre la langue d'eau froide et le flux de mousson,
- à plus grande échelle, on pourrait examiner les liens entre la langue d'eau froide et le sud-est de l'Atlantique tropical (région de Benguela).

À l'aide de notre classification, nous nous sommes focalisés sur un seul type d'événements, dans lequel les anomalies de surface de la mer sont par construction associées aux anomalies de vent de surface (événements « canoniques »). Il paraît important d'approfondir notre étude (chapitre 5) des événements pendant lesquels les alizés sont intensifiés au printemps mais les anomalies de température sont chaudes pendant l'été (événements « non-canoniques » ; Richter et al. 2013). Lors

de ce type d'événements, le rôle des advections pourrait être important, particulièrement en subsurface (Richter et al. 2013). L'outil « Ariane » (Blanke and Raynaud 1997) pourrait permettre de déterminer l'origine des anomalies de température sous la couche de mélange. Il serait également intéressant d'analyser la dynamique de grande échelle lors de ce type d'événements.

Notre classification pourrait également être adaptée afin d'analyser l'apparition d'anomalies de température pendant les autres saisons, notamment pendant l'hiver boréal, au moment de la petite saison froide. Nous pourrions également fonder une classification sur d'autres critères, par exemple les téléconnexions entre le phénomène El Niño/oscillation australe et les températures de surface de la mer de l'Atlantique tropical (e.g. Saravanan and Chang 2000). On pourrait utiliser ce lien pour mieux comprendre comment les deux bassins s'influencent mutuellement, et étudier les processus océaniques importants lors de ces événements. Actuellement, la variabilité des deux bassins est nettement anti-corrélée, cependant, il a été montré que ce lien n'est pas stable dans le temps (Joly and Voldoire 2010), ce qui peut limiter le nombre de cas d'étude et l'universalité des résultats obtenus.

Processus océaniques

L'ensemble de notre étude du refroidissement équatorial à l'échelle interannuelle a montré que : 1) la divergence des courants de surface génère un upwelling dont le rôle est de préconditionner la couche de mélange ; 2) le cisaillement vertical de courant permet d'expliquer une partie de la turbulence à la base de la couche de mélange ; 3) le mélange vertical contrôle le refroidissement de la surface, 4) l'advection horizontale participe fortement au refroidissement de la langue d'eau froide lors des événements chauds. Cela montre donc que les théories proposées pour expliquer le refroidissement équatorial à l'échelle saisonnière (chapitre 1) restent applicables aux plus grandes échelles.

Cette analyse des mécanismes de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide a fait apparaître une opposition entre le rôle du mélange vertical et celui de l'advection horizontale. Cela rappelle les théories de l'oscillateur retardé ou rechargé, souvent utilisées pour décrire les cycles du phénomène El Niño/oscillation australe (Suarez and Schopf 1988 ; Battisti and Hirst 1989 ; Jin 1997). Selon ces théories, le développement d'un événement El Niño (anomalies chaudes) va entraîner son déclin. Lors d'un événement El Niño, les anomalies positives de vent d'est dans l'océan pacifique génèrent des ondes de Kelvin se propageant vers l'est, qui approfondissent la thermocline et favorisent le développement d'anomalies chaudes de température. Ensuite, les ondes de Kelvin se réfléchissent sur l'Amérique du Sud, formant des ondes de Rossby qui se propagent vers l'ouest avec le courant équatorial. Cela permet une advection des anomalies de température vers l'ouest (Picaut et al. 1997 ; Clarke et al. 2000) ainsi qu'une diminution de la profondeur de la thermocline, ce qui entraîne la décroissance d'un événement El Niño. Dans le cas de notre étude de la langue d'eau froide, des anomalies négatives de flux d'énergie cinétique moyenne de surface approfondissent la couche de mélange et diminuent le refroidissement par mélange vertical. Cela génère

rapidement des anomalies positives de température. Ces dernières vont modifier les gradients de température dans la région et ainsi engendrer des anomalies d'advection, réduisant l'intensité de l'événement chaud. On retrouve donc dans les deux bassins un système d'amortissement des anomalies. En revanche, ce système semble déclenché dans le Pacifique par la cause des anomalies de température (les ondes), alors qu'il est engendré par les anomalies de température elles mêmes dans l'Atlantique. Cette différence induit une réaction plus rapide du système d'amortissement dans l'Atlantique, ce qui réduit l'amplitude des anomalies de température.

Ce mémoire a proposé des explications à la formation d'anomalies de températures lors des événements froids et chauds de la langue d'eau froide associés à des anomalies de vent, dits « canoniques ». Mais ces processus s'appliquent-ils à d'autres cas ? Le flux d'énergie cinétique moyenne de surface, déjà mis évidence dans la formation de la langue d'eau froide de 2006 (Giordani et al. 2013), apparaît comme un élément très important pour déterminer le signe des anomalies de température. Nous avons montré (chapitre 5) que le flux d'énergie cinétique moyenne était également un acteur important pour des événements « non-canoniques ». Il faudrait prolonger cette étude pour déterminer quel pourcentage de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide peut être expliqué par la variabilité du flux d'énergie cinétique moyenne.

Le flux d'énergie cinétique moyenne de surface étant contrôlé par les alizés et le courant de surface, il faudrait approfondir l'origine des anomalies de ces forçages, en particulier en termes de position et de chronologie. Il est déjà bien établi (cf. Foltz and McPhaden 2004 ; Marin et al. 2009 ; Lübbecke et al. 2014 ; Richter et al. 2014b) que des anomalies du champ de pression dans l'anticyclone de Sainte-Hélène, au début du printemps boréal, génèrent des anomalies dans le régime des alizés de l'hémisphère sud. Cependant, comme dans les précédentes études, nous ne sommes pas parvenus à mettre en évidence un lien clair entre les anomalies du champ de pression en début de printemps et la persistance d'alizés soutenus pendant toute la saison froide. Il faudrait poursuivre cette idée et peut-être envisager d'autres paramètres régulant le régime des alizés.

Bibliographie

Adamec D, O'Brien JJ (1978) The seasonal upwelling in the Gulf of Guinea due to remote forcing. J. Phys. Oceanogr., 8(6):1050-1060. doi: 10.1175/1520-0485(1978)008<1050:TSUITG>2.0.CO;2

Alexander MA, Bladé I, Newman M, Lanzante JR, Lau NC, Scott JD (2002) The Atmospheric Bridge: The Influence of ENSO Teleconnections on Air-Sea Interaction over the Global Oceans. J. Climate, 15(16):2205-2231. doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<2205:TABTIO>2.0.CO;2

Allison EH, Perry AL, Badjeck MC, Adger WN, Brown K, Conway D, Halls AS, Pilling GM, Reynolds JD, Andrew NL, Dulvy NK (2009) Vulnerability of national economies to the impacts of climate change on fisheries. Fish and Fisheries, 10(2):173-196. doi: 10.1111/j.1467-2979.2008.00310.x

Aumont O, Bopp L (2006) Globalizing ocean in-situ iron fertilization experiments. Global Biogeochem. Cycles, 20(2):GB2017. doi: 10.1029/2005GB002591

Axell LB (2002) Wind-driven internal waves and Langmuir circulations in a numerical ocean model of the southern Baltic Sea. J. Geophys. Res.: Oceans, 107(C11):3204. doi: 10.1029/2001JC000922

Bakun A (1978) Guinea Current upwelling. Nature, 271:147-150. doi: 10.1038/271147a0

Balmaseda MA, Anderson D (2009) Impact of initialization strategies and observations on seasonal forecast skill. Geophys. Res. Lett., 36(1):L01701. doi: 10.1029/2008GL035561

Balmaseda MA, Mogensen K, Molteni F, Weaver AT (2010) The NEMOVAR-COMBINE ocean re-analysis. COMBINE Technical report No. 1

Balmaseda MA, Mogensen K, Weaver AT (2013) Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4. Q. J. R. Meteorol. Soc., 139(674):1132-1161. doi: 10.1002/qj.2063

Battisti DS, Hirst AC (1989) Interannual variability in a tropical atmosphere ocean model – Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity. Journal of the Atmospheric Science, 46(12):1687-1712. doi: 10.1175/1520-0469(1989)046<1687:IVIATA>2.0.CO;2

Beckmann A, Döscher R (1997) A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models. J. Phys. Oceanogr., 27(4):581-591. doi: 10.1175/1520-0485(1997)027<0581:AMFIRO>2.0.CO;2

Behrenfeld MJ, Randerson JT, McClain CR, Feldman GC, Los SO, Tucker CJ, Falkowski PG, Field CB, Frouin R, Esaias WE, Kolber DD, Pollack NH (2001) Biospheric Primary Production During an ENSO Transition. Science, 291(5513):2594-2597. doi: 10.1126/science.1055071

Bjerknes J (1969) Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Mon. Wea. Rev., 97(3):163-172. doi: 10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2

Blanke B, Delecluse P (1993) Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. J. Phys.

Oceanogr., 23(7):1363-1388. doi: 10.1175/1520-0485(1993)023<1363:VOTTAO>2.0.CO;2

Blanke B, Raynaud S (1997) Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: a Eulerian and Lagrangian approach from GCM results. J. Phys. Oceanogr., 27(6):1038-1053. doi: 10.1175/1520-0485(1997)027<1038:KOTPEU>2.0.CO;2

Boulanger JP, Menkes C, Lengaigne M. (2004) Role of high- and low-frequency winds and wave reflection in the onset, growth and termination of the 1997/1998 El Niño. Clim. Dyn., 22(2-3):267:280. doi: 10.1007/s00382-003-0383-8

Bourlès B, Gouriou Y, Chuchla R (1999) On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic. J. Geophys. Res.: Oceans, 104(C4):21151-21170. doi: 10.1029/1999JC900058

Bourlès B, Lumpkin R, McPhaden MJ, Hernandez F, Nobre P, Campos E, Yu L, Planton S, Busalacchi A, Moura AD, Servain J, Trotte J (2008) The Pirata Program: History, Accomplishments, and Future Directions. Bull. Amer. Meteor. Soc., 89(8):1111-1125. doi: 10.1175/2008BAMS2462.1

Brandt P, Schott FA, Provost C, Kartavtseff A, Hormann V, Bourlès B, Fischer J (2006) Circulation in the central equatorial Atlantic: Mean and intraseasonal to seasonal variability. Geophys. Res. Lett., 33:L07609. doi: 10.1029/2005GL025498

Brandt P, Caniaux G, Bourlès B, Lazar A, Dengler M, Funk A, Hormann V, Giordani H, Marin F (2011) Equatorial upper-ocean dynamics and their interaction with the West African monsoon. Atmos. Sci. Lett., 12(1):24-30. doi: 0.1002/asl.287

Brandt P, Funk A, Tantet A, Johns WE, Fischer J (2014) The equatorial undercurrent in the central Atlantic and its relation to tropical Atlantic variability. Clim. Dyn., 43(11):2985-2997. doi: 10.1007/s00382-014-2061-4

Burls NJ, Reason CJC, Penven P, Philander SG (2011) Similarities between the tropical Atlantic seasonal cycle and ENSO: An energetics perspective. J. Geophys. Res.: Oceans, 116:C11010. doi:10.1029/2011JC007164

Burls NJ, Reason CJC, Penven P, Philander SG (2012) Energetics of the tropical Atlantic zonal mode. J. Climate, 25(21):7442-7466. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00602.1

Cabanes C, Grouazel A, Von Schuckmann K, Hamon M, Turpin V, Coatanoan C, Paris F, Guinehut S, Boone C, Ferry N, de Boyer Montégut C, Carval T, Reverdin G, Pouliquen S, Le Traon PY (2013) The CORA dataset: validation and diagnostics of in-situ ocean temperature and salinity measurments. Ocean Sci., 9(special issue):1-18. doi: 10.5194/os-9-1-2013

Caminade C (2006) Rôle de l'océan et influence des émissions d'origine anthropique sur la variabilité climatique en Afrique. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier – Toulouse III

Caniaux G, Giordani H, Redelsperger JL, Guichard F, Key E, Wade M (2011) Coupling between the Atlantic cold tongue and the West African Monsoon in boreal spring and summer. J. Geophys. Res.: Oceans, 116:C04003. doi: 10.1029/2010JC006570

Caniaux G, Giordani H, Redelsperger JL, Wade M, Bourlès B, Bourras D, de Coëtlogon D, duPenhoat Y, Janicot S, Key E, Koffi U, Kolodziejczyk N, Eymard L, Jouanno J, Lazar A, Leduc-Leballeur M, Lefèvre N, Marin F, Nguyen H, Parard G (2012) Les avancées d'AMMA sur les interactions ocean-atmosphère. La Météorologie, Numéro Spécial AMMA, pp. 17-24. doi: 10.4267/2042/48128

Carr ME, Fredrichs MAM, Schmeltz M, Aita MN, Antoine D, Arrigo KR, Asanuma I, Aumont O, Barber R, Behrefeld M, Bidigare R, Buitenhuis ET, Campbel J, Ciotti A, Dierssen H, Dowell M, Dunne J, Esaias W, Gentili B, Gregg W, Groom S,

Hoepffner N, Ishizaka J, Kameda T, Le Quéré C, Lohrenz S, Marra J, Mélin F, Moore K, Morel A, Reddy TE, Ryan J, Scardi M, Smyth T, Turpie K, Tolstone G, Waters K, Yamanaka Y (2006) A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color. Deep Sea Res. II, 53(5-7):741-770. doi: 10.1016/j.dsr2.2006.01.028

Carton JA, Huang B (1994) Warm events in the tropical Atlantic. J. Phys. Oceanogr., 24(5):888-903. doi: 10.1175/1520-0485(1994)024 <0888:WEITTA>2.0.CO;2

Chang P, Fang Y, Saravanan R, Ji L, Seidel H (2006) The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. Nature, 443:324-328. doi: 10.1038/nature05053

Chavez FP, Messié M (2009) A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. Progress in Oceanography, 83(1-4):80-96. doi: 10.1016/j.pocean.2009.07.032

Chavez FP, Messié M, Pennington JT (2011) Marine Primary Production in Relation to Climate Variability and Change. Annual Review of Marine Science, 3(1):227-260. doi: 10.1146/annurev.marine.010908.163917

Clarke AJ, Wang JG, Van Gorder S (2000) A simple warm-pool displacement ENSO model. J. Phys. Oceanogr., 30(7):1679-1691. doi: 10.1175/1520-0485(2000)030<1679:ASWPDE >2.0.CO;2

Clarke AJ, Van Gorder S (2003) Improving El Nino prediction using a space-time integration of Indo-Pacific winds and equatorial Pacific upper ocean heat content. Geophys. Res. Lett., 30(7):1399. doi: 10.1029/2002GL016673

Colin C (1989) Sur la variabilité dans le Golfe de Guinée. Nouvelles considérations sur les mécanismes d'upwelling. Ph.D. thesis, Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris

Conkright ME, Antonov JI, Baranova O, Boyer TP, Garcia HE, Gelfeld R, Johnson D, Locsrnini RA, Murphy PP, O'Brien TD, Smolyar I, Stephens C (2002), World Ocean Database 2001, vol. 1, Introduction. Edited by S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 42, 167 pp., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md

Cromwell T (1953) Circulation in a meridional plane in the central equatorial Pacific. J. Mar. Res., 12(2):196-213

Curtis S, Hastenrath S (1995) Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. J. Geophys. Res.: Oceans, 100(C8):15835-15847. doi: 10.1029/95JC01502

Dai A, Trendberth KE (2002) Estimates of freshwater discharge from continents: latitudinal and seasonal variations. J. Hydrometeorol., 3(6):660-687. doi: 10.1175/1525-7541(2002)003<0660:EOFDFC>2.0.CO;2

Danabasoglu G, Yeager SG, Bailey D, Behrens E, Bentsen M, Bi D, Biastoch A, Boning C, Bozec A, Canuto V, Cassou C, Chassignet E, Coward AC, Danilov S, Diansky N, Drange H, Farneti R, Fernandez E, Fogli PG, Forget G, Fujii Y, Griffies SM, Gusev A, Heimbach P, Howard A, Jung T, Kelley M, Large WG, Leboissetier A, Lu J, Madec G, Marsland SJ, Masina S, Navarra A, Nurser AJG, Pirani A, Salas y Melia D, Samuels BL, Scheinert M, Sidorenko D, Treguier AM, Tsujino H, Uotila P, Valcke S, Voldoire A, Wang Q (2014) North Atlantic simulations in the Coordinated Ocean-sea ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states. Ocean Modelling, 73:76-107, doi: 10.1016/j.ocemod.2013.10.005

de Boyer Montégut C, Madec G, Fischer AS, Lazar A, ludicone D (2004) Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile sata and a profile-based climatology. J. Geophys. Res.: Oceans, 109:C12003. doi: 10.1029/2004JC002378

de Coëtlogon G, Janicot S, Lazar A (2010) Intraseasonal variability of the ocean-

atmosphere coupling in the Gulf of Guinea during boreal spring and summer. Q. J. R. Meteorol. Soc., 136(S1):426-441. doi: 10.1002/qj.554

de Szoeke SP, Xie SP, Miyama T, Richards KJ, Small RJO (2007) What maintains the SST front north of the eastern Pacific Equatorial cold tongue? J. Climate, 20(11):2500-2514. doi: 10.1175/JCLI4173.1

Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Hólm EV, Isaksen L, Kållberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette J-J, Park B-K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut JN, Vitart F (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q. J. R. Meteorol. Soc., 137(656):553-597. doi: 10.1002/qj.828

Delecluse P, Madec G (1999) Ocean modeling and the role of the ocean in the climate system. Modeling the Earth's Climate and Its Variability, WR Holland, S Joussaume, F David, Eds., Elsevier Science, 237-313

Ding H, Keenlyside NS, Latif M (2010) Equatorial Atlantic interannual variability: Role of heat content. J. Geophys. Res.: Oceans, 115:C09020. doi: 10.1029/2010JC006304

Druyan LM, Fulakeza M (2015) The impact of the Atlantic cold tongue on West African monsoon onset in regional model simulations for 1998-2002. Int. J. Climatol., 35(2):275-287. doi: 10.1002/joc.3980

Echevin V, Aumont O, Ledesma J, Flores G (2008) The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peruvian upwelling system: A modelling study. Progress in Oceanography, 79(2-4):167-176. doi: 10.1016/j.pocean.2008.10.026

Eltahir EAB, Gong C (1996) Dynamics of wet and dry years in West Africa. J. Climate, 9(5):1030-1042. doi: 10.1175/1520-0442(1996)<1030:DOWADY>2.0.CO;2

Enfield DB, Mayer DA (1997) Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño Southern Oscillation. J. Geophys. Res.: Oceans, 102(C1):929-945. doi: 10.1029/96JC03296

Fedorov AV (2002) The response of the coupled tropical ocean-atmosphere to westerly wind bursts. Q. J. R. Meteorol. Soc., 128(579):1-23. doi: 10.1002/qj.200212857901

Fennel W (1988) Analytical theory of the steady-state coastal ocean and equatorial ocean. J. Phys. Oceanogr., 18(6):834-850. doi: 10.1175/1520-0485(1988)018<0834:ATOTSS> 2.0.CO;2

Fennel W (1999) Theory of the Benguela Upwelling System. J. Phys. Oceanogr., 29(2):177-190. doi: 10.1175/1520-0485(1999)029<0177:TOTBUS>2.0.CO;2

Ferry N, Parent L, Garric G, Bricaud C, Testut CE, Le Galloudec O, Lellouche JM, Drevillon M, Greiner E, Barnier B, Molines JM, Jourdain NC, Guinehut S, Cabanes C, Zawadzki L (2012) GLORYS2V1 global ocean reanalysis of the altimetric era (1992-2009) at meso scale. Mercator Quarterly Newsletter 44, January 2012, 29-39

Flaounas E, Janicot S, Bastin S, Roca R (2012) The West African monsoon onset in 2006: sensitivity to surface albedo, orography, SST and synoptic scale dry-air intrusion using WRF. Clim. Dyn., 38(3-4):685-708. doi: 10.1007/s00382-011-1255-2

Foltz GR, Grodsky SA, Carton JA, McPhaden MJ (2003) Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. J. Geophys. Res.: Atmospheres,

108(C5):3146. doi: 10.1029/2002jc001584
Foltz, GR, McPhaden MJ (2004) The 30–70 day oscillations in the tropical Atlantic. Geophys. Res. Lett., 31:L15205. doi: 10.1029/2004GL020023
Foltz, GR, McPhaden MJ (2006) The role of oceanic heat advection in the evolution of tropical North and South Atlantic SST anomalies. J. Climate, 19(23):6122-6138. doi: 10.1175/JCLI3961.1
Fontaine B, Philippon N, Camberlin P (1999) An improvement of June-September rainfall forecasting in the Sahel based upon region April-May moist static energy content (1968-1977). Geophys. Res. Lett., 26(14):2041-2044. doi: 10.1029/1999GL900495
Fontaine B, Louvet S (2006) Sudan-Sahel rainfall onset: Definition of an objective index, types of years, and experimental hindcasts. J. Geophys. Res.: Atmospheres, 111:D20103. doi: 10.1029/2005JD007019
Fung IY, Meyn SK, Tegen I, Doney SC, John JG, Bishop JKB (2000) Iron supply and demand in the upper ocean. Global Biogeochemical Cycles, 14(1):281-295. doi: 10.1029/1999GB900059
Giordani H, Caniaux G (2011) Diagnosing vertical motion in the Equatorial Atlantic. Ocean Dyn., 61(12):1995-2018. doi: 10.1007/s10236-011-0467-7
Giordani H, Caniaux G, Voldoire A (2013) Intraseasonal mixed-layer heat budget in the equatorial Atlantic during the cold tongue development in 2006. J. Geophys. Res.: Oceans, 118(2):650-671. doi: 10.1029/2012JC008280
Giordani H, Caniaux G (2014) Lagrangian sources of frontogenesis in the equatorial Atlantic front. Clim. Dyn., 43(11):3147-3162. doi: 10.1007/s00382-014-2293-3
Good SA, Martin MJ, Rayner NA (2013) EN4: quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates. J. Geophys. Res.: Oceans, 118(12):6704-6716, doi: 10.1002/2013JC009067
Gouriou Y, Reverdin G (1992) Isopycnal and diapycnal circulation of the upper equatorial Atlantic Ocean in 1983-1984. J. Geophys. Res.: Oceans, 97(C3):3543-3572. doi: 10.1029/91JC02935
Griffies SM, Winton M, Samuels B, Danabasoglu G, Yeager SG, Marsland S, Drange H, Brentsen M (2012) Datasets and protocol for the CLIVAR WGOMD Coordinated Ocean-sea ice Reference Experiments (COREs). WCRP Report No. 21/2012, pp. 21
Gu G, Adler RF (2004) Seasonal evolution and variability associated with the West African Monsoon system. J. Climate, 17(17):3364-3377. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<3364:SEAVAW>2.0.CO;2
Guinehut S, Dhomps AL, Larnicol G, Le Traon PY (2012) High resolution 3D temperature and salinity fields derived from in situ and satellite observations. Ocean Sci., 8(5):845-857. doi: 10.5194/os-8-845-2012
Hastenrath S, Lamb P (1978) On the dynamics and climatology of surface flow over the equatorial oceans. Tellus, 30(5):436-448. doi: 10.1111/j.2153-3490.1978.tb00859.x
Hazeleger W, de Vries P, Friocourt Y (2003) Sources of the Equatorial Undercurrent in the Atlantic in a High-Resolution Ocean Model. J. Phys. Oceanogr., 33(4):677-693. doi: 10.1175/1520-0485(2003)33<677:SOTEUI>2.0.CO;2
Hewitt HT, Copsey D, Culverwell ID, Harris CM, Hill RSR, Keen AB, McLaren AJ, Hunke EC (2011) Design and implementation of the infrastructure of HadGEM3: the next-generation Met Office climate modelling system. Geoscientific Model Development, 4(2):223-253. doi:10.5194/gmd-4-223-2011
Hieronymus M, Nycander J (2013) The budgets of heat and salinity in NEMO. Ocean

Modelling, 67:28-38. doi: 10.1016/j.ocemod.2013.03.006
Hisard P (1973) Variations saisonnières à l'équateur dans le Golfe de Guinnée. Cah. ORSTOM Ser. Oceanogr., 11:349-358
Houghton RW (1989) Influence of local and remote wind forcing in the Gulf of Guinea. J. Geophys. Res.: Oceans, 94(C4):4816-4828. doi: 10.1029/JC094iC04p04816
Hu ZZ, Huang B (2007) Physical Processes Associated with the Tropical Atlantic SST Gradiant during the Anomalous Evolution in the Southeastern Ocean. J. Climate, 20(14):3366-3378. doi: 10.1175/JCLI4189.1
Huang B, Xue Y, Zhang D, Kumar A, McPhaden MJ (2010) The NCEP GODAS Ocean Analysis of the Tropical Pacific Mixed Layer Heat Budget on Seasonal to Interannual Time Scales. J. Climate, 23(18):4901-4925. doi: 10.1175/2010JCLI3373.1
Huang B, Xue Y, Wand H, Wang W, Kumar A, (2012) Mixed layer heat budget of the El Niño in NCEP climate forecast system. Clim. Dyn., 39(1-2):365-381. doi: 10.1007/s00382-011-1111-4
Hummels R, Dengler M, Bourlès B (2013) Seasonal and regional variability of upper ocean diapycnal heat flux in the Atlantic Cold Tongue. Progress in Oceanography, 111:52-74. doi: 10.1016/j.pocean.2012.11.001
Hummels R, Dengler M, Brandt P, Schlundt M (2014) Diapycnal heat flux and mixed layer heat budget within in the Atlantic Cold Tongue. Clim. Dyn., 43(11):3179-3199, doi: 10.1007/s00382-014-2339-6
Illig S, Dewitte B, Ayoub N, du Penhoat Y, Reverdin G, Mey PD, Bonjean F, Lagerloef GSE (2004) Interannual long equatorial waves in the tropical Atlantic from a high-resolution ocean general circulation model experiment in 1981-2000. J. Geophys. Res.: Oceans, 109:C02022. doi: 10.1029/ 2003JC001771
Ingleby B, Huddleston M (2007) Quality control of ocean temperature and salinity profiles – historical and real time data. J. Mar. Syst., 65(1-4):158-175. doi: 10.1016/j.jmarsys.2005.11.019
Iudicone D, Madec G, McDougall TJ (2008) Water-Mass Transformations in a Neutral Density Framework and the Key Role of Light Penetration. J. Phys. Oceanogr., 38(7):1357-1376. doi: 10.1175/2007JPO3464.1
Jackett DR, McDougall TJ (1995) Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability. J. Atmos. Oceanic. Technol., 12(2):381-389. doi: 10.1175/1520-0426(1995)012<0381:MAOHPT>2.0.CO;2
Janicot S (1992) Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part II: associated surface and airmass characteristics. J. Climate, 5(5):499–511. doi: 10.1175/1520-0442(1992)005<0499:SVOWAR>2.0.CO;2
Janicot S (1997) Le projet WAMP (West African Monsoon Project). Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, Toulouse, France. p.117-119
Janicot S, Caniaux G, Chauvin F, de Coëtlogon G, Fontaine B, Hall N, Kiladis G, Lafore JP, Lavaysse C, Lavender SL, Leroux S, Marteau R, Mounier F, Philippon N, Roehrig R, Sultan B, Taylor CM (2011) Intraseasonal variability of the West African monsoon. Atmos. Sci. Lett., 12(1):58-66. doi: 10.1002/asl.280
Janowiak JE (1988) An investigation of interannual rainfall variability in Africa. J. Climate, 1(3):240-255. doi: 10.1175/1520-0442(1988)001<0240:AIOIRV>2.0.CO;2
Jerlov NG (1968) Optical oceanography. With 83 fig., 23 tables, Amsterdam-London-New York, Elsevier Publishing Company. 194 pp. Dfl. 37.50. doi: 10.1002/iroh.19710560214
Ji M, Behringer DW, Leetmaa A (1998) An Improved Coupled Model for ENSO

Prediction and Implications for Ocean Initialization. Part II: The Coupled Model. Mon. Wea. Rev., 126(4):1022–1034. doi: 10.1175/1520-0493(1998)126<1022:AICMFE>2.0.CO;2

Jien JY, Gough WA, Butler K (2015) The Influence of El Nino-Southern Oscillation on Tropical Cyclone Activity in the Eastern North Pacific Basin. J. Climate, 28(6):2459-2474. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00248.1

Jin FF (1997) An Equatorial Ocean Recharge Paradigm for ENSO. Part I: Conceptual Model Pacific. J. Atmos. Sci., 54(7):811-829. doi: 10.1175/1520-0469(1997)054<0811:AEORPF>2.0.CO;2

Jochum M, Malanotte-Rizzoli P, Busalacchi A (2004) Tropical instability waves in the Atlantic Ocean. Ocean Modelling, 7:145-163. doi: 10.1016/S1463-5003(03)00042-8

Jochum M, Murtugudde R, Ferrari R, Malanotte-Rizzoli P (2005) The Impact of Horizontal Resolution on the Tropical Heat Budget in an Atlantic Ocean Model. J. Climate, 18(6)841-851. doi: 10.1175/JCLI-3288.1

Jochum M, Murtugudde R (2006) Temperature Advection by Tropical Instability Waves. J. Phys. Oceanogr., 36(4):592-605. doi: 10.1175/JPO2870.1

Joly M, Voldoire A (2010) Role of the Gulf of Guinea in the inter-annual variability of the West Afican Monsoon: what do we learn from CMIP3 couple simulations? Int. J. Climatol., 30(12):1843-1856. doi: 10.1002/joc.2026

Jouanno J, Marin F, duPenhoat Y, Molines JM, Sheinbaum J (2011a) Seasonal Modes of Surface Cooling in the Gulf of Guinea. J. Phys. Oceanogr., 41(7):1408-1416. doi: 10.1175/JPO-D-11-031.1

Jouanno J, Marin F, duPenhoat Y, Sheinbaum J, Molines JM (2011b) Seasonal heat balance in the upper 100m of the Equatorial Atlantic Ocean. J. Geophys. Res.: Oceans, 116:C09003. doi: 10.1029/2010JC006912

Jouanno J, Marin F, duPenhoat Y, Molines JM (2013) Intraseasonal Modulation of the Surface Cooling in the Gulf of Guinea. J. Phys. Oceanogr., 43(2):382-401. doi: 10.1175/JPO-D-12-053.1

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Leetmaa A, Reynolds R, Jenne R, Joseph D (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Am. Meteorol. Soc., 77(3):437-471. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2

Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woolen J, Yang SK, Hnilo JJ, Fiorino M, Potter GL (2002) NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). Bull. Am. Meteorol. Soc., 83(11):1631-1643. doi: 10.1175/BAMS-83-11-1631

Kara AB, Hurlburt HE, Wallcraft AJ (2005) Stability-dependent exchange coefficients for air-sea fluxes. J. Atmos. Oceanic Technol., 22(7):1080-1094. doi: 10.1175/JTECH1747.1

Keenlyside NS, Latif M (2007) Understanding equatorial Atlantic interannual variability. J. Climate, 20(1):131-142. doi: 10.1175/JCLI3992.1

Kleeman R, Moore AM (1999) A new method for determining the reliability of dynamical ENSO predictions. Mon. Wea. Rev., 127(5):694-705. doi: 10.1175/1520-0493(1999)127<0694:ANMFDT>2.0.CO;2

Klein SA, Soden BJ, Lau N-C (1999) Remote sea surface variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. J. Climate, 12(4):917-932. doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<0917:RSSTVD>2.0.CO;2

Koch-Larrouy A, Madec G, Bouruet-Aubertot P, Gerkema T, Bessiëres L, Molcard R (2007) On the transformation of Pacific Water into Indonesian Throughflow Water

by internal tidal mixing. Geophys. Res. Lett., 34(4):L04604. doi: 10.1029/2006GL028405

Kolmogorov AN (1942) The equation of turbulent motion in an incompressible fluid. Izv Akad. Nauk SSSR, Ser. Fiz., 6:56-58

Kolodziejczyk N, Bourlès B, Marin F, Grelet J, Chuchla R (2009) Seasonal variability of the Equatorial Undercurrent at 10°W as inferred from recent in situ observations. J. Geophys. Res.: Oceans, 114:C6014. doi: 10.1029/2008JC004976

Kouadio YK, Ochou DA, Servain J (2003) Tropical Atlantic and rainfall variability in Côte d'Ivoire. Geophys. Res. Lett., 30(5):8005. doi: 10.1029/2002GL015290

Kröger J, Busalacchi AJ, Ballabrera-Poy J, Malanotte-Rizzoli P (2005) Decadal variability of shallow cells and equatorial sea surface temperature in a numerical model of the Atlantic. J. Geophys. Res.: Ocean, 110:C12003. doi: 10.1029/2004JC002703

Kusharski F, Syed FS, Burhan A, Farah I, Gohar A (2015) Tropical Atlantic influence on Pacific variability and mean state in the twentieth century in observations and CMIP5. Clim. Dyn., 44(3-4):881-896. doi: 10.1007/s00382-014-2228-z

Kushnir Y, Robinson WA, Chang P, Robertson AW (2006) The Physical Basis for Predicting Atlantic Sector Seasonal-to-Interannual Climate Variability. J. Climate, 19(23):5949–5970. doi: 10.1175/JCLI3943.1

Lamb, P. J. (1978). Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent sub-saharan weather anomalies: 1967 and 1968. Mon. Wea. Rev., 106(4):482-491. doi: 10.1175/1520-0493(1978)106<0482:CSOTAS>2.0.CO;2

Lanzante J (1996) Lag relationships involving tropical sea surface temperatures. J. Climate, 9(10)2568–2578. doi: 10.1175/1520-0442(1996)009<2568:LRITSS>2.0.CO;2

Large WG, Yeager SG (2004a) Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies. NCAR Technical Note NCAR/TN-460+STR. doi: 10.5065/D6KK98Q6

Large WG, Yeager SG (2004b) Late-winter generation of spiciness on subducted isopycnals. J. Phys. Oceanogr., 34(7):1528-1547. doi: 10.1007/s00382-008-041-3

Large WB (2006) Surface fluxes for practitioners of global ocean data assimilation. In: Chassignet E, Verron J (eds) Ocean weather and forecasting: An integrated view of oceanography, 229–270, doi: 10.1007/1-4020-4028-8_9

Large WG, Yeager SG (2009) The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set. Clim. Dyn., 33(2):341-364. doi: 10.1175/1520-0485(2004)034<1528:LGOSOS>2.0.CO;2

Lau KM, Yang S (2002) Walker circulation. Encyclopedia of Atmospheric Sciences

Lavaysse C, Flamant C, Janicot S, Parker DJ, Lafore JP, Sultan B, Pelon J (2009) Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective. Clim. Dyn., 33(2-3):313-330. doi: 10.1007/s00382-009-0553-4

Lengaigne M, Boulanger JP, Delecluse P, Menkes C, Guilyardi E, Slingo JM (2004a) Westerly wind events in the Tropical Pacific and their influence on the coupled ocean-atmosphere system: A review. In Earth's Climate (editors: C Wang, SP Xie and JA Carton), American Geophysical Union, Washington, D. C., doi: 10.1029/147GM03

Lengaigne M, Guilyardi E, Boulanger JP, Menkes C, Delecluse P, Inness P, Cole J, Slingo JM (2004b) Triggering of El Niño by Westerly Wind Events in a Coupled General Circulation Model, Clim. Dyn., 23(23):601-620. doi: 10.1007/s00382-004-0457-2

Lengaigne M, Menkes C, Aumont O, Gorgues T, Bopp L, André JM, Madec G (2007)

Influence of the oceanic biology on the tropical Pacific climate in a coupled general circulation model. Clim. Dyn., 28(5):503-516. doi: 10.1007/s00382-006-0200-2

Levitus S (1982) Climatological Atlas of the World Ocean. NOAA Professional Paper 13, US Dpt of Commerce: National Oceanic and Atmospheric Administration

Lien RC, D'Asaro EA, Menkes CE (2008) Modulation of equatorial turbulence by tropical instability waves. Geophys. Res. Lett., 35(24):L24607. doi: 10.1029/2008GL035860

Losada T, Rodriguez-Fonseca B, Janicot S, Gervois S, Chauvin F, Ruti P (2010) A multi-model approach to the Atlantic Equatorial mode: impact on the West African monsoon. Clim. Dyn., 35(1):29-43. doi: 10.1007/s00382-009-0625-5

Lübbecke JF, Böning CW, Keenlyside NS, Xie SP (2010) On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Niños and the role of the South Atlantic Anticyclone. J. Geophys. Res.: Oceans, 115:C09015. doi: 10.1029/2009JC005964

Lübbecke JF, McPhaden MJ (2012) On the Inconsistent Relationship between Pacific and Atlantic Niños. J. Climate, 25(12):4294-4303. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00553.1

Lübbecke JF, McPhaden MJ (2013) A comparative stability analysis of Atlantic and Pacific Niño modes. J. Climate, 26(16):5965-5980. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00758.1

Lübbecke JF, Burls NJ, Reason CJ, McPhaden MJ (2014) Variability in the South Atlantic Anticyclone and the Atlantic Niño mode. J. Climate, 27(21):8135-8150. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00202.1

Luther DS, Harrison DE, Knox RA (1983) Zonal winds in the central equatorial pacific and El Niño. Science, 222(4621):327-330. doi: 10.1126/science.222.4621.327

Mack SA, Schoeberlein HC (2004) Richardson number and ocean mixing: towed chain observation. J. Phys. Oceanogr., 34(4):736-754. doi: 10.1175/1520-0485(2004)034 <0736:RNAOMT>2.0.CO;2

Madec G, Delecluse P, Imbard M, Lévy C (1998) OPA version 8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual. Notes du Pôle de Modélisation 11, Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Université Paris VI, Paris 75252, France

Madec G (2008) NEMO ocean engine. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27 ISSN No 1288-1619

Manizza M, Le Quéré C, Watson AJ, Buitenhuis ET (2005) Bio-optical feedbacks among phytoplankton, upper ocean physics and sea-ice in a global model. Geophys. Res. Lett., 32(5):L05603. doi: 10.1029/2004GL020778

Marin F, Caniaux G, Giordani H, Bourlès B, Gouriou Y, Key E (2009) Why Were Sea Surface Temperatures so Different in the Eastern Equatorial Atlantic in June 2005 and 2006? J. Phys. Oceanogr., 39(6):1416–1431. doi: 10.1175/2008JPO4030.1

Mazeika PA (1968) Mean monthly sea surface temperatures and zonal anomalies of the tropical Atlantic. Folio 16, Am. Geographical Soc., New York

McPhaden MJ, Busalacchi AJ, Cheney R, Donguy JR, Gage KS, Halpern D, Ji M, Julian P, Meyers G, Mitchum GT, Niiler PP, Picaut J, Reynolds RW, Smith N, Takeuchi K (1998) The Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system: A decade of progress. J. Geophys. Res.: Oceans, 103(C7):14169-14240. doi: 10.1029/97JC02906

McPhaden MJ, Zhang X, Hendon HH, Wheeler M (2006) Large scale dynamics and MJO forcing of ENSO variability. Geophys. Res. Lett., 33:L16702. doi: 10.1029/2006GL026786

McPhaden MJ, Cronin MF, McClurg DC (2008) Meridional Structure of the

Seasonally Varying Mixed Layer Temperature Balance in the Eastern Tropical Pacific. J. Climate, 21(13):3240-3260. doi: 10.1175/2007JCLI2115.1

Mellor G, Blumberg A (2004) Wave breaking and ocean surface layer thermal response. J. Phys. Oceanogr., 34(3):693-698. doi: 10.1175/2517.1

Merle J, Fieux M, Hisard P (1979) Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic Ocean. Deep Sea Research Gate Supplement, 5(26):77-102

Merle J (1980) Seasonal Heat Budget in the Equatorial Atlantic Ocean. J. Phys. Oceanogr., 10(3):464-469. doi: 10.1175/1520-0485(1980)010<0464:SHBITE>2.0.CO;2

Moore DW, Hisard P, McCreary J, Merle J, O'Brien JJ, Picaut J, Verstraete JM, Wunsch C (1978) Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. Geophy. Res. Lett., 5(8):637-640. doi: 10.1029/GL005i008p00637

Morel A (1988) Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case-I waters). J. Geophys. Res.: Oceans, 93(C9):10749-10768. doi: 10.1029/JC09iC09p10749

Morel A, Maritorena S (2001) Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal. J. Geophys. Res.: Oceans, 106(C4):7163-7180. doi: 10.1029/2000JC000319

Moum JN, Nash JD (2009) Mixing Measurements on the Equatorial Ocean Mooring. J. Atmos. Oceanic Technol., 26(2):317-336. doi: 10.1175/2008JTECHO617.1

Moum JN, Lien RC, Perlin A, Nash JD, Gregg MC, Wiles PJ (2009) Sea surface cooling at the Equator by subsurface mixing in tropical instability waves. Nature Geosci., 2:761-765. doi: 10.1038/ngeo657

Moum JN, Lien RC, Perlin A, Nash JD, McPhaden MJ (2013) Seasonal sea surface cooling in the equatorial Pacific cold tongue controlled by ocean mixing. Nature, 500:64-67. doi: 10.1038/nature12363

Nelson G, Hutchings L (1983) The Benguela Upwelling Area. Progress in Oceanography, 12(3):333-356. doi: 10.1016/0079-6611(83)90013-7

Nguyen H, Thorncroft CD, Zhang C (2011) Guinean coastal rainfall of the West African Monsoon. Q. J. R. Meteorol. Soc., 137(660):1828-1840. doi: 10.1002/qj.867

Nicholson SE (1997) Correction: An analysis of the ENSO signal in the tropical Atlantic and Western Indian oceans. Int. J. Climatol., 17(9):1008–1008. doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(199707)17:9<1008::AID-JOC117>3.0.CO;2-9

Okumura Y, Xie SP (2004) Interaction of the Atlantic equatorial cold tongue and the African Monsoon. J. Climate, 17(18):3589-3602. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<3589:IOTAEC> 2.0.CO;2

Opoku-Ankomah Y, Cordery I (1994) Atlantic sea surface temperatures and rainfall variability in Ghana. J. Climate, 7(4)551–558. doi: 10.1175/1520-0442(1994)007<0551:ASSTAR>2.0.CO;2

Parard G (2011) Etude de la variabilité de la fugacité du CO2 dans l'Atlantique tropical : de l'échelle diurne à saisonnière. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie – Paris VI. French. <tel-00673734>

Paulson CA, Simpson JJ (1977) Irradiance measurments in upper ocean. J. Phys. Oceanogr. 7(6):952–956. doi: 10.1175/1520-0485(1977)007<0952:IMITUO>2.0.CO;2

Perez RC, Cronin MF, Kessler WS (2010) Tropical cells and a secondary circulation near the northern front of the Equatorial Pacific cold tongue. J. Phys. Oceanogr., 40(9):2091-2106. doi: 10.1175/2010 JPO4366.1

Perez RC, Lumpkin R, Johns WE, Foltz GR, Hormann V (2012) Interannual

variations of Atlantic tropical instability waves. J. Geophys. Res.: Oceans, 117:C03011. doi: 10.1029/2011JC007584

Perez RC, Hormann V, Lumpkin R, Brandt P, Johns WE, Hernandez F, Schmid C, Bourlès B (2013) Mean meridional currents in the central and eastern equatorial Atlantic. Clim. Dyn., 43(11):2943-2962. doi: 10.1007/ s00,382-013-1968-5

Peter AC, Le Hénaff M, duPenhoat Y, Menkes CE, Marin F, Vialard J, Caniaux G, Lazar A (2006) A model study of the seasonal mixed layer heat budget in the equatorial Atlantic. J. Geophys. Res.: Oceans, 111:C06014. doi: 10.1029/2005JC003157

Peter AC (2007) Variabilité de la temperature de la couche de mélange océanique en Atlantique equatorial aux échelles saisonnières à interannuelles, à l'aide de simulation numérique. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier – Toulouse III. French. <tel-00157983>

Peterson RG, Stramma L (1991) Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, Progress in Oceanography, 26(1):1-73. doi: 10.1016/0079-6611(91)90006-8

Philander SGH, Pacanowski RC (1981) Response of equatorial oceans to periodic forcing. J. Geophys. Res.: Oceans, 86(C3):1903-1916. doi: 10.1029/JC086iC03p01903

Picaut J (1983) Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. J. Phys. Oceanogr., 13:18-37. doi: 10.1175/1520-0485(1983)013<0018:POTSUI> 2.0.CO;2

Picaut J, Masia F, duPenhoat Y (1997) An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO. Science, 277(5326):663-666. doi: 10.1126/science.277.5326.663

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

Praveen Kumar B, Vialard J, Lengaigne M, Murty VSN, McPhaden MJ (2012) TropFlux: air-sea fluxes for the global tropical oceans-description and evaluation. Clim. Dyn., 38(7):1521-1543. doi: 10.1007/s00382-011-1115-0

Puy M, Vialard J, Lengaigne M, Guilyardi E (2015) Modulation of equatorial Pacific Westerly/Easterly Wind Events by the Madden-Julian Oscillation and convectively-coupled Rossby waves. Clim. Dyn., 1-41. doi: 10.1007/s00382-015-2695-x

Qiao L, Weisberg RH (1997) The Zonal Momentum Balance of the Equatorial Undercurrent in the Central Pacific. J. Phys. Oceanogr., 27(6)1094-1119. doi: 10.1175/1520-0485(1997)027<1094:TZMBOT>2.0.CO;2

Reason CJC, Florenchie P, Rouault M, Veitch J (2006) Influences of large scale climate modes and Agulhas System variability on BCLME region. In Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem, edited by Shannon et al., pp. 225-241, Elsevier, Amsterdam

Redelsperger JL, Diedhiou A, Flamant C, Janicot S, Lafore JP, Lebel T, Polcher J, Bourlès B, Caniaux G, De Rosnay P, Desbois M, Eymard L, Fontaine B, Geneau I, Ginoux K, Hoepffner M, Kane C, Law K, Mari C, Marticorena B, Mougin E, Pelon J, Peugeot C, Protat A, Roux F, Sultan B, Van Der Akker E (2006) Amma, une etude multidisciplinaire de la mousson oust-africaine. La Météorologie, 54:22-32. doi: 10.4267/2042/20098

Reynolds RW, Smith TM, Liu C, Chelton DB, Casey KS, Schlax MG (2007) Daily high resolution blended analysis for sea surface temperature. J. Climate, 20(22):5473-5496. doi: 10.1175/2007JCLI1824.1

Rhein M, Dengler M, Sültenfuss J, Hummels R, Hüttl-Kabus S, Bourlès B (2010)

Upwelling and associated heat flux in the equatorial Atlantic inferred from helium isotope disequilibrium. J. Geophys. Res.: Oceans, 115:C08021. doi: 10.1029/2009JC005772

Richter I, Behera, SK, Masumoto Y, Taguchi B, Sasaki H, Yamagata T (2013) Multiple causes of interannual sea surface temperature variability in the equatorial Atlantic ocean. Nature Geosci., 6:43-47. doi: 10.1038/ngeo1660

Richter I, Xie SP, Behera SK, Doi T, Masumoto Y (2014a) Equatorial Atlantic variability and its relation to mean state biases in CMIP5. Clim. Dyn. 42(1-2):171-188. doi: 10.1007/s00382-012-1624-5

Richter I, Behera SK, Doi T, Taguchi B, Masumoto Y, Xie SP (2014b) What controls equatorial Atlantic winds in boreal spring? Clim. Dyn., 43(11):3091-3104. doi: 10.1007/s00382-014-2170-0

Richter I (2015) Climate model biases in the eastern tropical oceans: causes, impacts and ways forward. Wiley Interdisciplinary Reviews-Climate Change, 6(3):345-358. doi: 10.1002/wcc.338

Ridgway K, Dunn J, Wilkin J (2002) Ocean interpolation by four-dimensional weighted least squares: application to the waters around Australasia. J. Atmos. Ocean. Technol., 19(9):1357-1375. doi: 10.1175/1520-0426(2002)019<1357:OIBFDW>2.0.CO;2

Rosati A, Miyakoda K (1988) A general circulation model for upper ocean simulation. J. Phys. Oceanogr., 18(11):1601-1626. doi: 10.1175/1520-0485(1988)018<1601:AGCMFU>2.0.CO;2

Rome S, Caniaux G, Ringard J, Dieppois B, Diedhiou A (2015) Identification de tendances récentes et ruptures d'homogénéité des températures : exemple en Afrique de l'Ouest et sur le Golfe de Guinée. Journal de l'Association Internationale de Climatologie, 28:591-596

Rossbow WB, Schiffer RA (1999) Advances in understanding clouds from ISCCP. Bull. Amer. Meteor. Soc., 80(11):2261-2287. doi: 10.1175/1520-0447(1999)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2

Rotstayn LD, Lohmann U (2002) Tropical Rainfall Trends and the Indirect Aerosol Effect. J. Climate, 15(15):2103–2116. doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<2103:TRTATI>2.0.CO;2

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

Rowell DP (2003) The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. J. Climate, 16(5):849–862. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<0849:TIOMSO>2.0.CO;2

Ruiz-Barradas A, Carton JA, Nigam S (2000) Structure of Interannual-to-Decadal Climate Variability in the Tropical Atlantic Sector. J. Climate, 13(18):3285-3297. doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<3285:SOITDC>2.0.CO;2

Saha S, Moorthi S, Thiaw C, Wang J, Nadiga S, Tripp P, Kistler R, Woollen J, Behringer D, Liu H, Stokes D, Grumbine R, Gayno G, Wang J, Hou Y-T, Chuang H-Y, Juang H-MH, Sela J, Iredell M, Treadon R, Kleist D, Van Delst P, Keyser D, Derber J, Ek M, Meng J, Wei H, Yang R, Lord S, Van Den Dool H, Kumar A, Wang W, Long C, Chelliah M, Xue Y, Huang B, Schemm J-K, Ebisuzaki W, Lin R, Xie P, Chen M, Zhou S, Higgins W, Zou C-Z, Liu Q, Chen Y, Han Y, Reynolds RW, Rutledge G, Goldberg M (2010) The ncep climate forecast system reanalysis. Bull. Am. Meteorol. Soc., 91(8):1015-3517. doi: 10.1175/2010BAMS3001.1

Sallée JB, Speer KG, Rintoul SR (2010) Zonally asymmetric response of the

Southern Ocean mixed-layer depth to the Southern Annular Mode. Nature Geosci. 3:273-279. doi: 10.1038/ngeo812

Schlundt M, Brandt P, Dengler M, Hummels R, Fischer T, Bumke K, Krahmann G, Karstensen J (2014) Mixed layer heat and salinity budgets during the onset of the 2011 Atlantic cold tongue. J. Geophys. Res.: Oceans, 119(11):7882-7910. doi: 10.1002/2014JC010021

Servain J, Picaut J, Merle J (1982) Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic Ocean. J. Phys. Oceanogr., 12(5):457-463. doi: 10.1175/1520-0485(1982)012<0457:EORFIT> 2.0.CO;2

Servain J, Wainer I, Ayina HL, Roquet H (2000) The relationship between the simulated climate variability modes of the tropical Atlantic. Int. J. Climatol., 20(9):939-953. doi: 10.1002/1097-0088(200007)20:9<939::AID-JOC511>3.0.CO;2-V

Servain J, Caniaux G, Kouadio YK, McPhaden MJ, Araujo M (2014) Recent climatic trends in the tropical Atlantic. Clim. Dyn., 43(11):3071-3089. doi: 10.1007/s00382-014-2168-7

Shi L, Alves O, Hendon HH (2009) The role of stochastic forcing in ensemble forecasts of the 1997/98 El Nino. J. Climate, 22(10):2526-2540. doi: 10.1175/2008JCLI2469.1

Simmons HL, Jayne SR, Laurent LC, Weaver AJ (2004) Tidally driven mixing in a numerical model of the ocean general circulation. Ocean Modelling, 6(3-4):245-263. doi: 10.1016/S1463-5003(03) 00011-8

Song ZY, Liu HL, Wang CZ, Zhang LP, Qiao FL (2014) Evaluation of the eastern equatorial Pacific SST seasonal cycle in CMIP5 models. Ocean Sci., 10(5):837-843. doi: 10.5194/os-10-837-2014

Steele M, Morley R, Erold W (2001) PHC: a global ocean hydrology with a high-quality arctic ocean. J. Climate, 14(9):2079-2087. doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<2079:PAGOHW>2.0.CO;2

Stommel H (1960) Wind-drift near the equator. Deep Sea Res., 6(4):298-302. doi: 10.1016/0146-6313(59)90088-7

Stramma L, Schott F (1999) The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. Deep Sea Res. II, 46(1-2):279-303. doi: 10.1016/ S0967-0645(98)00109-X

Su H, Neelin JD, Chou C (2001) Tropical teleconnection and local response to SST anomalies during the 1997-1998 El Niño. J. Geophys. Res.: Atmospheres, 106(D17):20025-20043. doi: 10.1029/2000JD000124

Suarez MJ, Schopf PS (1988) A delayed action oscillator for ENSO. Journal of the Atmospheric Science, 45(21):3283-3287. doi: 10.1175/1520-0469(1988)045<3283:ADAOFE>2.0.CO;2

Sudre J, Maes C, Garçon V (2013) On the global estimates of geostrophic and Ekman surface currents. Limnology and Oceanography: Fluids and Environments, 3(1):1-20. doi: 10.1215/21573689-2071927

Taylor P (2000) Final Report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. WCRP-112, WMO/TD-No.1036. World Climate Research Programme, 303p

Taylor KE (2001) Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. J. Geophys. Res.: Atmospheres, 107(D7):7183-7192. doi: 10.1029/2000JD900719

Thorncroft CD, Nguyen H, Zhang CD, Peyrille P (2011) Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapour transport. Q.J.R. Meteorol. Soc., 137(654):129-147. doi: 10.1002/qj.728

Tokinaga H, Xie SP (2011) Weakening of the equatorial Atlantic cold tongue over the past six decades. Nature Geosci., 4:222-226. doi: 10.1038/ngeo1078

Toniazzo T, Woolnough S (2013) Development of warm SST errors in the southern tropical Atlantic in CMIP5 decadal hindcasts. Clim. Dyn., 43(11):2889-2913. doi: 10.1007/s00382-013-1691-2

Trenberth KE, Branstator GW, Karoly D, Kuma, A, Lau KM, Ropelewski C (1998) Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. J. Geophys. Res.: Oceans, 103:C0714291. doi: 10.1029/97JC01444

Umlauf L, Burchard H (2003) A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. J. Mar. Res., 61(2):235-265. doi: 10.1357/002224003322005087

Umlauf L, Burchard H (2005) Second-order turbulence closure models for geophysical boundary layers. A review of recent work. Cont. Shelf Res., 25(7-8):795-827. doi: 10.1016/j.csr.2004.08.004

Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, Bechtold VD, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, Van De Berg L, Bidlot J, Bormann N, Caires S, Chevallier F, Dethof A, Dragosavac M, Fisher M, Fuentes M, Hagermann S, Holm E, Hoskins BJ, Isaksen L, Janssen PAEM Jenne R, McNally AP, Mahfouf JF, Morcrette JJ, Rayner NA, Saunders RW, Simon P, Sterl A, Trenberth KE, Untch A, Vasiljevic D, Viterbo P, Woollen J (2005) The ERA-40 re-analysis. Q. J. R. Meteorol. Soc., 131(612):2961-3012. doi: 10.1256/qj.04.176

Voituriez B, Herbaland (1977) Etude de la production pélagique de la zone équatoriale de l'Atlantique à 4°W. Partie I : Relations entre la structure hydrologique et la production primaire. Cah. ORSTOM Ser. Oceanogr., 15:313-331

Voldoire A, Claudon M, Caniaux G, Giordani H, and Roehrig R (2014) Are atmospheric biases responsible for the tropical Atlantic SST biases in CNRM-CM5 coupled model? Clim. Dyn., 43(11):2963-2984. doi: 10.1007/s00382-013-2036-x

von Schuckmann K, Brandt P, Eden C (2008) Generation of tropical instability waves in the Atlantic Ocean. J. Geophys. Res.: Oceans, 113:C08048. doi: 10.1029/2007JC004609

Wade M, Caniaux G, duPenhoat Y, Dengler M, Giordani H, Hummels R (2011a) A one-dimensional modeling study of the diurnal cycle in the equatorial Atlantic at the PIRATA buoys during the EGEE-3 campaign. Ocean Dyn., 61(1):1-20. doi: 10.1007/s10236-010-0337-8

Wade M, Caniaux G, duPenhoat Y (2011b) Variability of the mixed layer heat budget in the eastern equatorial Atlantic during 2005-2007 as inferred using ARGO floats. J. Geophys. Res.: Oceans, 116:C08006. doi: 10.1029/2010JC006683

Waliser DE, Gautier C (1993) A satellite-derived climatology of the ITCZ. J. Climate, 6:2162–2174. doi: 10.1175/1520-0442(1993)006<2162:ASDCOT>2.0.CO;2

Wang WM, McPhaden MJ (1999) The surface-layer heat balance in the equatorial Pacific Ocean. Part I: Mean seasonal cycle. J. Phys. Oceanogr., 29(8):1812-1831. doi: 10.1175/1520-0485(1999)029<1812:TSLHBI>2.0.CO;2

Wang B, Fu X (2001) Processes Determining the Rapid Reestablishment of the Equatorial Pacific Cold Tongue/ITCZ Complex. J. Climate, 14(10):2250-2265. doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<2250:PDTRRO>2.0.CO;2

Wang W, Chen M, Kumar A, Xue Y (2011) How important is intraseasonal surface wind variability to real-time ENSO prediction? Geophys. Res. Lett., 38:L13705.

doi: 10.1029/2011GL047684
Wauthy B (1983) Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. Océanographie Tropicale, 18(2):103-138
Weingartner TJ, Weisberg RH (1991) On the annual cycle of equatorial upwelling in the Central Atlantic Ocean. J. Phys. Oceanogr., 21(1):68-82. doi: 10.1175/1520-0485(1991)021<0068:OTACOE>2.0.CO;2
Wen N, Liu ZY, Liu YH (2015) Direct impact of El Nino on East Asian summer precipitation in the observation. Clim. Dyn., 44(11-12):2979-2987. doi: 10.1007/s00382-015-2605-2
WOCE Data Products Committee (2002), WOCE Global Data, version 3.0. Rep. 180/02, WOCE Int. Project Off., Southampton, UK
Woodruff SD, Worley SJ, Lubker SJ, Ji Z, Freeman JE, Berry DI, Brohan P, Kent EC, Reynolds RW, Smith SR, Wilkinson C (2011) ICOADS Release 2.5: Extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. Int. J. Climatol., 31(7):951-967, doi: 10.1002/joc.2103
Xue Y, Shukla J (1993) The Influence of Land Surface Properties on Sahel Climate. Part 1: Desertification. J. Climate, 6(12):2232-2246. doi: 10.1175/1520-0442(1993)006<2232:TIOLSP>2.0.CO;2
Xue Y, Leetmaa A, Ji M (2000) ENSO Prediction with Markov Models: The Impact of Sea Level. J. Climate, 13(4):849-871. doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<0849:EPWMMT> 2.0.CO;2
Xu Y, Balmaseda MA, Boyer TP, Ferry N, Good S, Ishikawa I, Kumar A, Rienecker M, Rosati AJ, Yin Y (2012) A comparative Analysis of Upper-Ocean Heat Content Variability from an Ensemble of Operational Ocean Reanalyses. J. Climate, 25(20):6905-6929. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00542.1
Yu X, McPhaden MJ (1999) Seasonal Variability in the Equatorial Pacific. J. Phys. Oceanogr., 29(5):925-947. doi: 10.1175/1520-0485(1999)029<0925:SVITEP>2.0.CO;2
Zavala-Garay J, Zhang C, Moore AM, Kleeman R (2005) The Linear Response of ENSO to the Madden-Julian Oscillation. J. Climate, 18(13):2441-2459. doi: 10.1175/JCLI3408.1
Zebiak SE (1993) Air–Sea Interaction in the Equatorial Atlantic Region. J. Climate, 6(8):1567–1586. doi: 10.1175/1520-0442(1993)006<1567:AIITEA>2.0.CO;2

Acronymes

Les courants et front océaniques

ABF	*Angola-Benguela Front*, front Angola-Benguela
AC	*Angola Current*, courant d'Angola
AD	*Angola Dome*, dôme d'Angola
AG	*Angola Gyre*, gyre d'Angola
EUC	*Equatorial UnderCurrent*, sous-courant équatorial
GC	*Guinea Current*, courant de Guinée
GCUC	*Gabon-Congo UnderCurrent*, sous-courant du Gabon-Congo
NECC	*North Equatorial Counter Current*, contre courant équatorial nord
SEC	*South Equatorial Current*, courant équatorial sud
cSEC	*central South Equatorial Current*, branche centrale du SEC
eSEC	*equatorial South Equatorial Current*, branche équatoriale du SEC
nSEC	*northern South Equatorial Current*, branche nord du SEC
sSEC	*southern South Equatorial Current*, branche sud du SEC
SECC	*South Equatorial Counter Current*, contre courant équatorial sud
SEUC	*South Equatorial UnderCurrent,* sous-courant équatorial sud

Les jeux de données

AVHRR	*Advanced Very High Resolution Radiometer*
CTD	*Conductivity, Temperature, and Depth*
GEKCO	*Geostrophic and EKman Current Observatory*
GTSPP	*Global Temperature and Salinity Profile Programme*
HadISST	*HADley center sea Ice and Sea Surface Temperature data set*
ISCCP	*International Satellite Cloud Climatology Project*
PHC	*Polar science center Hydrographic Climatology*
QuickSCAT	*Quik SCATterometer*
SeaWIFS	*Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor*
WOD	*World Ocean Database*

Les organismes

CMCC	*Centro euro Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici*
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
CPO	*Climate Program Office*
ECMWF	*European Center for Medium range Weather Forecasting*
INGV	*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia*
NERC	*Natural Environment Research Council*
NCAR	*National Center for Atmospheric Research*
NCEP	*National Centers for Environmental Prediction*
NOAA	*National Oceanic and Atmospheric Administration*
NOC	*National Oceanography Centre*
NODC	*National Oceanographic Data Center*

Les paramètres

MLD	*Mixed-Layer Depth*, profondeur de la couche de mélange
SMFA	*Sum of vertical Mixing and air-sea Flux Anomalies*, somme du mélange vertical et des flux de chaleur air-mer
SSS	*Sea Surface Salinity*, salinité de surface de la mer
SST	*Sea Surface Temperature*, temperature de surface de la mer
T300	Température moyenne sur les 300 premiers mètres de l'océan
TKE	*Turbulent Kinetic Energy*, énergie cinétique turbulente
WEF	*Wind Energy Flux*, flux d'énergie cinétique moyenne de surface

Les périodes

FM	février-mars
MAM	mars-avril-mai
MJ	mai-juin
MJJ	mai-juin-juillet
JJA	juin-juillet-août

Les programmes, projets

AMMA	Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
CORE	*Coordinated Ocean-ice Reference Experiments*
GEWEX	*Global Energy and Water cycle EXperiment*
IPCC	*Intergovernmental Panel on Climate Change*
PIRATA	*PredIction and Research moored Array in The Atlantic*
PREFACE	*Enhancing PREdiction oF tropical Atlantic ClimatE and its impacts*
TAO	*Tropical Atmosphere Ocean*
TRITON	*TRIangle Trans-Ocean buoy Network*
WAMP	*West African Monsoon Project*
WOCE	*World Ocean Circulation Experiment*

Les régions

ACT	*Atlantic Cold Tongue*, langue d'eau froide Atlantique
BC	boîte centrale
BC_eq	boîte centrale équateur
BC_est	boîte centrale est
BC_ouest	boîte centrale ouest
BO / WEA	boîte ouest / *Western Equatorial Atlantic*
EEA	*Eastern Equatorial Atlantic*, région de l'est de l'Atlantique équatorial
EEP	*Eastern Equatorial Pacific*, région de l'est du Pacifique équatorial
ITCZ	*InterTropical Convergence Zone*, zone de convergence intertropicale
WEP	*Western Equatorial Pacific*, région de l'ouest du Pacifique équatorial

Autres

ADCP	*Acoustic Doppler Current Profilers*, *courantomètre* acoustique à *effet Doppler*
AMOC	*Atlantic Meridional Overturning Circulation*, circulation méridienne de retournement de l'Atlantique
ENSO	*El Niño Southern Oscillation*, El Niño/oscillation australe
IAF	*InterAnnually varying Forcing*, forçage avec variabilité interannuelle
IR	InfraRouge

NEMO	*Nucleus for European Modelling of the Ocean*
OGCM	*Ocean General Circulation Model*, modèle océaniques de circulation générale
PBL	*Planetary Boundary Layer*, couche limite planétaire
PISCES	*Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies*
RMSE	*Root-Mean-Square Error*, erreur quadratique moyenne
SAA	*South Atlantic Anticyclone*, anticyclone de Sainte Hélène
TIW	*Tropical Instability Waves*, ondes tropicales d'instabilité