



HAL
open science

Importance du couplage océan-atmosphère sur la sensibilité au réchauffement climatique - Impact sur les ouragans.

Anne Sophie Daloz

► **To cite this version:**

Anne Sophie Daloz. Importance du couplage océan-atmosphère sur la sensibilité au réchauffement climatique - Impact sur les ouragans.. Océan, Atmosphère. Université de Toulouse III, 2011. Français. NNT: . tel-01152013

HAL Id: tel-01152013

<https://theses.hal.science/tel-01152013>

Submitted on 14 May 2015

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.



THESE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse III – Paul Sabatier
Discipline ou spécialité : Météorologie tropicale

Présentée et soutenue par Anne Sophie DALOZ
Le 21 Novembre 2011

Importance du couplage océan-atmosphère sur la sensibilité au réchauffement climatique – Impact sur les ouragans.

JURY

Nick Hall (LEGOS) Président
Jérôme Vialard (LOCEAN) Rapporteur
Thomas Knutson (Princeton, NOAA) Rapporteur
Matthieu Plu (LACY) Examineur
Frank Roux (LA) Directeur
Fabrice Chauvin (CNRM-GAME) Co-Directeur

Ecole doctorale : Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

Unité de recherche : CNRM-GAME (URA1357)

Directeur(s) de Thèse : Frank Roux (LA), Fabrice Chauvin (CNRM-GAME)

Rapporteurs : Jérôme Vialard (LOCEAN), Thomas Knutson (Princeton)

Remerciements

Je voudrais avant tout remercier Fabrice Chauvin. Je mesure combien son expérience et sa façon d'appréhender les sciences du climat m'ont apporté. Je lui suis reconnaissante de la grande liberté de recherche qu'il m'a accordée ainsi que de son grand soutien tout au long de la thèse. Je tiens également à le remercier de m'avoir donné la possibilité de travailler dans un laboratoire étranger dans le cadre de cette thèse : c'est un élément qui me tenait à cœur et qui m'a beaucoup apporté. Finalement je voudrais aussi le remercier pour ses nombreuses « chauvinades » bien connues à Météo-France et qui en font un directeur de thèse à part.

Je voudrais aussi remercier chaleureusement Frank Roux qui m'a permis de faire cette thèse et qui a largement participé depuis plusieurs années à l'obtention de ce doctorat. Le calme, la grande expérience et les larges connaissances de Frank m'ont beaucoup apporté tout au long de cette thèse.

Je voudrais aussi remercier les membres du jury, Nick Hall, Jérôme Vialard, Thomas Knutson et Matthieu Plu d'avoir accepté de faire partie du jury mais aussi pour leurs commentaires et suggestions qui ont permis d'améliorer cette thèse. Je voudrais aussi remercier Hervé Giordani pour sa disponibilité et les nombreux conseils apportés au cours de la thèse.

Je tiens également à remercier tous les thésards, post-docs et chercheurs de l'équipe GMGEC pour les heures passées à discuter de recherche ou de tout autre chose ! Je voudrais d'abord remercier Sophie Tyteca, une merveilleuse co-bureau, Bertrand prends-en soin. Je voudrais aussi remercier Samuel Somot qui m'a fait re-traverser l'Atlantique pour jouer dans l'équipe de l'APEM, merci à Yanick et Julien pour leur disponibilité, leur humour et leurs goûts musicaux variés (parfois douteux), merci aux anciens pour leur sagesse, Clothilde, Marine, Aurore, David, Aurélien et Gilles, merci à Matthieu, Gaele et Lauriane pour le niveau d'esthétisme qu'ils ont apporté à la natation française, merci à Jean-Pierre ce grand cycliste et enfin merci à Mr et Mme Oudot de m'avoir nourri pendant l'été de la rédaction de la thèse. Je voudrais aussi remercier l'APEM et l'équipe de volley de Balma pour toutes les activités sportives mises à disposition, elles ont été d'une grande aide durant les merveilleux mois de rédaction.

Et qu'aurait été cette thèse sans la rencontre avec les Mastres toulousains ? Merci à la famille kiwi, Grenvez, Jean-Patrick-Sébastien, Mr. Pipo, le Club Med, l'ours roux, Flying Dinoune, Mme Berthet, Bouffarel, Croucrou et miss patatone, stef cougar, le sanglier et la puce, Tino Rossi alias Milouze, Marco le suisse-allemand et Julie, Pedro et Pipatch. Allez on s'applaudit pour ces belles années de thèse : clap, clap, clap !

Je remercie ma famille, avec une pensée pour ma maman, ainsi que les darassiens et plus particulièrement, mon papa, Perrine Dubois, Guillaume Ozenne, Mathilde Fontez et

Delphine Clergue pour leur soutien de près ou de loin depuis maintenant de nombreuses années.

Mes derniers mots seront pour Maximilien, qui a suivi cette thèse, qui a partagé mes moments de joie et de doutes. Merci pour les discussions scientifiques du petit-déjeuner qui ont certainement été quelque peu indigestes quelquefois mais la plupart du temps source d'énergie. Mais surtout un grand merci pour son soutien sans faille et son affection qui m'ont permis de mener à bien ce travail ambitieux.

Résumé

Les interactions océan-atmosphère sont primordiales pour les cyclones tropicaux. L'océan fournit aux cyclones tropicaux l'énergie thermique nécessaire à leur maintien. La simulation des interactions entre l'océan et les cyclones tropicaux est donc cruciale et constitue le point central de cette thèse.

La première partie du manuscrit présente la version basculée-étirée et couplée du modèle de circulation générale ARPEGE-Climat, configuration inédite développée pour cette thèse. Cette version basculée-étirée sur le bassin Nord Atlantique permet d'atteindre une résolution spatiale comprise entre 60 et 100 km sur cette région, résolution nécessaire quand on souhaite étudier les cyclones tropicaux. Parallèlement, le couplage d'ARPEGE-Climat avec le modèle de circulation générale océanique NEMO permet la prise en compte des interactions océan-atmosphère primordiales pour les cyclones tropicaux.

La seconde partie de la thèse s'intéresse à la capacité des modèles de circulation générale du programme d'intercomparaison TC-MIP (Tropical Cyclone Climate Model Intercomparison Program) à représenter l'activité cyclonique et ses prédicteurs sur la région principale de développement (main development region en anglais) de l'océan Atlantique Nord. Les modèles de circulation générale éprouvent de réelles difficultés à représenter les cyclones tropicaux dans cette région, certainement en partie à cause de leur faible résolution spatiale, comprise entre 1° et 2.5°. Une combinaison de prédicteurs de l'activité cyclonique sur la main development region a tout de même pu être identifiée. Ainsi, on trouve :

- l'activité des ondes d'est africaines,
- les précipitations sahéniennes et plus particulièrement celles qui se produisent sur le Fouta-Djallon, à 11°N,
- les températures de surface de la mer et le cisaillement vertical du vent horizontal sur la main development region,
- l'humidité troposphérique au niveau des côtes ouest africaines.

Dans la troisième partie de la thèse, des tests de sensibilité ont été réalisés sur ARPEGE-Climat basculé-étiré et couplé avec NEMO. Ces tests montrent l'importance de la position du pôle d'étirement, du réglage des paramètres du schéma de convection et de la fréquence de couplage.

Grâce à la configuration basculée-étirée et couplée océan-atmosphère, deux types de simulations ont été réalisées, d'une part des simulations couplées et d'autre part des simulations forcées par les températures de surface de la mer de la configuration couplée. Dans la quatrième partie de cette thèse, ces configurations couplée et forcée d'ARPEGE-Climat sont comparées afin d'évaluer l'impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique dans le bassin Nord Atlantique. Il apparaît que le couplage :

- modifie la distribution géographique de l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique ;
- modifie l'activité des ondes d'est Africaines, qui elle-même modifie l'activité cyclonique de la main development region,

- modifie la localisation de la genèse en sortie d'Afrique, modifiant ainsi l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique.

La dernière partie présente la sensibilité au réchauffement climatique des configurations couplée et forcée. Les deux configurations montrent :

- une diminution généralisée de l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique,
- une diminution de l'activité cyclonique sur le sud du Golfe du Mexique et la mer des Caraïbes,
- une augmentation de l'activité sur la mer des Sargasses,
- une intensification des cyclones tropicaux en termes de pression, de vent et de précipitation.

Les configurations couplée et forcée présentent aussi certaines différences, notamment en ce qui concerne l'évolution de la distribution de l'activité cyclonique sur la mer des Sargasses ou sur la main development region. Un autre point important est la différence de nature des cyclones tropicaux dans le futur. La configuration couplée montre des différences beaucoup plus marquées dans les changements de nature des cyclones tropicaux. Ce dernier point étant crucial pour les populations locales.

Summary

Ocean-atmosphere interactions are essential for tropical cyclones. The ocean provides the energy required to sustain tropical cyclones. The simulation of the interactions between the ocean and the tropical cyclones is therefore crucial and is the focus of this thesis.

The first section introduces the rotated-stretched and coupled version of the general circulation model ARPEGE-Climat, a new configuration developed for this thesis. This rotated-stretched version achieves a spatial resolution between 60 and 100 km over the North Atlantic basin, resolution required to study tropical cyclones. In parallel, the coupling of ARPEGE-Climate with the oceanic general circulation model NEMO has also allowed taking in consideration the ocean-atmosphere interactions that are crucial for tropical cyclones.

The second section of the thesis focuses on the ability of general circulation models from the intercomparison program, TC-MIP (Tropical Cyclone Climate Model Intercomparison Program), to represent tropical cyclone activity and its predictors on the main development region of the North Atlantic Ocean. General circulation models have strong difficulties to represent tropical cyclone activity in this region, certainly related to their low spatial resolution, between 1° and 2.5°. Although, a combination of the following predictors for tropical cyclone activity have been identified in this region:

- African easterly waves activity,
- Sahelian rainfall and especially those that occur over the Fouta-Djallon, 11 ° N,
- sea surface temperatures and vertical shear of the horizontal wind on the main development region,
- tropospheric humidity over the African west coast.

The third section of the thesis presents sensitivity tests that were performed on ARPEGE-Climat rotated-stretched and coupled with NEMO. These tests show the importance of several parameters such as the stretching pole position, the setting of the convection scheme parameters and the coupling frequency.

Thanks to the rotated-stretched and ocean-atmosphere coupled configuration, two types of simulations are performed, on the one hand coupled simulations and on the other hand, simulations with prescribed sea surface temperatures from the coupled simulation. In the fourth section, these coupled and forced configurations of ARPEGE-Climate are compared to assess the impact of ocean-atmosphere coupling on tropical cyclone activity in the North Atlantic basin. It appears that the coupling:

- modifies the geographical distribution of cyclone activity over the North Atlantic basin;
- modifies the activity of African easterly waves, which in turn affects cyclone activity over the main development region,
- modifies the position of tropical cyclone genesis over the West African coast, modifying North Atlantic tropical cyclone activity.

This section also presents the sensitivity of tropical cyclone activity to global warming in forced and coupled simulations. Both configurations show:

- an overall decrease of tropical cyclone activity over the North Atlantic basin,
- a decrease in tropical cyclone activity in the southern Gulf of Mexico and Caribbean Sea,
- an increase of tropical cyclone activity in the Sargasso Sea,
- an intensification of tropical cyclones in terms of pressure, wind and precipitation.

The coupled and forced simulations also show some differences, especially regarding the evolution of the distribution of tropical cyclone activity in the Sargasso Sea or the main development region. Another important difference is the nature of tropical cyclones in the future climate. The coupled configuration shows much greater differences on the changes of nature of tropical cyclones. This last point is crucial for local populations.

Tables des matières

Liste des acronymes

1 Introduction	1
1.1. Contexte général	1
1.2. Cyclogenèse	2
1.2.1. Conditions de formation	2
1.2.2. Lieu et moment de formation	3
1.2.3. Cas particulier de l'océan Atlantique Nord	4
1.3 Les cyclones tropicaux et le réchauffement climatique	6
1.4 La modélisation des cyclones tropicaux	7
1.4.1 Mise en contexte	7
1.4.2 Modélisation à l'échelle climatique	9
1.4.2.1 L'importance de la résolution horizontale	9
1.4.2.2 L'importance du couplage océan-atmosphère	10
1.5 Plan du manuscrit	11

Première partie : Description du Modèle

2 ARPEGE basculé-étiré et couplé avec NEMO	15
3 Méthodologie de tracking des cyclones tropicaux	21

Deuxième partie : Modélisation de l'activité cyclonique dans les modèles de circulation générale

4 Représentation de l'activité cyclonique dans les MCG sur la MDR de l'Atlantique Nord	27
4.1 Mise en contexte	27
4.2 Résumé	29
4.3 Article	31

Troisième partie : Tests de sensibilité

5 Déplacement du pôle d'étirement	55
6 Ajustement du paramètre CONV	62

7	Sensibilité à la fréquence de couplage	65
7.1	Impact sur la distribution géographique de l'activité cyclonique	65
7.2	Impact sur l'intensité des cyclones tropicaux	66
7.3	Impact sur les précipitations cycloniques	68
Quatrième partie : Impact du couplage océan-atmosphère sur la représentation de l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique		
8	Impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique dans le GCM ARPEGE à résolution variable	73
8.1	Résumé	73
8.2	Test de significativité	74
8.3	Article	75
9	Sensibilité au réchauffement climatique	97
9.1	Impact sur la distribution géographique des cyclones tropicaux	97
9.2	Impact sur la nature des cyclones tropicaux	102
9.2.1	Pression minimum et vent maximum dans les cyclones tropicaux	102
9.2.2	Les précipitations cycloniques	104
9.3	Impact sur la réponse océanique	107
9.3.1	Profondeur de la couche de mélange	107
9.3.2	Température de surface de la mer	109
10	Conclusion	113
	Annexe 1 : Tableau récapitulatif des simulations	121
	Annexe 2 : Article	122
	Tropical Cyclone rainfall in the observations, reanalysis and ARPEGE simulation in the North Atlantic basin.	
	Bibliographie	148

Liste des acronymes

AMO - Atlantic Multidecadal Oscillation

AMS - American Meteorology Society

AEJ - African Easterly Jet

AGCM - Atmosphere GCM

AOGCM - Atmosphere-Ocean GCM

AEW - African Easterly Wave

CCAM - Conformal Cubic Atmospheric Model

CEPMMT - Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme

CERFACS - Centre Européen de Recherches et de Formation Avancée en Calcul Scientifique

CMIP - Coupled Model Intercomparison Project

CNRM - Centre National de Recherches Météorologiques

CRM - Cloud Resolving Model

CSGP - Convective SGP

CSIRO - Commonwealth Scientific and Research Organization

CYGP - Convective Yearly Genesis Parameter

CT - Cyclone Tropical

ECMWF - European Center for Medium Range Weather Forecasts

ENSO - El Nino Southern Oscillation

ERA - ECMWF Re-Analysis

GATE - GARP Atlantic Tropical Experiment

GCM - Global Climate Model

GFDL - Geophysical Fluid Dynamic Laboratory

GIEC - Groupe Intergouvernemental d'Etude du Climat

GHG - GreenHouse Gases

GPCP - Global Precipitation Climatology Project

GPI - Genesis Parameter Index

HTV - Hurricane Type Vortice

IAP - Institute of Atmospheric Physics

IBTrACS - International Best Track Archive for Climate Stewardship

IFS - Integrated Forecast System

ITCZ - Inter Tropical Convergence Zone

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change

IPSL - Institut Pierre-Simon Laplace

JAMSTEC - Japan Agency for Marine Earth Science and Technology

JAS - Juillet-Août-Septembre, July-August-September

JEA - Jet d'Est Africain

MCG - Modèle de Circulation Générale

MDR - Main Development Region (Région Principale de Développement en français)

MPI - Max Planck Institute

MRI - Meteorological Research Institute

MSLP - Mean Sea Level Pressure

OGCM - Ocean GCM

NCAR - National Center for Atmospheric Research

NCEP - National Center for Environmental Prediction

NEMO - Nucleus for European Modelling of the Ocean

OEA - Ondes d'Est Africaine

PSM - Pression à la Surface de la Mer

RCM - Regional Climate Model

RDR - Rayon du Disque Référence

RRTM - Rapid Radiation Transfer Model

SCM - Système Convectif de Mésos-échelle

SGP - Seasonal Genesis Parameter

SST - Sea Surface Temperature

SURFEX - SURFace EXTERNALisée

TC - Tropical Cyclone

TCLV - Tropical Cyclone Like Vortice

TC-MIP - TC- Model Intercomparison Project

TCPE – Tropical Cyclone Precipitation Efficiency

TSM – Température de Surface de la Mer

UKMO – United Kingdom Meteorological Office

ZCIT – Zone de Convergence Inter-Tropicale

1. Introduction

1.1 Contexte générale

Sous les tropiques, les perturbations les plus intenses sont les cyclones tropicaux (CT), ouragans ou typhons, noms qui leur sont donnés selon leur bassin de formation. Tous ces termes représentent en fait la même entité, le cyclone tropical présenté en Figure 1.1. « Cyclone tropical » est un terme générique pour une « perturbation dépressionnaire



Figure 1.1 : Photo d'un cyclone tropical à maturité.

d'échelle synoptique non accompagnée d'un système frontal, prenant naissance au-dessus des eaux tropicales ou subtropicales et présentant une activité convective organisée et une circulation cyclonique, plus intense en surface qu'en altitude » (Organisation Mondiale de la Météorologie, OMM 1992). Les CT sont redoutés par les populations en raison des dégâts qu'ils engendrent sur leur passage. En effet, ces systèmes sont sources de vents violents, de pluies abondantes et de fortes marées de tempêtes à l'origine de graves inondations et parfois de tornades lors de leur arrivée sur le continent.

Les CT sont classés parmi les risques naturels les plus courants et font chaque année des milliers de victimes. Cependant, même si ces systèmes sont souvent dévastateurs, ils sont nécessaires du point de vue climatique et reliés aux grands modes de variation du climat. Par exemple Camargo et Sobel (2005) suggèrent une connexion entre l'activité cyclonique et le phénomène pluriannuel d'échelle planétaire ENSO (El Nino - Southern Oscillation). En retour Sobel et Camargo (2005) démontrent l'influence, dans le Pacifique Nord-ouest de l'activité des cyclones sur les paramètres de l'environnement, tels que les Températures de surface de la Mer (TSM) ou le vent zonal. Les CT contribuent à la redistribution de l'énergie entre les zones tropicales surchauffées et les régions des moyennes latitudes plus froides, boucle indispensable pour une bonne régulation des températures globales. Cet impact sur le climat est dû au fait qu'ils sont capables de mettre en jeu des énergies considérables équivalentes à celles produites par plusieurs dizaines de centrales nucléaires. De plus, les CT contribuent au transport de chaleur océanique des tropiques aux pôles (Emanuel 2001 ; Srivier et Hubert 2007 ; Srivier et al. 2008 ; Pasquero et Emanuel 2008 ; Korty et al. 2008 ; Jansen et Ferrari 2009), dispositif crucial pour l'équilibre de notre climat. Enfin, les précipitations apportées par ces systèmes, si elles peuvent être dévastatrices à certains endroits, représentent une part importante des pluies annuelles aux latitudes tropicales (Rodgers et al. 2000, 2001 ; Ren et al. 2006 ; Wu et al. 2007 ; Lau et al. 2008 ; Kubota 2009 ; Daloz et al. 2010).

Face aux enjeux humains, écologiques et économiques liés aux événements extrêmes tels que les CT, la communauté scientifique a, depuis une trentaine d'années, cherché à utiliser les outils de simulation numérique du climat, les modèles, afin de tenter de cerner leur évolution future. Ces modèles, développés au départ pour une simulation climatique à grande échelle spatiale et temporelle, n'étaient pas initialement développés pour l'étude de phénomènes de plus petite échelle tels que les CT. Ces dernières années, grâce à

L'augmentation de la puissance de calcul, les modèles numériques de climat ont fait des progrès considérables permettant, entre autre, d'atteindre la plus haute résolution nécessaire à l'étude des CT. Un autre point d'amélioration concerne la représentation de certaines des composantes du climat, les modèles sont ainsi devenus beaucoup plus complexes, associant un modèle de circulation générale (MCG) atmosphérique avec un MCG océanique, un modèle de glace marine et des modèles de processus surfaciques terrestres (végétation...).

L'association ou couplage d'un MCG océanique à un MCG atmosphérique a été une piste d'amélioration longtemps négligée alors que les CT sont largement conditionnés par les interactions entre l'atmosphère et l'océan. D'un point de vue atmosphérique, l'énergie cinétique du cyclone et l'énergie nécessaire pour l'entretenir sont fournies par l'évaporation à la surface de l'océan. Au niveau océanique, ce mécanisme est à l'origine de la formation d'une région d'intense mélange dans la couche supérieure de l'océan sous le cyclone. Cette zone mélange les eaux chaudes de la surface avec les eaux plus froides des couches inférieures. Ce processus crée un sillage froid le long de la trajectoire des CT. A noter que la boucle de rétroaction CT-océan n'est pas fermée, le sillage froid rétroagit ensuite sur le CT, diminuant ainsi les flux d'enthalpie sous l'œil (Emanuel 2005 ; Cione et Ulhorn 2003). De plus, le refroidissement induit par le sillage froid influence ensuite le développement du CT (Schade 1998). L'étude de ces interactions océan-atmosphère est primordiale si l'on souhaite mieux comprendre les mécanismes de formation et d'évolution des CT afin de mieux les prendre en compte dans les modèles.

1.2 Cyclogenèse

1.2.1 Conditions de formation

Certaines conditions ont été identifiées comme *nécessaires mais pas suffisantes* par Gray (1968) pour la genèse d'un cyclone tropical :

- La température de l'eau des couches supérieures de l'océan, sur une épaisseur d'au moins 60 mètres de profondeur doit être supérieure à 26 °C. Ces eaux chaudes vont servir de "carburant" au système.

- Entre la surface et les couches moyennes de l'atmosphère, l'atmosphère doit posséder une instabilité convective potentielle suffisamment élevée pour permettre aux particules de monter facilement vers les hautes couches de l'atmosphère.

- L'humidité relative en moyenne troposphère doit être suffisamment élevée afin de limiter la formation de courants descendants froids par l'évaporation des précipitations.

- Le mouvement tourbillonnaire ne peut s'amorcer que pour des latitudes supérieures à 5° afin de bénéficier de la rotation planétaire, liée au paramètre de Coriolis qui s'annule à l'équateur.

- Le cisaillement vertical du vent horizontal doit rester faible à modéré dans toute la troposphère. En effet de trop forts contrastes en direction ainsi qu'en intensité conduiraient à incliner ou à rendre asymétrique la structure tourbillonnaire ce qui serait nuisible à son intensification.

- L'existence au préalable d'une perturbation pluvio-orageuse de moyenne échelle présentant un tourbillon relatif positif en basse et moyenne troposphère. C'est cette perturbation initiale qui, en se développant, devient dépression, tempête tropicale et enfin cyclone tropical.

Les trois premières conditions donnent une estimation du potentiel saisonnier de cyclogenèse sur un bassin. La température de surface de la mer (TSM) va, par exemple, être plus ou moins chaude d'une année sur l'autre mais sera généralement supérieure à 26°C sur le bassin étudié. Les trois dernières conditions mesurent, elles, plutôt la probabilité de genèse au jour le jour. Contrairement aux trois premières conditions, les trois dernières évoluent géographiquement et temporellement tous les jours, ce qui explique la discontinuité des genèses au cours d'une saison mais aussi d'une saison à l'autre.

1.2.2 *Lieu et moment de formation des CT*

La Figure 1.2 présente l'activité cyclonique au cours des années 1985 à 2005 sur l'ensemble du globe. Les conditions de formation présentées dans la section précédente (1.2.1) ne permettent la formation des CT que dans les régions tropicales, entre 30°N et 30°S. La Figure 1.2 illustre bien ce propos, puisqu'on voit nettement la concentration des CT au niveau des tropiques, avec une certaine proportion de transitions extratropicales sur l'Atlantique et le Pacifique nord. En moyenne on observe 85 tempêtes tropicales (Gray 1975) par an sur tout le globe dont un peu plus de la moitié atteindra le stade de cyclone tropical (vents instantanés $> 33 \text{ m.s}^{-1}$). Le nombre de CT fluctue d'une année à l'autre. En effet, des phénomènes pluriannuels d'échelle planétaire comme El Nino Southern Oscillation (ENSO) ou l'Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) influencent l'activité cyclonique. L'ENSO est un phénomène couplé océan-atmosphère qui se produit dans l'océan Pacifique équatorial tous les 2 à 7 ans impliquant des perturbations océaniques et atmosphériques sur l'ensemble de la planète. De même, l'AMO est un mode de variabilité couplé océan-atmosphère mais qui par contre apparaît sur le bassin Nord Atlantique et varie sur une échelle de 50 à 70 ans. Les perturbations liés à ces modes de variabilité influencent l'activité cyclonique en modifiant les conditions de grande échelle telle que la TSM ou le cisaillement vertical de vent de manière à favoriser ou non la formation des CT (Gray 1984 ; Goldenberg et Shapiro 1996 ; Kossin et Vimont 2007).

L'activité cyclonique est concentrée sur sept bassins principaux (cf. Figure 1.2) qui sont les suivants :

- L'ouest du Pacifique Nord : dans cette région les CT atteignent souvent la Chine, les Philippines ou le Japon ;
- L'est du Pacifique Nord : les CT se dirigent vers le Mexique ou Hawaï ;
- L'ouest du Pacifique Sud : où les CT touchent l'Australie ;
- Le nord de l'océan Indien : où l'activité cyclonique affecte l'Inde, la Thaïlande ou la Birmanie par exemple ;
- Le sud-est de l'océan Indien : où les CT touchent l'Australie ou l'Indonésie ;
- Le sud-ouest de l'océan Indien : où les CT affectent la région de la Réunion ou de Madagascar ;
- Et enfin l'Atlantique Nord : c'est le bassin le plus étudié. Il inclut l'océan Atlantique, la mer des Caraïbes et le Golfe du Mexique. Les CT dans cette région touchent les Antilles, les Etats-Unis et l'Amérique centrale.

Trajets et intensités des cyclones tropicaux

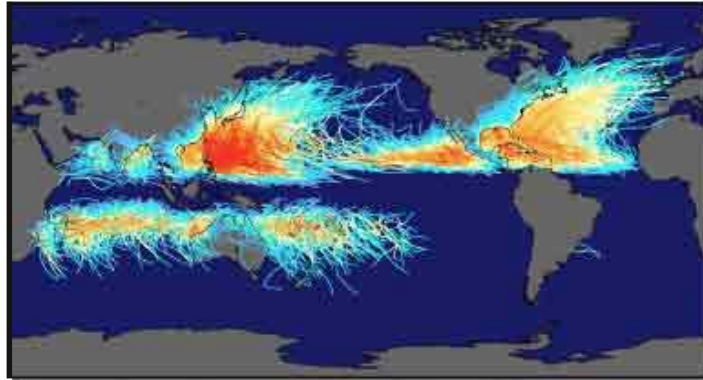


Figure 1.2 : Carte montrant la trajectoire de tous les cyclones tropicaux entre 1985 et 2005.

Source : Robert A. Rodhe pour Global Warming Art.

En raison des conditions énoncées dans la section 1.2.1, la formation des CT est limitée aux saisons chaudes. Par exemple dans le bassin Nord Atlantique, la saison des CT commence officiellement le 1^{er} juin et se termine le 30 novembre. En effet, cela correspond au moment de l'année où les conditions sont les plus favorables : eau chaude en profondeur, air humide, faible cisaillement vertical de vent et des perturbations cycloniques (Fitzpatrick 2006). Les CT sont les plus nombreux et les plus intenses à la fin de l'été et au début de l'automne, c'est-à-dire entre fin août et début septembre.

1.2.3 Cas particulier de l'océan Atlantique Nord

Une particularité du bassin Nord Atlantique concerne la nature des perturbations à l'origine de la cyclogenèse tropicale. En effet, dans cette région, la formation des CT est intimement liée à un phénomène propre au continent Nord Africain, les *Ondes d'Est Africaines* (OEA). Avila et Pasch (1992) et Landsea (1993) ont même établi que 50 à 60% des CT de l'océan Atlantique Nord proviendraient des OEA ainsi que 85% des CT majeurs (catégories 3 à 5 sur l'échelle de Saffir-Simpson). Les OEA sont étudiées depuis des décennies, et surtout depuis la campagne GATE (Global Atmospheric Research Program's Atlantic Tropical Experiment ; Reed et al. 1977) qui a permis notamment de mettre en évidence la zone de formation des OEA. Carlson (1969), Burpee (1972) et Albignat et Reed (1980) ont ainsi suggéré que les OEA pouvaient provenir d'une zone allant du Soudan jusqu'à la mer Rouge, à 40°E sur le continent Africain.

Les OEA sont des perturbations de la circulation atmosphérique estivale qui se développent au-dessus de l'Afrique du Nord entre 10 et 20°N. Elles traversent le continent Africain puis l'océan Nord Atlantique avec une longueur d'onde de 2000 à 4000 km, une périodicité de 3 à 5 jours et une vitesse de propagation moyenne d'environ 6° à 7° par jour (7-9 m.s⁻¹ ; Reed et al. 1977). Le lien entre les OEA et les CT de l'océan Atlantique Nord a été suggéré dans les années 1960 (Carlson 1969), mais il est toujours sujet à de nombreuses investigations (Reed et al. 1988 ; Thorncroft et Hodges 2001 ; Hospch et al. 2007 ; Arnault et Roux 2011 ; Agudelo et al. 2010). Hopsch et al. (2007) ont notamment montré que l'intensification ou non d'une OEA en CT dépend fortement des interactions dynamiques et thermodynamiques avec l'environnement synoptique atmosphérique. Au cours de cette

thèse nous avons aussi été amenés à étudier le lien entre les OEA et l'activité cyclonique dans les MCG (Daloz et al. 2012).

Plusieurs hypothèses existent concernant le mécanisme de formation des OEA. D'un côté, on trouve ceux qui associent la génération des OEA au Jet d'Est Africain (JEA ou African Easterly Jet en anglais, AEJ ; Burpee 1972 ; Rennick 1976 ; Simmons 1977 ; Mass 1979 ; Kwon 1989 ; Thorncroft et Hoskins 1994 ; Thorncroft 1995) et, de l'autre, ceux qui considèrent que les OEA sont le résultat d'une instabilité du flux zonal associé à la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT ; Schubert et al. 1991 ; Ferreira et Schubert 1997 ; Hsieh et Cook 2005, 2007). La première théorie associe la formation et le développement des OEA à un processus barotrope-barocline associé à l'AEJ. La génération des OEA aurait lieu grâce à un processus barotrope et le développement grâce à un mécanisme barocline. Plus récemment, des études suggèrent (Hall et al. 2006 ; Thorncroft et al. 2008 ; Leroux et Hall 2009) que la formation des OEA seraient due à un forçage localisé, le plus souvent associé à un dégagement de chaleur latente en amont de la région où l'on observe le développement de l'OEA. Toutefois dans ce cas même si les OEA sont déclenchées par un événement convectif, il reste que pour leur propagation et leur développement l'AEJ leur serait nécessaire. La seconde théorie liée à la ZCIT suppose que la formation d'OEA est due à un processus barocline et non barotrope. Dans les deux cas, le processus barocline joue un rôle central que ce soit pour la formation ou le développement des OEA. Ceci signifie qu'un fort gradient de température est un élément important pour les OEA au cours de leur existence.

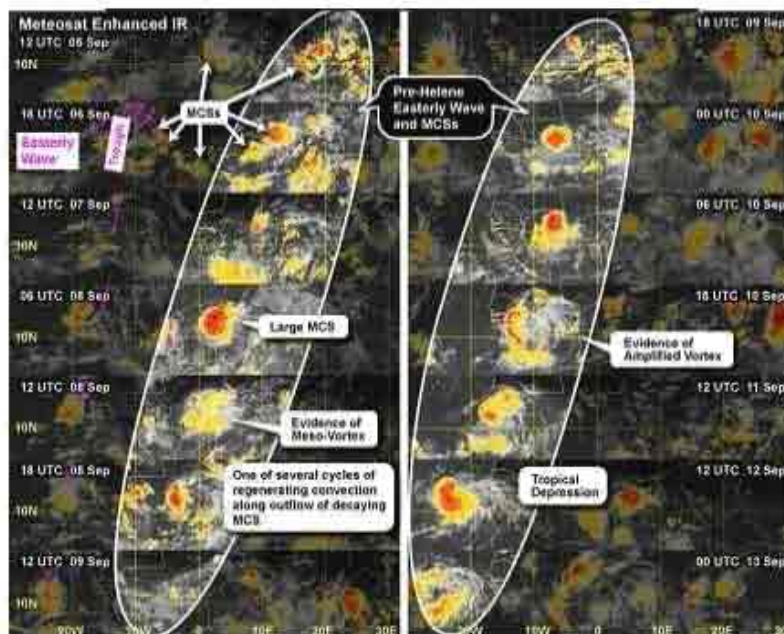


Figure 1.3 : Exemple d'images Infra-Rouge de la genèse d'un CT à partir d'une OEA. Source : Comet Book's Tropical Meteorology UCAR

Un exemple de développement d'une OEA en CT est donné en Figure 1.3, elle présente la formation du CT Héléne. A partir du 5 septembre 2006 à 12 UTC, on peut voir le déplacement d'un système convectif de méso-échelle supporté par une OEA. Ensuite, à partir du 8 septembre à 12 UTC le SCM développe un vortex convectif de méso-échelle qui

s'intensifie. Des structures de vorticit e  lev ee apparaissent et le 11 septembre à 12 UTC, le syst eme convectif de m eso-échelle montre un fort vortex sortant du continent et la cyclogen ese tropicale apparaît peu de temps apr es.

1.3 Les cyclones tropicaux et le r echauffement climatique

La saison cyclonique de 2005 sur le bassin Nord Atlantique a été remarquable du point de vue du nombre record de CT observées, mais aussi de leur intensité. Consécutivement Katrina, Rita et Wilma des CT de catégories 5 (la plus haute sur l'échelle de Saffir-Simpson) se sont formés et ont touché les côtes américaines avec des conséquences désastreuses, autant en termes de vies humaines que de dommages matériels. Ce nombre atypique de CT intenses exacerba la question du rôle du changement climatique sur leur augmentation en termes d'intensité et de nombre.

La question de savoir si les forçages anthropiques (gaz à effets de serre, aérosols, disparition de la couche d'ozone, ...) sont la raison ou non de l'augmentation de l'activité cyclonique sur l'océan Atlantique sur ces trente dernières années reste une source de débat dans la communauté scientifique. De nombreuses études se sont penchées sur ce sujet (Goldenberg et al. 2001 ; Emanuel 2005 ; Webster et al. 2005 ; Holland et Webster 2007 entre autres). Toute la difficulté de cette étude repose sur la détection des changements de caractéristiques des CT et de l'attribution de ces changements à des variations naturelles du climat ou à des forçages spécifiques tels que les aérosols ou les gaz à effets de serre. De plus, de larges variations en termes de fréquence et d'intensité tout comme des limitations substantielles dans la disponibilité et la qualité des archives globales de CT compliquent grandement la détection de tendance à long-terme et leur interprétation. En effet les archives regroupant les cyclones tropicaux sur le siècle passé ne sont pas homogènes en raison des différentes techniques employées afin de les détecter au fur et à mesure du temps (hommes, avions, radars, satellites ...). Landsea (2007) montre qu'en ajustant la base de données avec les cyclones manquants, aucune tendance significative n'est discernable.

De même, la question de l'évolution de l'activité cyclonique dans le climat futur reste complexe. Gr ce à l'augmentation de la résolution horizontale des modèles de climat, il est maintenant possible d'étudier certains aspects de l'impact du réchauffement climatique sur l'activité cyclonique. Du point de vue global, plusieurs études récentes, que ce soit en mode forcé (Bengtsson et al. 2007 ; Oouchi et al. 2006 ; LaRow et al. 2008), mais aussi en mode couplé (Vitart 2006 ; Gualdi et al. 2008), ont montré qu'une résolution comprise entre 20 et 100 km serait suffisante pour étudier certains aspects de la sensibilité de l'activité cyclonique à l'échelle climatique.

La question de savoir comment les CT pourraient changer dans un climat plus chaud a été intensivement débattue ces dernières années. L'importance de l'augmentation de la TSM a été démontrée (Emanuel 1988, 2005 ; Holland 1997) avec même une relation directe entre la TSM et l'intensité maximum dans les CT. Cependant la TSM n'est pas le seul paramètre modifié dans le climat futur et ces paramètres ne sont pas tous censés évoluer de manière à favoriser l'activité cyclonique. En effet, certains paramètres comme la TSM évoluent dans le futur de manière à créer un environnement favorable à la formation de CT alors que d'autres comme le cisaillement vertical de vent horizontale, l'humidité relative de la moyenne troposphère ou la stabilité atmosphérique sont à l'origine d'un environnement

moins propice (Shen et al. 2000 ; Vecchi et Soden 2007). La question de la sensibilité de l'activité cyclonique au réchauffement climatique reste donc ouverte.

Le dernier rapport du Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC, 2007) conclut que la plus grande partie de l'augmentation de la température globale de la surface de l'océan au cours des cinquante dernières années est très sûrement due à l'augmentation observée des gaz à effets de serre anthropiques. En 2008, le programme des États-Unis concernant l'étude du changement climatique (US Climate Change Science Program 3.3 report ; Karl et al. 2008) va encore plus loin et dit que les gaz à effets de serre induis par les humains ont beaucoup contribué à l'augmentation de la température de surface de l'océan dans les régions de formation des CT.

Concernant l'impact du changement climatique sur l'activité cyclonique globale, le 4^{ième} rapport du GIEC conclut que dans le futur :

- une baisse du nombre de CT sur l'ensemble de la planète pourrait être observée
- une petite proportion des CT (typhons et ouragans) pourrait devenir plus intense, avec des pressions plus creuses, des vents plus forts, des précipitations plus intenses.

En 2010, les experts de l'OMM concernant les CT et le changement climatique (Knutson et al. 2010) ont confirmé et détaillé de manière quantitative les conclusions du 4^{ième} rapport du GIEC. Ils précisent, d'ici 2100 :

- Une diminution dans la moyenne globale de la fréquence des CT de 6 à 34% ;
- Une augmentation de la fréquence des cyclones les plus intenses ;
- Une augmentation de l'intensité des dépressions tropicales de 2 à 11% ;
- Une augmentation de l'ordre de 20% du taux de précipitation des CT dans un rayon de 100 km autour du centre. Les précipitations dans les CT ont donné lieu à une étude au cours de cette thèse (Daloz et al. 2010).

En ce qui concerne le changement climatique à l'échelle régionale, les projections montrent de grandes disparités concernant l'évolution de l'activité cyclonique dans un climat futur. Par exemple, Oouchi et al. (2006) prévoient une augmentation de la fréquence des CT sur le bassin Nord Atlantique, alors que Chauvin et al. (2006), Bengtsson et al. (2007), Gualdi et al. (2008), Knutson et al. (2008) prévoient une diminution. Une partie de cette thèse sera consacrée à l'impact du changement climatique sur l'activité cyclonique dans le bassin Nord Atlantique. A ce moment là, plus de détails seront apportés sur l'état de l'art concernant ce sujet. Il sera de plus examiné si la réponse de l'activité cyclonique au changement climatique change selon la prise en compte ou non d'un couplage océan-atmosphère sur le bassin Nord Atlantique.

1.4 La modélisation des cyclones tropicaux

1.4.1 *Mise en contexte*

Les CT sont des phénomènes de grande échelle, complexes à modéliser. La difficulté provient principalement de leur diamètre, qui peut mesurer jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres, alors que les mécanismes internes au CT comme ceux responsables de sa formation et de son développement ont lieu à des échelles de l'ordre de la dizaine de kilomètres. L'interaction entre les échelles est une grande source d'incertitude quand on veut

modéliser les CT. Afin d'y remédier et étant donné l'augmentation de la capacité de calcul, plusieurs techniques ont été développées selon le travail que l'on souhaite réaliser.

Par exemple, avant d'être prévus par les modèles opérationnels, les CT nécessitent d'être compris puis modélisés dans des modèles de méso-échelle. Dans ce type d'étude on cherche à connaître les caractéristiques des CT, par exemple mieux comprendre leur dynamique et les conditions de leur genèse ou étudier certains paramètres comme les précipitations. Les modèles servant à ce genre d'études ont des mailles très fines, de quelques centaines de mètres parfois. Un exemple de ce type de modèles que l'on dit explicites (en opposition à « paramétrés ») est le Cloud Resolving Model. Fudeyasu et al. (2008) ou Braun (2002) montrent des exemples d'utilisation de ce type de modèle pour l'étude des CT. Les Cloud Resolving Model résolvent les nuages et la précipitation qui sont classiquement paramétrés dans les modèles plus grossiers. La paramétrisation de ces processus de petite échelle est une grande source d'incertitude pour l'étude des CT.

Les modèles de prévision numérique du temps servent à prévoir le plus exactement possible, la trajectoire et l'intensité des CT à une échéance de quelques jours. Ici, l'objectif est de prévenir les populations et les autorités publiques des risques à venir, dans ce cadre la précision sur les caractéristiques du CT est très importante. Dans ce but, les modèles de prévision des CT utilisent différentes techniques. Par exemple, ARPEGE-IFS un modèle élaboré en collaboration entre Météo-France et le CEPMMT (Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme), utilise un modèle global à maille variable (Courtier et Geleyn 1988). Aux Etats-Unis, un des modèles de prévision est celui du GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory), un modèle triplement imbriqué à maille variable. Ce modèle contient trois grilles dont la plus petite à une très haute résolution, de l'ordre de la dizaine de kilomètres (Bender et al. 2007). Afin de remédier aux problèmes de représentation des vortex cycloniques qui entraînent des erreurs dans la représentation des CT, certains centres de prévision utilisent le « bogussing ». Cette technique consiste à inclure un vortex pseudo-réaliste, dénommé « bogus » en lieu et en place du vortex simulé (Thèse R. Montroty, Kurihara et al. 1993 ; Zhu et al. 2002). Au Japon, un super-calculateur, le Earth Simulator a été mis au point afin d'augmenter très largement la capacité de calcul et donc de permettre aux modèles globaux de résoudre explicitement plusieurs mécanismes et d'augmenter la résolution horizontale. Le Earth Simulator est aussi bien utilisé en prévision qu'en climat (Oouchi et al. 2005).

Enfin, les modèles de climat cherchent à évaluer les évolutions climatiques passées et futures des CT. De tels modèles, basés sur des MCG effectuent des simulations de quelques années à plusieurs millénaires. Ce type de modèle est plus amplement décrit dans la section qui suit. Par ailleurs, le recours à des modèles à aire limitée pour des études climatiques est de plus en plus fréquent et permet de raffiner la résolution jusqu'à des tailles de mailles de 10 km. La difficulté dans l'utilisation de ces modèles provient entre autre des conditions aux frontières et du choix de la taille du domaine (Laprise et al. 2008 ; Caron et al. 2011).

1.4.2 *La modélisation à l'échelle climatique*

1.4.2.1 *L'importance de la résolution horizontale*

Chauvin et al. (2006), Oouchi et al. (2006), Bengtsson et al. (2007), Gualdi et al. (2008) et Knutson et al. (2008), entre autres, ont montré qu'avec une résolution horizontale suffisamment fine, les MCG atmosphériques sont capables de reproduire des systèmes de type « cyclone tropical ». La résolution nécessaire serait comprise entre 20 et 100 km. Cependant, l'obtention de cette haute résolution, du point de vue climatologique, a un coût numérique très élevé. De nouvelles configurations ont donc été développées afin de limiter le coût informatique tout en augmentant de manière importante la résolution sur une région donnée. C'est ainsi qu'apparaissent deux types de modèles, les modèles à aire limitée et les modèles globaux de grille étirée.

Le modèle à aire limitée (RCM pour Regional Climate Model) possède une grille qui, par définition, n'est pas globale. Elle recouvre une région sélectionnée, telle que celle présentée en Figure 1.4. Les conditions de grande échelle sont ainsi fournies par des analyses ou un modèle de circulation général de plus basse résolution. Le modèle global étiré possède une grille qui recouvre le globe mais sa résolution augmente sur la zone sélectionnée (Courtier et Geylen 1988). La Figure 1.5 présente l'exemple de la grille ARPEGE basculée et étirée sur le bassin Nord Atlantique utilisée dans cette thèse.

Ces types de configuration possèdent des avantages et des inconvénients. Les deux configurations permettent une importante augmentation de la résolution par rapport à un MCG pour un coût informatique bien moins élevé qu'une simulation globale à haute résolution. Cette augmentation de résolution permet une représentation beaucoup plus réaliste des CT qui est nécessaire dans ce type d'étude. Cependant pour la configuration à grille étirée cette augmentation de la résolution est limitée par l'écart de résolution entre le pôle et l'antipode. En effet, des études ont montré (Lorant et Royer 2001) que le rapport entre la résolution maximale et minimale devait rester limité pour éviter de biaiser la représentation des phénomènes propagatifs à l'antipode. Par contre, contrairement aux RCM, la configuration à maille étirée permet de simuler le climat sans l'apport de conditions latérales aux limites du domaine. Ceci évite les problèmes associés aux traitements des conditions aux limites latérales. Par exemple, comme expliqué dans la section 1.2.3 de ce chapitre, les CT sur le bassin Nord Atlantique sont très liés aux OEA qui se forment sur le continent Nord Africain. Le choix de la frontière à l'est du domaine est donc rendu difficile par la nécessité de bien représenter les OEA (Caron et al. 2011). Ce genre de problèmes n'existe pas dans les modèles à mailles étirées puisque la grille couvre l'ensemble de la planète. D'autre part, dans les études de sensibilité au réchauffement climatique, les scénarios sont beaucoup plus faciles à mettre en place. Pour les modèles régionaux, cela s'avère plus complexe à cause de la nécessité d'avoir recours à un modèle « forceur ».

Dans le cadre de cette thèse, où le lien entre l'activité cyclonique et les OEA ainsi que la sensibilité au réchauffement climatique occupent une place centrale, il nous a donc paru pertinent d'utiliser une configuration à maille étirée. La validité de cette configuration a déjà été évaluée dans des travaux précédents (Chauvin et al. 2006) qui ont démontré sa robustesse et un test de sensibilité sur la grille à maille étirée sera présenté dans la suite du manuscrit.

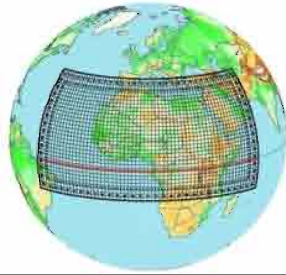


Figure 1.4 : Exemple de la grille du modèle à aire limitée GEM.

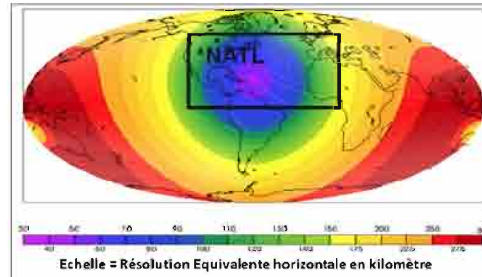


Figure 1.5 : Exemple de la grille ARPEGE en version étirée et basculée.

1.4.2.2 L'importance du couplage océan-atmosphère

Une source importante d'énergie pour les cyclones tropicaux est la chaleur et l'humidité provenant de la couche supérieure de l'océan. De nombreuses études se sont intéressées aux interactions océan-atmosphère internes aux CT. Leipper et Volgenau (1972) ont par exemple montré que la vitesse et l'intensité d'un CT sont des facteurs importants gouvernant l'interaction océan-atmosphère. Le stress du vent induit par le CT génère de la divergence dans la couche supérieure de l'océan. Cette divergence produit des régions de pompage vers le haut des eaux plus profondes (upwelling) proches du centre du CT, ce qui déplace les eaux de surface du centre vers l'extérieur du CT. De plus, au centre du CT, le stress du vent génère de la turbulence ce qui provoque un mélange des eaux de surface chaudes avec les eaux froides plus profondes (Chang 1985). La combinaison d'upwelling et de mélange vertical produit une remontée d'eau froide et une diminution de la TSM. Parallèlement, le transfert des eaux de surface du centre du CT vers l'extérieur provoque l'apparition autour de la zone d'upwelling, de régions de pompage vers le bas des eaux de surface (downwelling). Le mécanisme de réponse de l'océan au CT crée un sillage froid le long de la trajectoire du cyclone. A partir d'observations, Price (1981) a démontré que ce refroidissement varierait selon les cyclones de 1°C à 6°C. Les eaux les plus froides se trouvent à l'endroit où les courants les plus forts sont générés. (Chang et Anthes 1978 ; Price 1981 ; Khain et Ginis 1991 ; Bender et al. 1993 ; Samson et al. 2009). Plus précisément la zone la plus froide se trouve à droite du CT, là où le transfert entre l'océan et le cyclone est maximum c'est-à-dire où les vents et les courants quasi-inertiels tournent dans le sens cyclonique avec des fréquences proches. Le transfert est proche de zéro à gauche du CT où les vents et les courants évoluent en sens opposé (Price 1981). Samson et al. (2009) ont de plus montré que la zone de refroidissement dépend de la vitesse de déplacement du CT. Pour des CT se déplaçant « rapidement » (vitesse de déplacement supérieure à 6 m.s⁻¹), le sillage froid est effectivement maximum à droite du CT alors que pour des vitesses de déplacement faible, associées à un fort gradient de température dans la couche de mélange, la perte de chaleur de l'océan est maximum à l'avant du CT. De plus, pour les CT qui se déplacent lentement, le couplage océan-atmosphère est très fort, ce qui provoque une remontée d'eau froide plus importante que dans les CT dits rapides.

Jusqu'à récemment il n'était pas aisé d'étudier les interactions océan-atmosphère dans les CT à l'échelle climatique. Les simulations climatiques se réalisant sur des dizaines d'années, de grandes ressources informatiques sont nécessaires. De plus, les faibles résolutions des modèles de climat rendaient difficile ce type d'étude (cf. section 1.4.1) car les interactions se produisent à des échelles qui ne sont pas représentées dans les modèles. De

grandes avancées dans les ressources informatiques ont permis d'augmenter significativement la résolution des modèles au cours des vingt dernières années. De plus, l'utilisation de techniques telles que l'étirement de la grille du modèle ont permis d'atteindre des résolutions qui permettent désormais d'envisager de représenter ces interactions. Cette thèse a ainsi pu utiliser le premier modèle de climat basculé-étiré-couplé sur le bassin Nord Atlantique. Ce puissant outil a permis l'étude de l'impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique.

1.5 Plan du Manuscrit

Nous aborderons, tout d'abord, ce vaste thème qu'est l'impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique par une description du modèle ayant servi à une grande partie de la thèse. La configuration basculée-étirée et couplée du MCG ARPEGE est inédite et mérite donc d'être présentée dans les détails. Nous présenterons également la technique qui a servi à détecter les trajectoires des CT dans les simulations.

Une étude approfondie des prédicteurs de l'activité cyclonique et de la capacité des MCG à les représenter sera exposée dans la deuxième partie de la thèse. Après avoir identifié les difficultés des MCG de CMIP-3 à représenter l'activité cyclonique sur la région principale de développement cyclonique de l'océan Atlantique Nord (Main Development Region - MDR : 10-20°N, 20-80°W), nous identifierons les prédicteurs permettant de les expliquer. En effet, nous nous pencherons en détail sur le lien entre les OEA, les pluies sur le continent Ouest Africain ainsi que les dispositifs de grande échelle tels que la TSM, l'humidité et le cisaillement vertical de vent avec l'activité cyclonique sur la MDR. Nous présenterons aussi les performances, sur la MDR, de deux indices de cyclogenèse qui permettent, à partir des conditions de grande échelle de l'atmosphère, de représenter la densité de cyclogenèse. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans *Climate Dynamics* (Daloz et al. soumis à *Climate Dynamics*).

La troisième partie de ce manuscrit sera consacrée à la présentation des tests de sensibilité réalisés à l'aide du MCG ARPEGE, basculé, étiré et couplé avec le MCG océanique NEMO de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). En premier, nous évaluerons l'effet du déplacement du pôle d'étirement de la grille atmosphérique. Le pôle a été déplacé au niveau de la côte Ouest Africaine, augmentant de manière importante la résolution sur la zone de développement des OEA en CT. Dans un deuxième temps, nous testerons la sensibilité de l'activité cyclonique aux processus convectifs via un paramètre du schéma de convection appelé ici CONV. Quand la résolution spatiale augmente, la convection commence à être résolue explicitement, ce qui signifie que la convection paramétrée doit être diminuée, c'est le rôle du paramètre CONV. Enfin, en dernier lieu, nous testerons la réponse de l'activité cyclonique au changement de fréquence de couplage entre l'atmosphère et l'océan (fréquences de 24h et 3h). Etant donné la forte dépendance entre la TSM et les CT, on peut supposer l'activité cyclonique sensible à la fréquence de couplage.

La quatrième partie de ce manuscrit sera consacrée à l'impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique dans l'océan Atlantique Nord. Grâce à deux simulations préindustrielles, une en mode forcé et l'autre en mode couplé, nous décrirons l'impact du couplage sur la distribution géographique des CT ainsi que sur sa variabilité saisonnière. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans *Climate Dynamics* (Daloz et al. soumis à

Climate Dynamics). Ensuite, grâce à des simulations des climats présent et futur dans des configurations couplées et forcées, nous nous attacherons à décrire la sensibilité au réchauffement climatique de l'activité cyclonique dans un modèle couplé. En comparant les distributions géographiques d'occurrences des CT, les distributions d'intensité des systèmes et de précipitation dans les CT nous chercherons à caractériser les changements attendus dans un climat futur ainsi que la sensibilité de ce changement au couplage.

Ce manuscrit s'achèvera par une conclusion permettant une mise en perspective des résultats obtenus au cours de cette thèse, et présentant également les voies d'amélioration et de poursuite de ce travail.

Partie 1 : Description du modèle

Les interactions océan-atmosphère jouent un rôle très important au niveau de la formation et du développement des cyclones tropicaux. Il est par conséquent crucial d'inclure ces mécanismes dans les modèles. Dans l'étude des cyclones tropicaux, les modèles de circulation générale couplés océan-atmosphère sont des outils de qualité. La partie qui suit décrit la configuration du modèle couplé développée pour cette thèse ainsi que la méthode permettant de détecter les cyclones dans les simulations obtenues.

2. ARPEGE basculé-étiré et couplé avec NEMO

Il a depuis longtemps été reconnu que les MCG sont capables de produire des systèmes du type des cyclones tropicaux (Manabe et al. 1970). Ces systèmes, souvent appelés TCLV (Tropical Cyclone-Like Vortices en anglais) dans la littérature, partagent les mêmes caractéristiques que les CT, comme un cœur chaud ou la localisation de leur genèse. De plus, même si les TCLV sont d'intensité plus faible que les CT observés (Haarsma et al. 1993 ; Bengtsson et al. 1996), l'augmentation de la résolution horizontale (20-100 km) a permis de largement améliorer leur réalisme (Oouchi et al. 2006 ; Chauvin et al. 2006). L'hypothèse implicite dans l'étude des CT à l'échelle climatique est que malgré une représentation biaisée de l'intensité des CT, les questions concernant la genèse, la fréquence ou la distribution des CT peuvent être abordées. Par exemple, à l'aide d'un modèle à aire limitée, Knutson et al. (2007) ont réussi à reproduire la variabilité interannuelle des CT sur l'océan Atlantique de 1980 à 2005. La variabilité des CT peut être capturée par les modèles grâce au fait que l'activité cyclonique est fortement dépendante de variables de grande échelle telles que la TSM, généralement prescrite dans les simulations forcées, ou le cisaillement vertical du vent horizontal, l'humidité de la troposphère moyenne ou le tourbillon absolu, généralement bien reproduites par les MCG.

Dans le contexte de l'exercice CMIP-5 [*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 : CMIP5 will provide a multi-model context for 1) assessing the mechanisms responsible for model differences in poorly understood feedbacks associated with the carbon cycle and with clouds, 2) examining climate "predictability" and exploring the ability of models to predict climate on decadal time scales, and, more generally, 3) determining why similarly forced models produce a range of responses*], le CNRM-GAME et le CERFACS ont développé une nouvelle version du Modèle de Circulation Général (MCG) couplé océan-atmosphère appelé CNRM-CM5 (Voldoire et al., 2011). Cette version du modèle associe le MCG d'atmosphère ARPEGE associé au schéma de surface externalisée (SURFEX ; Decharme 2010), couplé au MCG d'océan NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean ; Madec 2008) et au modèle hydrologique de routage TRIP (Oki et Sud 1998). Pour la représentation des interactions mer-glace, NEMO contient le modèle de glace de mer GELATO (Salas-Mélia 2002). ARPEGE et NEMO sont couplés grâce à l'interface OASIS (Valcke 2006).

Le modèle ARPEGE-Climat, configuration spécifique aux études climatiques, provient originellement du modèle de prévision ARPEGE-IFS (Integrated Forecast System) développé conjointement par Météo-France et le CEPMMT. Dans ce cas, la version 5.2 d'ARPEGE-Climat est utilisée (ARPEGE5). Les niveaux verticaux sont définis selon une grille progressive hybride de coordonnées verticales épousant le relief de surface en basse couche pour suivre ensuite les niveaux de pressions. Au total, la grille verticale compte 31 niveaux. Les paramétrisations physiques incluent le schéma de convection profonde de Bougeault (1985) et le schéma statistique de nuage de Ricard et Royer (1993). La distribution des aérosols provient des simulations réalisées avec le modèle chimique LMDZ-INCA (Szopa 2012 ; Schulz 2007), forcées par des émissions observées ou prescrites. Selon les simulations réalisées, la concentration des aérosols est fixée à celle de l'année 1850 (simulations préindustrielles), observée au cours du XX^{ème} siècle (simulations temps présent) ou encore interpolée suivant le scénario RCP85 du GIEC (simulations types scénario). L'effet des aérosols volcaniques n'a été pris en compte dans aucune simulation.

Afin d'améliorer la représentation du climat moyen, plusieurs développements ont été apportés sur les différentes composantes du modèle depuis la version présentée pour CMIP-3. Ces changements ont été répertoriés dans Voltaire et al. (2011) qui décrit exhaustivement les différentes améliorations apportées dans la nouvelle configuration. Parmi tous les changements, le schéma de surface ISBA (Interactive Soil-Biosphère-Atmosphère; Noilhan et Planton 1989) a été externalisé par l'utilisation de SURFEX (SURFace EXternalisée; Decharme et al. 2010) et incorporé dans ARPEGE5. Le couplage d'ARPEGE5 avec TRIP constitue un autre changement, tout comme le couplage avec la version 3.2 de NEMO par l'utilisation du coupleur OASIS en version 3.3 (Valcke 2006). Le modèle de glace de mer GELATO est directement incorporé dans le modèle d'océan. Un autre changement depuis CNRM-CM3 est l'inclusion du schéma de radiation de grandes ondes du CEPMMT, le Rapid Radiation Transfer Model (Mlawer et al. 1997).

La configuration du modèle utilisée dans cette étude est basée sur CNRM-CM5, même si elle diffère en certains aspects. En effet, dans le cadre de l'étude et de la détection des cyclones tropicaux, une haute résolution est nécessaire. Puisque notre intérêt se situe sur l'activité cyclonique Atlantique, la grille horizontale du modèle atmosphérique a été tournée et étirée (Courtier et Geleyn 1988) sur le bassin Nord Atlantique de telle manière que le pôle soit situé à 20°N-60°W. La grille basculée et étirée est présentée en Figure 1.5. Un coefficient d'étirement de 2.5 a été appliqué afin d'obtenir une résolution T317 (environ 56 km) autour du pôle alors qu'à l'opposé du globe, on atteint seulement une T50 (environ 350 km). La technique d'étirement permet une distorsion de la grille initiale uniforme de telle manière qu'un maximum de points de grilles couvre la région d'intérêt. Une fois la région d'intérêt choisie, la grille est tournée de manière à ce que le pôle soit au centre du domaine. Cette méthode a été utilisée et validée depuis longtemps par le système opérationnel de prévision de Météo-France (Courtier et al. 1991) et dans des études de modélisation à l'échelle climatique (Déqué et Piédelièvre 1995; Lorant et Royer 2001; Moustou et al. 2002). Cette technique a aussi été validée dans le cadre d'étude sur l'activité cyclonique dans l'Atlantique par Chauvin et al. (2006). Ils ont montré que, pour une résolution suffisamment élevée, ARPEGE était capable de représenter des structures cycloniques tropicales. Par contre la version couplée de cette configuration est une première dans cette thèse et fera l'objet d'une comparaison avec la version en mode forcé.

Afin d'étudier l'impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique, deux simulations préindustrielles ont été réalisées. Une première simulation couplée (COUPLE) incluant le couplage océan-atmosphère complet et une seconde simulation (FORCE) forcée par les TSM issues de COUPLE. Les simulations ont été réalisées sur une période de 107 ans dans une configuration préindustrielle, ce qui implique que les forçages des gaz à effet de serre sont les mêmes chaque année et correspondent aux concentrations de l'année 1850. Comme précisé plus haut, aucun forçage volcanique n'a été inclus. De plus, les concentrations d'aérosols ont été fixées à celles de 1855 (première année des séries fournies pour le GIEC). Ces simulations seront utilisées dans le chapitre 8 qui traite de l'impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique. Dans le chapitre 9 de ce manuscrit, des simulations du climat présent et futur seront utilisées. Ces simulations ont été réalisées sur le même mode que COUPLE et FORCE mais en faisant varier la concentration de gaz à effet de serre d'une année à l'autre dans les climats présent et futur, suivant les concentrations observées pour les simulations historiques et suivant le scénario de concentration RCP85 du GIEC (Szopa 2012; Schulz 2007) pour les simulations du climat futur. L'Annexe 1, présente un tableau récapitulatif des simulations réalisées avec ARPEGE-Climat basculé-étiré.

Excepté la configuration de la grille atmosphérique, CNRM-CM5 et la simulation COUPLE diffèrent seulement par quelques paramètres qu'il était indispensable d'ajuster afin de produire des CT. C'est le cas du paramètre atmosphérique appelé ici CONV (appelé REFLKURO dans la namelist du modèle) souvent employé dans les simulations étirées. Dans ARPEGE, le schéma de paramétrisation de la convection utilisé est de type convergence d'humidité (Bougeault 1985), ainsi les processus convectifs du modèle et donc l'activité cyclonique sont très sensibles au déclenchement de la convergence d'humidité. Dans les endroits où la résolution est élevée, la convection commence à être résolue explicitement, sa partie paramétrée devrait donc être atténuée. L'atténuation de la convergence paramétrée est inversement proportionnelle à la résolution spatiale de la grille étirée (cf. Fig. 1.5). Afin de réduire la convection paramétrée et donc la convergence d'humidité on introduit le paramètre CONV dans le schéma de convection qui inhibe la part de convergence d'humidité dans le déclenchement de la convection. Ce paramètre est configuré de manière à ce que dans l'équation (i) de convergence d'humidité, plus la résolution locale augmente, plus la contribution de la convergence d'humidité (CV) diminue.

$$(1) CV = CV \cdot \frac{1}{1+T \cdot PGM(i)}$$

avec $T = REFLKURO \cdot \frac{NLON}{2\pi \cdot R_T}$,

où R_T est le rayon de la terre et $NLON$, le nombre maximal de points de longitude sur un cercle de latitude. T représente le $REFLKURO$ divisé par la taille d'une maille en mètres.

Dans l'équation (1) $PGM(i) = \frac{(R^2+1)+(R^2-1) \cdot \sin(lat(i))}{2R}$, $PGM(i)$ représente la résolution locale au facteur d'échelle. $\sin(lat(i))$ étant le sinus de la latitude par rapport au pôle de la grille et R , le coefficient d'étirement fixé dans la namelist du modèle. Dans l'étude précédente de Chauvin et al. (2006), le paramètre CONV avait été identifié comme supprimant l'activité cyclonique et avait donc été mis à zéro. Un test de la sensibilité de l'activité cyclonique au paramètre CONV et donc à la convergence d'humidité sera présenté dans la suite du manuscrit.

Pour les simulations couplées, la version de NEMO est la plus récente version du code OPA (OPA9) qui, avec le modèle de glace de mer LIM (Louvain Ice Model), constitue depuis 2008, le consortium NEMO, incluant des centres européens de recherche tels que le CNRS, Mercator-Océan, UK-Met Office et NERC-NOCS. Pour une description plus détaillée du modèle, consulter Madec (2008). Pour cette expérience, NEMO a été utilisé sur la grille ORCA à 1° de résolution. Dans le cadre de cette étude, le modèle LIM a été remplacé par GELATO (Salas-Mélia 2002) qui comprend 42 niveaux verticaux sur une grille-z avec une résolution verticale variable.

Pour synchroniser, interpoler et échanger les champs de couplage entre NEMO et ARPEGE, la version 3 du coupleur OASIS a été choisie. La fréquence de couplage est à présent d'un jour pour tous les champs de couplage, excepté pour le test de sensibilité à cette fréquence où celle-ci a été fixée à 3 heures.

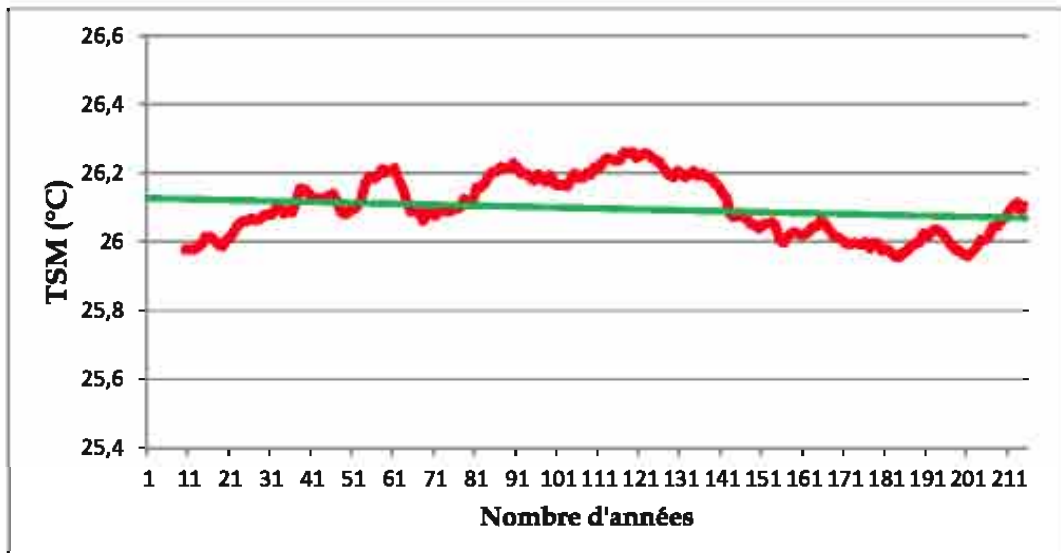


Figure 2.1 : Evolution des TSM (°C) mensuelles tropicales moyennes dans les 100 premières années de la simulation couplée COUPLE. La courbe rouge est une moyenne glissante sur 5 ans et la droite verte représente la tendance au cours des 100 ans.

La simulation COUPLE a tourné pendant 215 ans et seules les cent dernières années ont été gardées afin d'éviter l'effet de la dérive initiale due à l'ajustement du système atmosphère-océan. La Figure 2.1 présente l'évolution de la TSM tropicale moyenne sur les cent premières années de la simulation COUPLE. Cette figure nous permet de regarder la stabilisation des TSM au fur et à mesure du temps. Au bout des 108 premières années, le modèle n'est pas complètement stabilisé mais on peut voir qu'il tend vers un équilibre et que la dérive restante est faible. Ainsi, on peut considérer que la simulation couplée est stationnaire et nous retiendrons les 107 années de simulations restantes. Il a aussi été vérifié que les biais de la simulation étirée ont la même structure spatiale que ceux de la simulation en grille uniforme de CIMP-5. Les précipitations présentent un biais additionnel dû à la suppression du facteur inhibant CONV. En fait, l'augmentation de la précipitation convective sur la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) est compensée par la diminution des précipitations de grande-échelle résultant d'un réchauffement équivalent de 0.3°K sur les tropiques et subtropiques, non présenté ici.

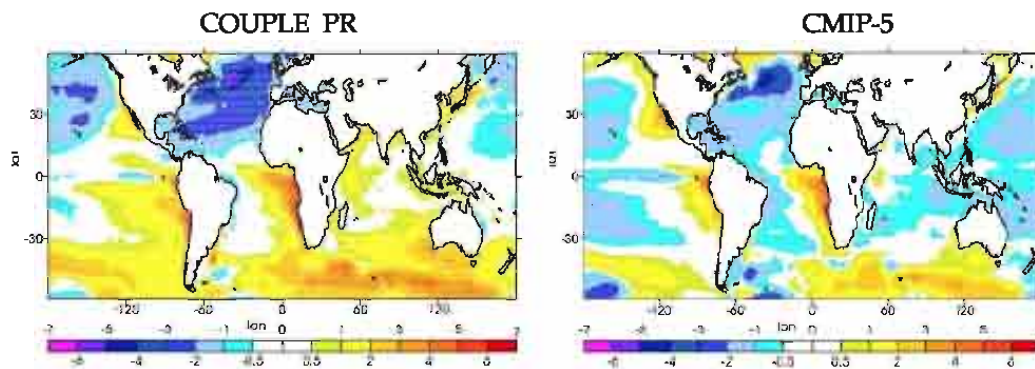


Figure 2.2 : Différence en TSM (°C) sur la période 1950-2000 pour la saison JAS entre COUPLE PR (à gauche) et la simulation r1 de CNRM-CM5 (à droite) avec les observations de Hadley entre 60°S et 60°N.

La Figure 2.2 présente le biais en TSM de la simulation COUPLE PR (à gauche) et de la simulation HISTr1 CNRM-CM5 par rapport aux observations de Hadley sur la période 1950-2000. COUPLE PR est une simulation couplée du même type que COUPLE mais avec les gaz à effet de serre variant avec les concentrations de CO₂ annuelles observées. Le biais de COUPLE PR est sensiblement plus marqué que pour CNRM-CM5 dans l'Atlantique Nord, et, dans une moindre mesure, le Pacifique Nord. Dans la zone concernée par les CT, le biais reste limité en dessous de 15°N : environ 1° à 2°C sur le golfe du Mexique, mer des Caraïbes et partie sud de la MDR. En revanche sur le Nord de la MDR et plus particulièrement sur le centre du bassin Nord Atlantique le biais est plus prononcé dans COUPLE PR atteignant 4° à 7°C alors que CNRM-CM5 reste entre 2° et 5°C. Sur la partie équatoriale, les biais sont similaires dans les deux simulations. La version basculée-étirée du système couplé amplifie le biais froid caractéristique du modèle CNRM-CM5. Le réglage du biais en TSM dans un modèle couplé est une opération très délicate qui demande de nombreux ajustements du système pour arriver à un compromis acceptable. Le choix initial, dans cette thèse, de ne pas trop s'éloigner de la configuration GIEC de CNRM-CM5 nous a incité à ne pas modifier le biais dans la version basculée-étirée. Ce choix est critiquable pour des études locales et pourrait être remis en cause dans des études futures, mais dans le cadre de la thèse, il nous a paru hasardeux de retoucher aux réglages effectués en amont de nos simulations. L'amplification du biais dans l'Atlantique Nord peut probablement s'expliquer par l'augmentation de résolution locale du modèle atmosphérique qui accentue les échanges entre l'atmosphère et l'océan, notamment lors du passage des CT ou des perturbations de moyennes latitudes sur l'océan. Cette augmentation de l'intensité des dépressions et tempêtes favorisée par l'étirement de la grille provoque un refroidissement plus intense de l'océan sous-jacent, qui n'est pas compensé par une diminution substantielle des flux lors d'évènements opposés. En effet sur le Pacifique tropical où la résolution est équivalente entre COUPLE PR et la simulation CMIP5, les biais en TSM sont sensiblement les mêmes. Sur le Pacifique Est, un biais plus fort est également visible dans la simulation étirée. Cette augmentation localisée du biais en TSM autour du pôle d'étirement est une des limitations de cette méthodologie, puisqu'on voit que les échanges entre l'atmosphère et l'océan sont plus forts sur l'Atlantique que sur les autres bassins. Mais, comme nous venons de le dire, le réglage du système couplé est une étape très délicate du développement d'un tel système et retoucher à celui adopté pour le GIEC aurait rendu les simulations incomparables entre elles. Donc, malgré un biais conséquent de TSM dans les simulations étirées, avec des conséquences non négligeables sur le nombre de CT produits, nous avons choisi de garder cette configuration et de laisser à des études ultérieures le soin d'améliorer ce point.

Pour la simulation d'ARPEGE forcée (FORCE), la technique suivante a été employée : forcer la simulation FORCE par les TSM quotidiennes de COUPLE n'aurait pas de sens puisque les TSM seraient de trop haute fréquence pour être capables de parvenir à un équilibre avec la partie atmosphérique concernée. En effet, que pourrait-on dire d'une simulation où l'atmosphère « verrait » une TSM résultant de situations météorologiques d'échelle synoptique produites par une autre simulation ? Si l'on peut attendre de deux simulations réalisées dans les mêmes conditions qu'elles présentent des climats proches, la chronologie des évènements qui constituent ce climat n'a aucune raison d'être la même. De plus, l'hypothèse sous-jacente à toute simulation atmosphérique forcée est que le fluide océanique présente une inertie importante au regard du fluide atmosphérique. A l'échelle de temps journalière l'océan n'est plus un fluide forçant mais plutôt un fluide forcé par l'atmosphère, répondant assez fortement aux distributions nuageuses et aux perturbations atmosphériques. Elsberry et Camp (1978) montrent l'importance du forçage atmosphérique

sur l'évolution des TSM en automne. D'après ces auteurs, entre 57% et 85% des refroidissements qui se produisent au cours de cette période sont associés à des événements météorologiques intenses. Lebedev et al. (2001) ont mis en évidence, à l'aide de simulations numériques, l'importance du vent dans la variabilité des SST. Enfin, l'échelle de temps de couplage entre les nuages et la TSM a été estimée entre 3 et 6 jours pour l'atmosphère tropicale instable (Lau et Chan 1988 ; Chu et Garwood 1991). Cette durée est le temps nécessaire pour que le changement de propriétés d'un nuage lié aux variations de la TSM (par l'évaporation de la surface de l'océan) rétroagisse sur la TSM elle-même.

Pour les raisons invoquées ci-dessus, les TSM de COUPLE ont été moyennées mensuellement et ensuite interpolées quotidiennement entre les mois, en utilisant une fonction quadratique qui préserve les moyennes mensuelles. Ainsi, entre les deux simulations, les TSM diffèrent seulement par leurs fluctuations intra-mensuelles qui ont été lissées dans FORCE. Grâce à ce genre de simulation on espère comprendre l'effet du couplage sur la représentation des CT. Ainsi, les différences qui apparaîtront entre les deux expériences seront dues à la fois à l'effet local de la rétroaction cyclone-TSM et à la variabilité intra-mensuelle de la TSM sur des zones extérieures à la région de la cyclogenèse. Il sera important de garder cela à l'esprit lors de l'interprétation des résultats.

3. Méthode de « tracking » des cyclones tropicaux

La manière la plus efficace d'évaluer l'activité cyclonique dans les modèles est de reconstituer la trajectoire de chaque système individuellement (« tracking »). A partir d'une procédure automatique, on calcule le nombre de CT pour chaque saison. Chauvin et al. (2006) ont adapté pour les CT la méthode d'Ayrault et Joly (2000) qui détecte les systèmes dépressionnaires de moyenne latitude. La version d'Ayrault et Joly (2000) contenait deux étapes, une phase de détection et une phase d'appariement regroupant deux à deux les maximums obtenus précédemment afin de constituer les trajectoires. Dans le cas des dépressions de moyennes latitudes, le nombre de points détectés est très élevé, c'est donc la phase d'appariement qui est complexe. En revanche pour les cyclones tropicaux, c'est la phase de détection qui est délicate, car un grand nombre de critères de détection sont considérés. Ainsi, les critères suivants ont été retenus :

- | | |
|---|-------------------------------|
| 1. La pression moyenne au niveau de la mer est un minimum local (considéré par conséquent comme le centre du cyclone) | |
| 2. Vorticité à 850 hPa | $> 5.10^{-5} s^{-1}$ |
| 3. Intensité du vent à 850 hPa | $> 15 m.s^{-1}$ |
| 4. Anomalie moyenne de température entre 700 et 300 hPa | $> 1^{\circ}$ ou $3^{\circ}K$ |
| 5. Différence de température entre 850 et 300 hPa | $> -2^{\circ}K$ |
| 6. Différence de vent tangentiel entre 850 et 300 hPa | $< 5 m.s^{-1}$ |

Ces critères de détection sont communs à toutes les méthodes de détection des CT (Haarsma et al. 1993 ; Bengtsson et al. 1995 ; Walsh et al. 1997 ; Sugi et al. 2002). Dans un premier temps, on réalise une phase de détection des points candidats au tracking. On sélectionne les points de basse pression (critère 1) ayant une circulation cyclonique suffisamment forte (critère 2). Cependant ces deux critères ne permettent pas de séparer les CT des dépressions de moyennes latitudes. Afin d'éliminer les points correspondants à des dépressions de moyennes latitudes, on introduit les critères 4 et 5 qui sélectionnent les systèmes possédant un cœur chaud en haute troposphère, caractéristique des CT. De même, on sélectionne les systèmes dont la circulation cyclonique est plus forte en basse qu'en haute troposphère (critères 3 et 6). Dans un deuxième temps, quand les points correspondants aux CT sont sélectionnés, on réalise une phase d'appariement de ces points afin de produire les trajectoires.

Les seuils associés aux critères et les domaines sur lesquels ils sont calculés diffèrent entre les différentes méthodes de détection employées dans les études de climat. Plusieurs exemples de choix de seuils sont donnés dans l'article de Walsh et al. (2007).

Les anomalies sont définies comme la différence entre le système et son environnement. Afin de séparer le système de son environnement et étant donné la structure quasi-symétrique du système, la notion de "rayon du disque de référence" (RDR, Chauvin et al. 2006) a été introduite qui est, en fait, la dimension caractéristique supposée du cyclone. Il est calculé comme la distance entre le centre du système et le cercle pour lequel le gradient radial moyen de pression est maximum, comme approximation du cercle de vent maximum. L'utilisation du gradient de pression moyenne au niveau de la mer pour calculer le RDR a fait ses preuves en se montrant plus robuste que l'utilisation de l'intensité du vent (Chauvin et al. 2006), du fait de sa variabilité spatiale plus faible. Ainsi, le cyclone et son

environnement peuvent être définis relativement au RDR. Dans notre cas, le cyclone et le rayon de l'environnement ont été fixés respectivement à deux et six fois le RDR. Ceci donne une surface d'environnement neuf fois plus grande que celle du cyclone. Pour chaque critère, un seuil est fixé et un point de grille, à un pas de temps donné, doit rencontrer toutes les conditions pour être sélectionné dans la trajectoire du CT.

Le seuil du critère 4 varie selon le type de simulations étudiées. Ainsi, pour les simulations forcées par des TSM observées, on utilisera le seuil 3°K. Pour les simulations couplées ou forcées par les TSM du modèle couplé, on préférera utiliser un seuil de 1°K, 3°K étant trop restrictif.

Les critères 5 et 6 ont été modifiés dans cette étude par rapport à la méthode de « tracking » de Chauvin et al. (2006). Le critère 5 qui est en fait complémentaire au critère 4 dans la sélection des systèmes à cœur chaud en altitude a vu son seuil modifié dans la thèse afin de permettre une détection d'un plus grand nombre de systèmes. Le critère de Chauvin et al. (2006) était trop restrictif dans le cas des simulations utilisées dans cette thèse. De même le critère 6, qui permet d'éviter la sélection des dépressions de moyenne latitude, était trop strict, il a donc été assoupli dans le cadre de cette étude.

Quand on reconstitue la trajectoire des systèmes dans les simulations, le choix des seuils pour les critères est arbitraire et peut conduire à d'importantes variations, notamment sur le nombre de systèmes. Par exemple, un système cyclonique simple peut être divisé en plusieurs trajectoires s'il perd et retrouve ultérieurement les conditions cycloniques au cours de sa durée de vie. Le nombre de trajectoires dans la simulation est, dans ce cas, systématiquement surestimé. Camargo et Zebiak (2002) ont introduit une méthode qui permet de compléter les trajectoires de cyclones en relaxant tous les critères, excepté la vorticité, après que les trajectoires aient été construites une première fois. Plus de détails peuvent être trouvé dans Camargo et Zebiak (2002) et Chauvin et al. (2006). La relaxation des trajectoires sera utilisée pour le calcul du nombre de trajectoires. En revanche, les positions de cyclog nese et les occurrences des CT sont déduits des trajectoires non relaxées.

La Figure 3.1a présente une carte des trajectoires de tempêtes tropicales pour les observations de l'archive IBTrACS (Knapp et al. 2010) entre 1970 et 2000 sur le bassin Nord Atlantique. Les trajectoires sont concentrées sur la MDR, la mer des Caraïbes, le Golfe du Mexique et la côte est des Etats-Unis. La Figure 3.1b présente les résultats du « tracking » pour la simulation COUPLE sur une période de 31 ans sur le bassin Nord Atlantique. Du point de vue de la distribution géographique des CT, COUPLE obtient des résultats très réalistes. En effet, les trajectoires sont bien réparties sur les zones ou les systèmes sont présents dans les observations (MDR, mer des Caraïbes, Golfe du Mexique ...). On note, cependant, une tendance à surestimer le nombre de CT dans le Golfe du Mexique et   le sous-estimer dans l'Atlantique Nord entre 30° et 50°N. Au niveau de la MDR, la répartition des trajectoires est assez réaliste, ce qui est une avancée de CNRM-CM5 par rapport à CNRM-CM3 qui manquait l'activité cyclonique sur cette zone (Chauvin et al. 2006). L'activité cyclonique était concentrée sur la mer des Caraïbes et le Golfe du Mexique, on observait très peu de trajectoires sur la MDR. De réelles améliorations ont donc été apportées entre CNRM-CM3 et CNRM-CM5 du point de vue du réalisme de la représentation de l'activité cyclonique. On peut toutefois noter que des trajectoires sont présentes sur le continent Africain dans la simulation COUPLE (Fig. 3.1b) ce qui n'est évidemment pas le cas dans les observations (Fig. 3.1a). Ceci signifie, que les critères de sélection du « tracking » ne sont toujours pas assez restrictifs pour éliminer certains systèmes continentaux associés à une

circulation cyclonique avec un cœur chaud en altitude. Cependant, la technique de « tracking » semble fonctionner correctement avec notre modèle étant donné les résultats réalistes concernant la distribution géographique des trajectoires sur la majorité du bassin Nord Atlantique.

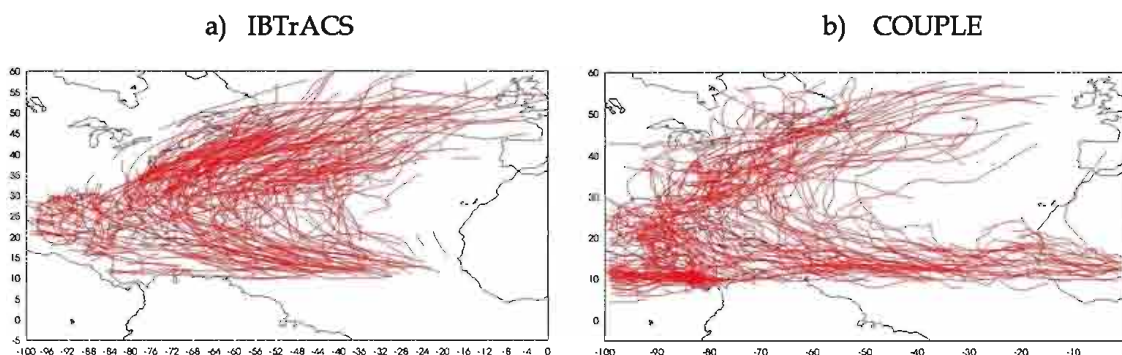


Figure 3.1 : Carte des trajectoires détectées sur le bassin Nord Atlantique de 1970 à 2000 pour les observations IBTrACS (a) et sur une période de 31 ans dans la simulation COUPLE (b). Les trajectoires de COUPLE sont relaxées, technique décrite dans la suite de la section.

Partie 2 : Modélisation de l'activité cyclonique dans les modèles de circulation générale

La modélisation de l'activité cyclonique sur la partie est du bassin Nord Atlantique (Main Development Region) représente un défi pour nombre de MCG. Cette partie met en évidence ces difficultés ainsi que celles concernant la capacité des modèles à représenter les prédictors de l'activité cyclonique dans cette région.

4. Capacité des modèles de circulation générale à représenter l'activité cyclonique et ses précurseurs sur la Région Principale de Développement de l'Atlantique Nord

1.1 Mise en contexte

L'article qui concerne cette partie de la thèse a été réalisé au cours d'un séjour de quelques mois à l'Université de Melbourne (Australie). Il est le résultat d'une collaboration avec Kevin Walsh et Sally Lavender de la School of Earth Sciences de l'Université de Melbourne ainsi que Deborah Abbs du CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation). Les données utilisées dans cette étude proviennent du programme d'intercomparaison de modèles pour l'étude des CT (TC-MIP en anglais, Tropical Cyclone-Model Intercomparison Program) dirigé par Kevin Walsh. Des études d'intercomparaison avaient déjà été réalisées auparavant (Royer et Chauvin 2009 ; Chauvin et Royer 2010) à l'aide d'indices de cyclogenèse mais l'originalité de cette approche provient de l'algorithme de détection utilisé qui a été spécialement développé pour ce type d'étude. Les détails de cet algorithme seront présentés dans la suite de ce chapitre. De cette manière, TC-MIP tente de mieux comprendre les raisons des différences entre les modèles et ainsi d'améliorer la simulation climatique de l'activité cyclonique. L'intérêt d'un tel projet est de mutualiser des sorties de modèles, ainsi que des outils, tels que les algorithmes de détection. Ainsi, on s'affranchit dans une certaine mesure des incertitudes liées aux méthodes dans les résultats obtenus par les différents modèles.

Pour cette étude dans le cadre de TC-MIP, les CT n'ont pas été détectés à partir de la méthode présentée dans le Chapitre 3, mais à partir de celle de Walsh et al. (2004) par Sally Lavender. Les critères de cette méthode sont :

1. L'intensité du vent à 10 mètres $> 17 \text{ m.s}^{-1}$, ce critère est variable, il dépend de la résolution horizontale du modèle, plus de détails sont donnés dans la suite du chapitre ;
2. La vorticité relative $> 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;
3. Il doit y avoir un minimum local de pression, dans un rayon prédéfini, qui satisfasse (2), afin de vérifier la corrélation entre le maximum de vorticité et le minimum de pression. Le minimum de pression est défini comme le centre du cyclone.
4. L'anomalie de température troposphérique, calculée en sommant la différence des températures à 700, 500 et 300 hPa entre le centre du cyclone et l'environnement dans un carré de 1200 km de côté doit être positive.
5. L'anomalie de température au centre du cyclone doit être plus grande à 300 hPa qu'à 850 hPa.
6. Le module du vent tangentiel dans un carré de 800 km par 800 km centré sur le centre du CT, doit être plus grand à 850 qu'à 300 hPa.

Le critère 1 est variable et dépend de la résolution horizontale du modèle étudié (Walsh et al. 2007), et ceci dans le but de permettre une comparaison objective entre modèles. C'est la raison pour laquelle, pour cette étude, nous n'avons pas utilisé la méthode de Chauvin et al. (2006), employée dans le reste de la thèse et présentée dans le Chapitre 3. A partir de données de vent observées, Walsh et al. (2007) ont montré que le seuil de vent varie presque linéairement avec la résolution, comme on peut le voir sur la Figure 4.1. Cependant, même si cette approche apporte certains avantages, comme la possibilité de comparer les modèles entre eux, il faut être conscient de certaines limitations la concernant. Tout d'abord, les seuils de vent obtenus en Figure 4.1 ont été calculés à partir d'un même jeu de données d'observation interpolé sur différentes grilles (Pennington et al. 2000), donc on ne mesure que la sensibilité du seuil à l'effet de moyenne sur le point de grille. Ainsi, on ne prend pas en compte la réelle capacité des modèles à produire des vents forts. En effet, il n'y a aucune raison a priori, pour qu'un jeu de données interpolé à différentes résolutions ait le même comportement que les vents obtenus à l'aide d'un modèle à différentes résolutions. La dépendance de ceux-ci à la résolution n'est pas forcément linéaire. Ensuite, toujours en restant dans l'optique de l'intercomparaison de modèles, on peut se demander si l'anomalie de température, au même titre que le seuil de vent, ne devrait pas varier avec la résolution. En effet, le cœur chaud produit dans un cyclone dépend, entre autre, de l'intensité du vent radial en basse couche qui engendre la convergence d'humidité dans le système. Caron et al. (2010) ont bien montré l'effet de la résolution sur la structure verticale de la température au sein du cyclone. On y voit que, non seulement l'échelle caractéristique du cœur chaud varie d'une résolution à l'autre, mais également que le gradient de température entre le cœur et l'extérieur est impacté également. Cependant, étant donné les résolutions assez proches (excepté CCAM qui présente par ailleurs des biais spécifiques), l'application de ce seuil de vent paraît raisonnable. Cette étude ayant été limitée dans le temps, dans le cadre du stage en Australie, une investigation plus poussée des méthodes de tracking était difficile. Néanmoins, il est apparu que c'est un point sur lequel des études futures pourraient se pencher.

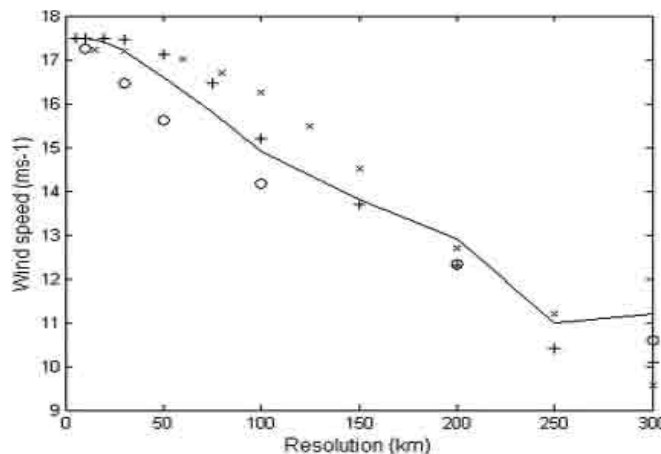


Figure 4.1 : Variation du seuil de détection du vent ($m.s^{-1}$) avec la résolution horizontale en kilomètres (ligne continue). Les cercles et croix ne sont pas à considérer dans notre cas. Tiré de Walsh et al. (2007).

1.2 Résumé

Cette étude se penche en premier lieu sur la capacité des MCG à simuler l'activité cyclonique sur la Région Principale de Développement (Main Development Region en anglais ; MDR ; 10-20°N, 20-80°W) de l'océan Atlantique Nord, comme définie par Goldenberg et Shapiro (1996). Dans un deuxième temps, on s'intéresse à la simulation des précurseurs de l'activité cyclonique dans cette région afin de mieux comprendre leur rôle dans la représentation de l'activité cyclonique par les MCG. Enfin, la pertinence des indices de cyclogenèse à représenter la distribution des genèses de CT dans la MDR est évaluée.

Deux approches existent quand on souhaite étudier l'activité cyclonique dans une simulation. La première, présentée en partie 1 (chapitre 3) est une approche directe, et elle consiste à détecter et compter les pseudo-CT produits par les MCG en définissant des critères auxquels sont associés des seuils. La seconde, indirecte, utilise des indices de cyclogenèse. Ces indices permettent d'estimer l'activité cyclonique d'une zone à partir des conditions environnementales telles que le cisaillement vertical de vent ou la TSM. Ce potentiel d'activité cyclonique peut se traduire en estimation du nombre de genèses sur la zone considérée. Les CT naissent dans un environnement synoptique spécifique et pour améliorer notre connaissance des conditions environnementales favorisant la cyclogenèse, Gray (1968, 1975 et 1979) fut le premier à développer un indice empirique de cyclogenèse, appelé "Yearly Genesis Parameter" (YGP). Par la suite, d'autres indices furent développés, comme le "Convective Yearly Genesis Parameter" (CYGP ; Royer et al. 1998) et le "Genesis Potential Index" (GPI ; Emanuel et Nolan, 2004). Les raisons du développement de ces nouveaux indices seront présentées dans la suite du résumé. Même si de nombreuses faiblesses existent dans l'utilisation de ces indices, comme le fait qu'ils soient définis comme un potentiel de genèse lié aux processus de grande échelle mais ne prennent pas en compte les dispositifs de petite échelle pouvant influencer la formation des CT (Gray 1968), l'utilisation de ces indices s'est révélée précieuse dans les études passées. Leur utilité s'explique par le fait qu'ils peuvent être appliqués à des observations ou des simulations à basse résolution du climat présent ou futur (Gray 1979 ; Watterson et al. 1995 ; Royer et al. 1998 ; McDonald et al. 2005 ; Camargo et al. 2007, 2009 ; Caron et Jones 2008 ; Royer et Chauvin 2009 ; Yokoi et al. 2009 ; Kim et al. 2010 ; Menkès et al. 2011 ; Tippett et al. 2011). En plus de permettre l'étude de la fréquence et du nombre de genèses sur différentes échelles, ils ont aussi permis l'analyse des conditions de cyclogenèse en relation avec des événements spécifiques comme l'Oscillation Australe (ENSO ; Camargo et al. 2007) ou l'Oscillation de Madden-Julian (MJO ; Camargo et al. 2009).

Ce travail utilise 10 modèles couplés océan-atmosphère de CMIP-3 ainsi qu'une simulation à haute résolution du modèle australien CCAM dont les TSM sont prescrites. Il apparaît nettement dans ces simulations que les MCG ont de grosses difficultés à représenter l'activité cyclonique sur la MDR. En effet, certains modèles sont même incapables de produire un CT dans cette région. Même si une partie de cette déficience peut certainement être attribuée à la difficulté de détection des systèmes, il n'en reste pas moins que l'activité cyclonique est souvent mal représentée dans la MDR.

Les OEA ainsi que les précipitations sur le Sahel et spécialement sur la région du Fouta-Djallon, près de la côte Atlantique, sont des prédictors bien connus de l'activité cyclonique dans la MDR. Même si ces liens ont déjà été identifiés dans les observations (Carlson 1969 ; Gray 1990 ; Landsea et Gray 1992), il est intéressant d'étudier leur existence dans les MCG. Une haute activité des OEA ou de fortes précipitations dans la région du

Fouta-Djallon sont souvent le signe d'activité cyclonique dans la MDR. Toutefois, tous les modèles ne vérifient pas forcément cette règle, ou alors de manière plus ou moins forte. C'est pourquoi nous nous sommes intéressés à l'impact des variables de grande échelle telles que le cisaillement vertical du vent horizontal, la température de surface de la mer et l'humidité relative, sur la MDR. Il est clair que l'activité cyclonique sur la MDR résulte d'une combinaison de plusieurs facteurs que les modèles ne représentent pas de la même manière.

Les indices de cyclogenèse tels que le CYGP (Royer et al. 1998) et le GPI (Emanuel et Nolan 2004) utilisent une partie des variables de grandes échelles citées précédemment afin de déterminer la possibilité de genèse sur les bassins d'activité cyclonique. La pertinence de ces indices est aussi évaluée dans cette étude. L'utilisation de ces indices est une bonne approche même si les corrélations ne sont pas toujours évidentes entre les CT détectés et les indices. Ces indices sont composés de deux parties, dynamique et thermique. Le premier indice de cyclogenèse fut défini par Gray (1979). La partie thermique dépendait d'un seuil, défini à 26°C, sur la TSM. Cet écart est censé représenter le déséquilibre du profil vertical de température entre la surface et la tropopause, en supposant que cette dernière a une température fixe (Palmen 1948). Les études sur le changement climatique ont rendu nécessaire la modification de ce critère puisque ce seuil peut évoluer avec le climat global. En effet, cet écart en TSM rend bien compte de la climatologie du présent mais n'a pas de raison de s'appliquer dans le futur en raison du réchauffement simultané de l'océan et de l'atmosphère. C'est pourquoi dans le cas du CYGP, la probabilité de genèse due aux processus thermiques est déterminée par les pluies convectives censées intégrer tous les effets thermodynamiques de l'indice de Gray, sans avoir recours à ce seuil arbitraire. D'un point de vue thermodynamique, l'indice de Gray intègre la TSM, le profil d'humidité relative et de la température potentielle équivalente. Dans les modèles, ces trois paramètres servent de critère pour le déclenchement de la précipitation. Le CYGP a été utilisé dans plusieurs études (McDonald et al. 2005 ; Royer et Chauvin 2009). La présence des précipitations convectives dans le CYGP souligne l'importance de la convection dans la genèse des TC. Les modèles ne produisant pas de TCs montrent de larges biais en termes de précipitations. Dans le cas du GPI, Emanuel et Nolan (2004) ont fait appel à la notion d'intensité potentielle (Emanuel 1986 ; Bister et Emanuel 2002). Ce paramètre dépend du profil vertical de température potentielle et d'humidité. L'idée sous-jacente de cette théorie provient de celle du moteur de Carnot. Cela revient à considérer les CT comme des machines thermiques qui convertissent des apports de chaleur en énergie mécanique. Il nécessite une source chaude (l'océan) et une source froide (la tropopause). Le cycle de Carnot est le cycle thermodynamique le plus efficace pour obtenir du travail à partir de deux sources de chaleur. Carnot a de plus montré que le rendement du moteur est proportionnel à la différence entre la source chaude et la source froide. Plus de détails concernant le mécanisme du moteur de Carnot associé au CT peuvent être trouvés dans Chauvin et Royer (2008). La partie dynamique des indices de cyclogenèse est sensiblement la même entre le CYGP et le GPI.

En conclusion, ce travail nous a permis de montrer la complexité de la réponse des MCG aux prédictors de l'activité cyclonique. Au final, les prédictors mis en avant dans cet article sont :

1. Les OEA ;
2. Les précipitations sur le massif du Fouta-Djallon (Guinée) et, de manière plus générale, les précipitations sahéliennes ;
3. L'humidité troposphérique sur la côte ouest Africaine ;

4. Les variables de grande échelle telles que la TSM et le cisaillement vertical de vent horizontal.

Même s'il n'est pas nouveau que ces paramètres influencent l'activité cyclonique, les utiliser dans un processus d'intercomparaison de modèles est en revanche inédit. En effet, chaque modèle les représente de manière différente et la réponse de l'activité cyclonique dépendra de la combinaison de ces paramètres. Leur action combinée permet ainsi d'expliquer les biais d'activité cyclonique sur la MDR.

Cette étude a aussi mis en avant les limites actuelles des MCG. Une résolution minimum est nécessaire pour une représentation correcte de la climatologie des CT. Cependant, comme le montrent les résultats de CCAM (simulation à haute résolution, 50 km), la résolution n'est pas le seul paramètre à améliorer quand on s'intéresse à l'activité cyclonique. Les biais systématiques des MCG, en terme d'humidité, par exemple, représentent une réelle limitation quand on souhaite représenter correctement la climatologie des CT.

Cette étude montre aussi que l'utilisation des indices de cyclogenèse reste une approche intéressante. Grâce au fait qu'ils combinent plusieurs variables de grande échelle, en plus d'indiquer les zones les plus favorables à la genèse, ils peuvent souvent expliquer la raison pour laquelle une simulation est capable de produire des CT alors qu'une autre n'y arrive pas.

1.3 Article

The ability of General Circulation Models to simulate tropical cyclones and their precursors over the North Atlantic Main Development Region

Anne-Sophie DALOZ and Fabrice CHAUVIN
Groupe de Modélisation Grande Echelle et Climat, CNRM-GAME, Météo-France, France

Kevin WALSH
University of Melbourne, School of Earth Sciences, Australia

Sally Lavender and Deborah ABBS
CSIRO Atmospheric and Marine Research, Aspendale, Australia

Frank ROUX
Laboratoire d'Aérodynamique, Université de Toulouse and Centre National de la Recherche Scientifique, France

Corresponding author : Anne Sophie DALOZ (anne-sophie.daloz@cnrm.meteo.fr)
Groupe de Modélisation Grande Echelle et Climat, CNRM-GAME

Climate Dynamics

Abstract

The ability of General Circulation Models (GCMs) to generate Tropical Cyclones (TCs) over the North Atlantic Main Development Region (MDR; 10-20°N, 20-80°W; Goldenberg and Shapiro, 1996) is examined through a subset of ocean-atmosphere coupled simulations from the World Climate Research Programme (WCRP) Coupled Model Intercomparison Project phase 3 (CMIP3) multimodel data set and a high-resolution (0.5°) Sea Surface Temperature (SST)-forced simulation from the Australian Conformal-Cubic Atmospheric Model (CCAM) GCM. The results are compared with National Center for Environmental Prediction (NCEP-2) and European Center for Medium Range Weather Forecasts Re-Analysis (ERA-40) reanalyses over a common period from 1980 to 1998. Important biases in the representation of the TC activity are encountered over the MDR. This study emphasizes the strong link in the GCMs between African Easterly Waves (AEWs) and TC activity in this region. However, the generation of AEWs is not a sufficient condition alone for the models to produce TCs. Precipitation over the Sahel, especially rainfall over the Fouta Djallon highlands (cf. Figure 1), is playing a role in the generation of TCs over the MDR. The influence of large-scale fields such as SST, vertical wind shear and tropospheric humidity on TC genesis is also examined.

The ability of TC genesis indices, such as the Genesis Potential Index (GPI) and the Convective Yearly Genesis Potential (CYGP), to represent TC activity over the MDR in simulations at low to high spatial resolutions is analysed. These indices are found to be a reasonable method for comparing cyclogenesis in different models, even though other factors such as AEW activity should also be considered.

Keywords : Tropical Cyclone (TC)- African Easterly Wave (AEW)- General Circulation Model (GCM) - precursor

1. Introduction

It has long been recognized that General Circulation Models (GCMs) are able to produce systems reminiscent of tropical cyclones (TCs) in the North Atlantic basin (Manabe *et al.* 1970; Bengtsson *et al.* 1982; Krishnamurti *et al.* 1989; Broccoli and Manabe, 1990, Haarsma *et al.* 1993). African Easterly Waves (AEWs) are known to be connected to the occurrence of TCs in this region (Burpee 1974, Reed *et al.* 1977; Thompson *et al.* 1979; Landsea and Gray 1992). However, many GCMs fail to represent TC activity in the North Atlantic basin (Camargo *et al.* 2005, Royer and Chauvin 2009). A bias in the representation of AEW activity can at least partially explain this problem, but the lack of TC activity over the Atlantic basin and the North Atlantic Main Development Region (MDR) can have other causes. The ability of models to capture the El Niño Southern Oscillation (ENSO) may greatly influence their ability to represent North Atlantic TC activity (Camargo *et al.* 2007) since ENSO changes the large-scale environmental factors that are known to strongly influence TC genesis (Gray 1968). In particular, the vertical shear of the horizontal wind in the troposphere is considered to be one of the major variables influencing cyclogenesis (Gray 1968), particularly over the Atlantic (Vecchi and Soden 2007).

In the Atlantic, the official hurricane season begins June 1 and ends November 30, although activity has been observed outside this time frame. Genesis locations vary during the hurricane season (Neumann *et al.* 1999) and three time periods can be distinguished based on these locations:

1. Early-season (1 June - 15 July), storms mostly originate in the western Caribbean Sea and the Gulf of Mexico, and are quite rare in the MDR.
2. Mid-season (16 July - 20 September), storms form mostly in the MDR.
3. The late season (21 September - 30 November) has a gradual decline in TC numbers over the whole region with genesis in the MDR declining more rapidly.

Genesis in the MDR peaks in the mid-season because sea surface temperatures (SSTs) are warm enough to sustain intense and long-lived convective activity associated with tropical waves that propagate off the African continent and over the eastern tropical Atlantic. The peak in TC activity over the MDR is also linked with a peak of AEW activity in the mid-season (Thorncroft and Hodges 2001, Hopsch *et al.* 2007). In this study, the eastern (western) tropical Atlantic is defined as the North Atlantic tropical basin east (west) of 60°W.



Figure 1 : Map of West Africa. Source <http://www.junglephotos.com/>

During boreal summer, the atmospheric circulation over West Africa exhibits a strong monsoon flow, advecting moist air from the Gulf of Guinea and the nearby tropical Atlantic toward the interior of the continent. The West African troposphere during the monsoon season is characterized by a mid-tropospheric zonal wind maximum (the African Easterly Jet - AEJ), which peaks at 600-700 hPa. Synoptic systems (AEWs), a well known feature of the summer West African climate, develop on the sides of this jet (Ruti and

Dell'Aquila 2010). These propagating AEW disturbances have been studied for many years, particularly during GATE (Global Atmospheric Research Program's Atlantic Tropical Experiment, Reed *et al.* 1977), AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analyses, Redelsperger *et al.* 2006) and PREDICT (Pre-Depression Investigation of Cloud-System in the Tropics, Montgomery *et al.* 2010). Burpee (1972) was the first to suggest that horizontal and vertical shear of the mean zonal wind could induce barotropic and/or baroclinic instabilities and dynamic perturbations with characteristics

similar to those of the AEWs. This has led to a number of other studies on AEWs (Burpee 1972, Thorncroft and Hoskins 1994, Chen *et al.* 2006; Hsieh and Cook 2007). AEW disturbances are located at a mean latitude of 12°N over land and typically have periods of 3-5 days, wavelengths of 2000-4000 km, and a westward mean propagation speed of about 6°-7° per day (7-9 m/s) (Reed *et al.* 1977). The link between tropical disturbances over West Africa and Atlantic TCs was suggested by Carlson (1969), and this is still an important subject in more recent scientific investigations (e.g. Reed *et al.* 1988, Thorncroft and Hodges 2001, Hopsch *et al.* 2007, Caron *et al.* 2010, Arnault and Roux 2011).

The association between Sahelian rainfall and hurricane activity was first investigated by Gray (1990). Landsea and Gray (1992) generalized this study and proposed two physical mechanisms which may explain the link between Sahelian rainfall and intense TC activity. They established that during dry (wet) years, there were less (more) intense TCs. This year-to-year co-variation could be related to two different mechanisms. First, the change in the atmospheric upper-level circulation over the MDR during wet (dry) years leads to a reduced (enhanced) horizontal wind shear which is favourable (unfavourable) to TC genesis. The second hypothesis hints at a possible relation between Sahelian rainfall and the interannual variations of AEWs amplitude. During dry (wet) years over Sahel, this amplitude decreases (increases) leading to a reduced (enhanced) genesis of TCs. Landsea and Gray (1992) based their study on data from the time period 1949-1990. More recently, Klotzbach and Gray (2004) showed that the relationship broke down in the mid 1990's for as yet unexplained reasons. Changes in the strength of the relationship have been shown to vary with time (Fink *et al.* 2010) and are also influenced by changes in environmental factors such as SST and vertical wind shear.

To diagnose the number of TCs in GCMs, two techniques have generally been employed. The first one consists in locating and tracking "pseudo-TCs" (Haarsma *et al.* 1993; Bengtsson *et al.* 1996; Walsh and Watterson 1997; Sugi *et al.* 2002; McDonald *et al.* 2005; Chauvin *et al.* 2006; Oouchi *et al.* 2006; Bengtsson *et al.* 2007, Walsh *et al.* 2007). GCM resolutions are too coarse to simulate realistic TCs and instead reproduce systems reminiscent of TCs, but with slightly different characteristics. For example, they cannot reproduce the eye structure of TCs. The second technique provides an estimate of TC activity through the use of genesis parameters depending on seasonal mean values of large-scale fields. Empirically developed cyclogenesis indices reproduce the distribution of TCs with some accuracy for the present climate. The Seasonal Genesis Parameter (SGP) was developed by Gray (1975) and was used to assess climatological genesis. More recently, Royer *et al.* (1998) proposed the Convective SGP (CSGP) which retains some of the parameters of the SGP, but replaces those considered as unreliable in future climate conditions. In the SGP, the thermal effect of ocean is taken into account through the integration of SST above 26°C down to 60 m depth, as this temperature is typically the threshold in the current climate for the development of tropical deep convection (e.g. Sud *et al.* 1999). Royer *et al.* (1998) showed that, in the context of global warming, the thermal effect of ocean and the threshold of 26°C should be replaced by a more physical process, such as convective precipitation which leads to an index named the CYGP (Convective Yearly Genesis Potential). Instead of considering a SST threshold, the thermodynamic potential in the CYGP is defined through the derivation of the seasonal mean convective precipitation of the model. The underlying hypothesis is that the convective precipitation in the model integrates the atmospheric response to changes not only in SST, but also in static stability and tropospheric humidity. Another index, the Genesis Potential Index (GPI) was proposed by Emanuel and Nolan (2004). The main difference between the SGP and the GPI also comes from the thermodynamic potential. GPI uses potential intensity (Bister and Emanuel, 1998), which depends on the air-sea thermodynamic disequilibrium and the difference between the SST and the temperature at the level of neutral buoyancy for an adiabatically lifted boundary layer parcel. GPI uses the near-surface ocean thermal energy and the vertical gradient of the equivalent potential temperature between the surface and 500 hPa.

Several ocean-atmosphere coupled model integrations have been performed for the the World Climate Research Programme (WCRP) Coupled Model Intercomparison Project phase 3 (CMIP3) and a subset of these have been analysed in the TC Model Intercomparison Project (TC-MIP, Walsh *et al.* 2010). The TC-MIP project aims to compare and analyze models performances in simulating TCs and to investigate the reasons for differences between models. The TC-MIP results analyzed here are from

coupled ocean-atmosphere simulations of the present climate, with spatial resolutions varying from $1^\circ \times 1^\circ$ to $2.8^\circ \times 2.8^\circ$. A high-resolution (0.5°) bias-corrected SST forced simulation from the CSIRO Conformal Cubic Atmospheric Model (CCAM; McGregor and Dix 2001) is also analysed. The model data have been compared with the NCEP-2 and ERA-40 reanalyses over a common time period (1980-1998).

In the next section the datasets and tracking methodology are described. The ability of the GCMs to simulate the TC activity over the MDR is discussed in section 3. In section 4, precursors and factors influencing TC genesis such as AEW activity, Sahelian rainfall or tropospheric humidity are examined. Finally, the ability of tropical cyclogenesis indices to represent TC activity over the MDR is discussed in section 5. Summary and conclusions are given in section 6.

2. Datasets and methodology

- **Observations and reanalysis**

- *Global precipitation*

The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (version 2.1; daily; 1° longitude by 1° latitude grid) daily precipitation is produced at the NASA Goddard Space Flight Center. Data from rain gauges, satellite geostationary and low-orbit infrared, passive microwave, and sounding observations have been merged to estimate daily rainfall. The different methods employed for the construction of this dataset are detailed in Huffman *et al.* (2001).

- *NCEP-2 reanalysis*

5. The National Centers for Environmental Prediction (NCEP) - National Center for Atmospheric Research (NCAR) reanalysis is a retrospective (since 1948) record of global analyses of atmospheric fields. The NCEP-2 reanalysis is an improved version including some corrections along with updated parameterizations of physical processes (Kanamitsu *et al.* 2002). The daily NCEP-2 reanalysis has a horizontal resolution of $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ at 28 levels unevenly distributed from the surface to 3 hPa. Meridional wind and total precipitation were used from this dataset.

- *ERA-40 reanalysis*

6. European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA-40) is a 44-year (1958-2001) integration product (daily and monthly, $1.12^\circ \times 1.12^\circ$ horizontal resolution) developed by ECMWF. This dataset is obtained through a global spectral model with T159L60. More details can be found in Uppala *et al.* (2005). Meridional wind and total precipitation were used from this dataset.

• **TC-MIP and CCAM simulations**

- *TC-MIP*

The simulations analyzed in this study are a subset of model outputs from CMIP-3 (Meehl *et al.* 2007) as used in the TC-MIP (Walsh *et al.* 2010) with some common metrics related to TC formation. Coupled ocean-atmosphere models simulate the global climate during the 20th century, but we will focus here on July - August - September of the period 1980 - 1998 over the Atlantic Ocean and West Africa (hereafter referred to as JAS 1980-1998). The models have horizontal resolutions from 1° x 1° to 5° x 4°. While none of these models has a resolution suitable for the generation and maintenance of realistic TCs, it is nevertheless possible to compare their large-scale environmental characteristics and the simulated TC-like vortices. This study was restricted to the ten models with the highest resolution (1° x 1° to 2.8° x 2.8°) presented in Table 1.

Table 1 : Characteristics of the selected TC-MIP and CCAM simulations, and NCEP-2 and ERA-40 reanalyses.

Dataset	Institution	Spatial resolution in degrees	Main difference between simulations of the same model
CNRM	CNRM—Centre National de Recherches Meteorologiques (France)	2.8 x 2.8	Only one simulation
CSIRO0	CSIRO—Commonwealth Scientific and Research Organization (Australia)	1.9 x 1.9	CSIRO0 has been upgraded in all part of CSIRO1. In particular, in the ocean model, CSIRO1 includes spatial varying eddy transfer coefficient and Kraus-Turner mixed layer scheme (CAWCR Technical Report N21)
CSIRO1		1.9 x 1.9	
GFDL0	GFDL—Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)	2.5 x 2.0	GFDL0 uses a B-grid finite difference dynamical core and GFDL1 a finite-volume dynamical core (Delworth <i>et al.</i> 2006)
GFDL1		2.5 x 2.0	
IAP	IAP—Institute of Atmospheric Physics (China)	2.8 x 2.8	Only one simulation
MIRO0	University of Tokyo, National Institute for environmental studies and JAMSTEC, Japan Agency for Marine Earth Science and Technology (Japan)	1.1 x 1.1	The difference between the two simulations is the spatial resolution
MIRO1		2.8 x 2.8	
MPI	MPI—Max Planck Institute (Germany)	1.8 x 1.8	Only one simulation
MRI	MRI—Meteorological Research Institute (Japan)	2.8 x 2.8	Only one simulation
CCAM	CCAM—Conformal Cubic Atmospheric Model, CSIRO	0.5 x 0.5	Only one simulation
NCEP-2	NCEP—National Center for Environmental Prediction (USA)	1.875 x 1.875	Reanalyses
ERA-40	ECMWF—European Center for Medium Range Forecasts (England)	1.12 x 1.12	Reanalyses

- *CCAM*

CCAM is the CSIRO (Australian Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation) Conformal-Cubic Atmospheric Model described by McGregor and Dix (2001). A simulation over 1979-1998 with a spatial resolution of 0.5° was produced. The model is forced with bias-corrected SSTs. The bias is calculated for each seasonal month by removing climatological observed SSTs to the SST climatology produced by a low resolution coupled version of CCAM. Then, the bias is removed from the initial interannual low-varying SST coupled field and prescribed to high resolution version of CCAM. As a result, GCM-dependent interannual variability is retained while monthly climatological biases are removed. No atmospheric nudging is used in this CCAM simulation. Nineteen years of the CCAM simulation were available (1980-1998) when this study was conducted, explaining the choice of time period.

- **TC Tracking**

- *IBTrACS*

The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS) is a global dataset containing information on all documented TCs compiled and archived by different agencies around the world generated by the NOAA (United States of America National Oceanic and Atmospheric Administration) Climatic Data Center (NCDC). The methods used to combine the different datasets into a centralized archive are detailed in Knapp *et al.* (2010).

- *Climate models*

The most efficient way to assess TC activity in GCMs is to track individual storms through an automated procedure. The tracking method proposed by Walsh *et al.* (2004) has been chosen here, but with the objectively derived resolution-dependent wind speed threshold criterion from Walsh *et al.* (2007), so as to allow comparison of simulations using different spatial resolutions. Taking into account that the maximum wind speed in a simulation depends on its resolution, Walsh *et al.* (2007) defined an empirical relationship between resolution and wind speed threshold which is to be used in tracking algorithms.

The criteria for detecting TCs in the model data are:

- The maximum 10-m wind speed simulated in the storm must be larger than a resolution-dependent threshold corresponding to the observed 17 m s⁻¹ tropical storm limit. From an analytical wind profile model and two-dimensional observed wind analysis, Walsh *et al.* (2007) showed that this threshold varies roughly linearly with resolution. Hence, the wind speed threshold is corrected using an adjustment factor related to the spatial resolution (see Table 2). A lower threshold was employed for the high-resolution CCAM results to give a better estimate of the geographical pattern of formation than typically generated by the other models. This becomes particularly important when examining the TC formation generated by this model in the MDR, as shown in section 3.

- Relative vorticity must be higher than 10⁻⁵ s⁻¹ ;

- A closed pressure minimum must exist within a distance from a point satisfying (2), in order to verify correlation between vorticity maximum and pressure minimum. The location of the pressure minimum is then taken as the storm center. This distance depends on the horizontal resolution of the models. Based on some radius tests, the distance used was 1000 km for the CMIP-3 models and 250 km for CCAM.

- The total tropospheric temperature anomaly must be greater than zero. This anomaly is calculated by summing differences at 700, 500 and 300 hPa between the temperature around center of the storm and the mean value at each level in a domain of 1200 km east, west and 400 km north, south of the storm center.

- The temperature anomaly at the storm center must be larger at 300 hPa than at 850 hPa.

- The mean tangential wind in a domain of 800 km x 800 km around the storm center must be greater at 850 hPa than at 300 hPa.

- **Factors influencing TC activity over the MDR**

The variables analysed to examine which factors are influencing TC formation in the models are described here. AEWs are known to influence tropical cyclogenesis over the Atlantic and in the MDR (Landsea 1993, Thorncroft and Hodges 2001, Hopsch *et al.* 2007 and 2010, Arnault and Roux 2011). For each model, daily fields of meridional wind at 850 hPa were analysed to take into account AEW propagation. To evaluate the possible correlation between Sahelian rainfall and TC activity in models and reanalyses, as shown by Landsea and Gray (1992), mean precipitation values were analysed. Other large-scale fields (e.g. vertical wind shear, SST and mid-level humidity) were examined as they are known, among others, to influence TC genesis (Gray 1975). Their influence is known to vary among different basins. In the North Atlantic basin, Goldenberg and Shapiro (1996) showed that the vertical wind shear may be one of the most important features. Reduced wind shear is associated with increased activity while stronger wind shear with decreased activity. They also showed that most of the fluctuations in wind shear are associated to SST and rainfall variations. Garner *et al.* (2009) also noted the importance of the SST by showing that the vertical wind shear is largely determined by gradients of SST both locally over the Atlantic and remotely from the Indo-Pacific basin. Sall *et al.* (2006) and Arnault and Roux (2011) showed that mid-level humidity over the African coast is an important factor to understand why some waves develop into TCs while others do not. Recent studies (Hopsch *et al.* 2010 and Braun 2010) suggest that mid- to upper level humidity over the African coast and the Atlantic Ocean influence cyclogenesis. Hopsch *et al.* (2010) showed that both developing and non developing waves present moist low-level layers. However, from mid- to upper levels, developing wave's present higher relative humidity values compared to non-developing waves. They suggest that this difference could be due to the negative influence of mid-level advection of dry air associated with the Saharan Air Layer (Dunion and Velden 2004).

- **Tropical cyclogenesis indices**

Two techniques have been widely used to diagnose the number of TCs in GCMs. The first technique presented in section 2 and used in sections 3 and 4, consists of using an automatic procedure to track individual storms using several criteria. The second technique estimates the possibility of TC genesis, usually in low resolution models, based on environmental fields known to have an influence on TC genesis. Here, we consider two indices : CYGP (Royer *et al.* 1998) and GPI (Emanuel and Nolan 2004).

For CYGP, the selected fields are the vertical wind shear (V_{shear}) between the upper (200 hPa) and lower (850 hPa) troposphere, φ_r the relative vorticity at 850 hPa and P_c an estimate of convective precipitation exceeding a calibrated threshold depending on the total convective precipitation in the GCM (see Royer *et al.* 1998) :

$$(i) \quad \text{CYGP} = k f (\varphi_r f / |f| + 5) (|V_{\text{shear}}| + 3)^{-1} P_c$$

where f is the Coriolis parameter and k is a calibration factor which assumes that the mean global TC genesis is 84 per year.

For GPI, the selected fields are the vertical wind shear V_{shear} between the upper (200 hPa) and lower (850 hPa) troposphere, φ_a the absolute vorticity, H the relative humidity at 700 hPa and V_{pot} the potential intensity as defined in Bister and Emanuel (1998) :

$$(ii) \quad \text{GPI} = |10^5 \varphi_a|^{3/2} (H/50)^3 (V_{\text{pot}}/70)^3 (1+0.1 V_{\text{shear}})^{-2}$$

These indices are representative of environmental conditions favourable to TC genesis and not of the real count of TCs (Royer *et al.* 1998, McDonald *et al.* 2005, Chauvin *et al.* 2006). Nevertheless, they provide a method for comparing models and their ability to produce TCs. Here, for all models, CYGP and GPI are compared with TC genesis numbers deduced from the tracking method for JAS

1980-1998. Both indices are corrected with a factor depending on the different spatial resolutions of the models.

3. Observed and simulated TCs in the North Atlantic basin

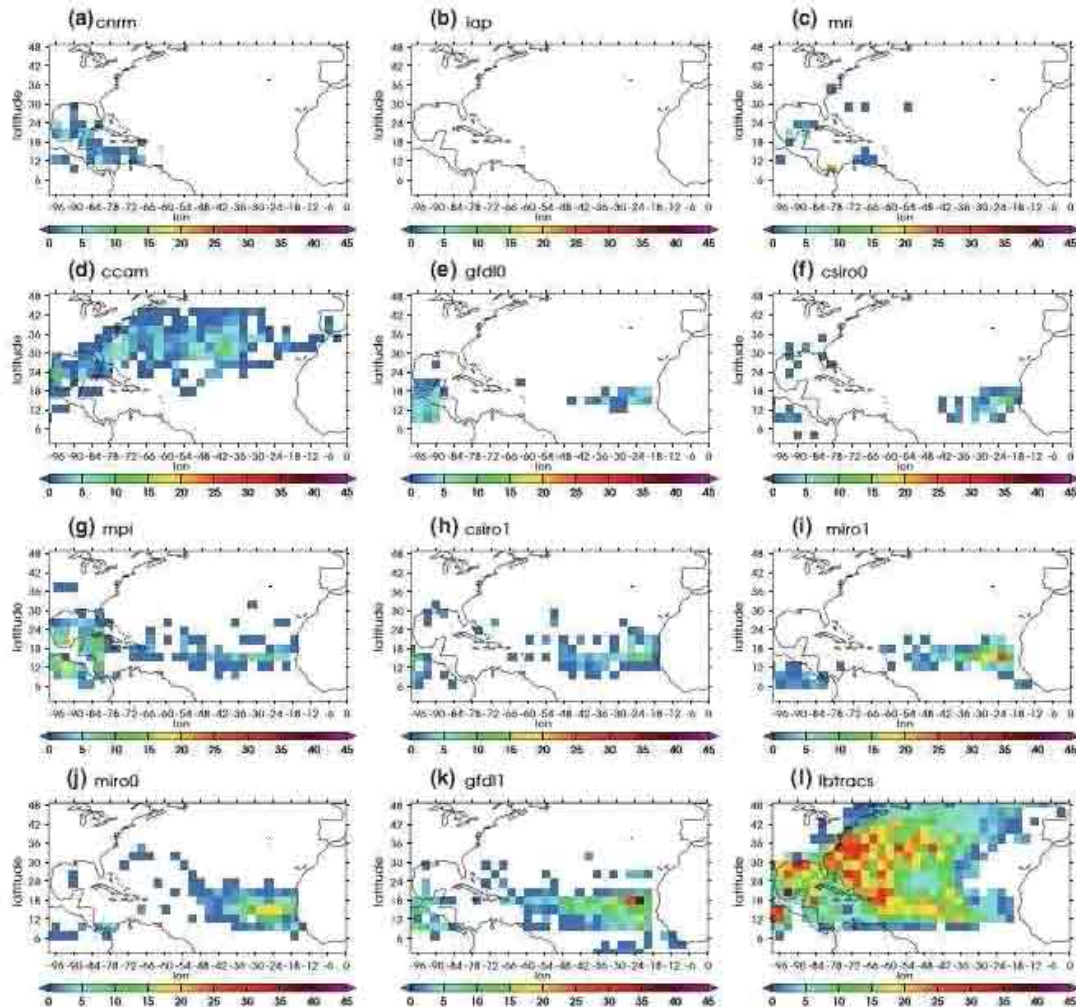


Figure 2 : Density of TCs detected over JAS 1980-1998 over the North Atlantic basin in : a) CNRM, b) IAP, c) MRI, d) CCAM, e) GFDL0, f) CSIRO0, g) MPI, h) CSIRO1, i) MIROC1, j) MIROC2, k) GFDL1 and l) IBTrACS.

Figure 2 presents the density of detected TC occurrences for the TC-MIP and CCAM models, and from IBTrACS for JAS 1980-1998 over the North Atlantic basin. In Fig. 2, the simulations are sorted in accordance with their number of TC occurrences detected in the MDR (Table 2). This classification will be used throughout this paper. Although this study focuses on the MDR, it is

Table 2 : Numbers of detected TC occurrences globally (2nd column), in the MDR (3rd column) and associated wind speed thresholds (3rd column) for TCMIP and CCAM models, and for IBTrACS, over the time period JAS 1980-1998

Dataset	Occurrences detected globally	Occurrences detected over the MDR	Wind speed threshold (m s ⁻¹)
cnrm	5,015	0	10.5
rap	1,610	0	10.5
mpi	6,500	0	10.5
ccam	9,444	12	11.5
gfdl0	6,406	35	12
csiro0	14,172	61	13
mpi	11,743	87	10.5
csiro1	11,881	120	13
miro1	5,294	215	10.5
miro0	4,052	253	14.5
gfdl1	15,568	408	12
ibtraacs	25,613	933	17

interesting to first verify the ability of the GCMs to represent the North Atlantic TC activity as a whole. The density of TC occurrence for the different models (Fig. 2a-k) is highly variable and generally too low over the whole North Atlantic, including the MDR. It is clear from the large spread of the simulations that, even when corrected for their different resolutions by the use of a resolution-dependent wind speed threshold, models have problems in producing TCs over the Atlantic. Even those simulations that simulate TC activity largely underestimate its amplitude and do not correctly reproduce its geographic distribution in comparison with observations (Fig. 2l). The bias in localization is especially visible for CCAM which produces TCs only in the northern part of the Gulf of Mexico and the subtropical regions of the Atlantic. In fact, CCAM is the only model to produce

significant activity over western Atlantic subtropics, clearly highlighting the geographical variation in the formation pattern analyzed in these results. However, the TC activity in CCAM is concentrated in this region which is not realistic compared to IBTrACS. This point will be investigated further later in this paper.

Seven models (CSIRO0, MIRO0, GFDL0, GFDL1, MIRO1, GFDL1 and MPI) reproduce TC activity in the MDR, even though they all underestimate it in comparison with IBTrACS. This TC activity is generally located too far east, close to the West African coast while IBTrACS shows a maximum density near the French Antilles. Table 2 summarises the number of TC occurrences detected globally (left column) and in the MDR (central column) from TCMIP and CCAM simulations, and from IBTrACS. The right column shows the wind speed threshold used for each simulation, depending on its horizontal resolution. Table 2 clearly shows there is no link between detected global TC activity and MDR activity. For example, in CCAM the fraction of the total global number of TCs that form in the MDR region is small. The twelve occurrences of TCs simulated in the MDR in CCAM are the result of TCs recurving from the Gulf of Mexico or the western tropical Atlantic rather than forming in this region. Thus even with a low wind-speed threshold for its resolution, CCAM fails to generate storms in the MDR. However, CCAM TC formation is more frequent in the subtropics.

The MIRO0 model has one of the lowest rates of global TC activity, but one of the highest rates in the MDR. It can be noticed that MIRO1, with a coarser resolution than MIRO0, simulates more TCs globally, but has fewer TCs in the MDR. The GFDL models show a large spread in their results. Both globally and in the MDR region, GFDL0 largely underestimates TCs in comparison with GFDL1. For CSIRO simulations, it is interesting to note that CSIRO0 has more TCs than CSIRO1 globally, but CSIRO1 has more TC activity in the MDR. Compared with the actual number of TC occurrences in IBTrACS, all models are found to underestimate TC activity, globally by a factor of 1.5 to 15, and in the MDR by a factor of 2 to 10 for models which simulate TCs there.

4. Relationship between TCs in the MDR, AEW activity and large-scale processes

In order to assess the models abilities in producing TC activity the different environmental features described in section 2 will be addressed, as well as how they are reproduced by the models. These results are compared with NCEP-2 and ERA-40 reanalyses.

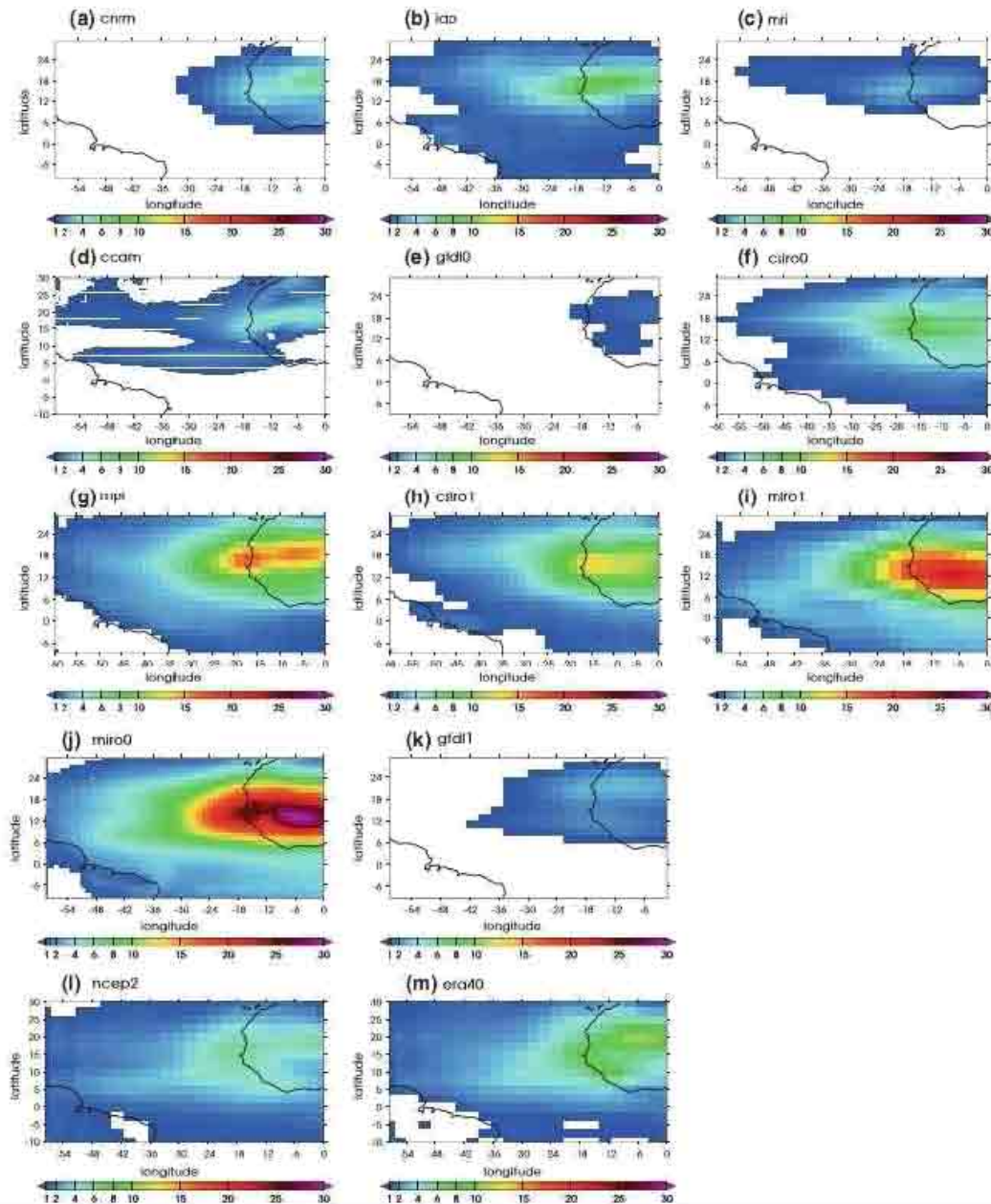


Figure 3 : As in Fig. 2, except for 3-5 day bandpass filtered variance of the meridional wind ($m^2.s^{-2}$) at 850 hPa, and l) for NCEP-2, m) for ERA-40.

Figure 3 shows the 3-5 day bandpass filtered meridional wind variance at 850 hPa, averaged over the time period JAS 1980-1998 for the TCMIP, CCAM and reanalyses over the western part of the African continent and Atlantic Ocean (10°S-30°N, 60°W-40°E). A 3-5 day bandpass filter (Fyfe 1999) has been applied to the meridional wind variance in order to isolate the AEW time-period. High values of filtered meridional wind variance indicate strong AEW activity. The range of values for ERA-40 in JAS 1980-1998 is similar to that obtained by Ruti and Dell'Aquila (2010) for the same reanalysis with a similar technique over 1961-2000. NCEP-2 shows a lower activity than ERA-40, which may be partially attributed to a coarser resolution. It is clear from Fig. 3 that most of TCMIP and CCAM simulations produce AEW activity with a maximum located close to the coastal maximum of the reanalyses (20°N, 20°W). Hence Fig. 3 and Table 3 confirm that a condition for the models to produce TCs in the MDR seems to be the ability to represent AEW activity. However, GFDL1 shows that this is not the only important condition.

Table 3 : AEW activity ($m^2.s^{-2}$) ; 10 N-20 N 15 W-10E), Sahelian rainfall ($mm.day^{-1}$; 10 N-20 N 15 W-10E), SST ($^{\circ}C$; 10 N-20 N 80 W-20 W), vertical wind shear ($m.s^{-1}$; 10 N-20 N 80 W-20 W) MDR rainfall ($mm.day^{-1}$; 10 N-20 N 80 W-20 W), Fouta Djallon rainfall ($mm.day^{-1}$; 8 N-12 N 15 W-5 W) and specific humidity at 600 hPa ($g.kg^{-1}$; 5 N-15 N, 15 W-10E) for JAS 1980-1998 from TCMIP and CCAM simulations, ERA-40 and NCEP-2 reanalyses.

Dataset	AEW activity	Sahelian rainfall	SST MDR	Shear MDR	Rainfall MDR	Rainfall FD	HUM
crrm	3.6	2.3	25.0	12.2	2.5	4.4	4.6
iap	4.4	1.6	26.0	18.8	1.0	4.9	4.2
mri	1.4	1.7	26.7	17.3	0.9	7.8	4.1
ccam	2.1	1.5	27.1	10.5	3.2	6.7	4.7
gfdl0	1.0	5.3	26.5	12.6	3.1	13.7	4.7
csiro0	5.1	1.8	25.0	14.9	1.1	6.9	3.8
mpi	9.6	2.8	27.7	8.5	3.1	9.6	5.6
csiro1	9.0	3.3	28.2	12.2	2.8	12.5	5.7
miro1	15.9	3	26.1	14.0	1.8	15.0	4.5
miro0	20.9	3	26.0	15.2	2.0	13.3	4.0
gfdl1	1.7	4.6	27.1	10.5	4.5	13.8	5.1
ncep2	3.7	1.7	27.5	11.1	2.4	13.5	4.0
era40	5.9	1.7	27.4	11.1	4.5	16.8	4.6

The mean precipitation for JAS 1980-1998 in the models, reanalyses and GPCP observations are shown in Figure 4. Both reanalyses show realistic, although slightly overestimated, distribution of rainfall over West Africa and the tropical Atlantic compared to GPCP. In NCEP-2 the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) over the central Atlantic has a southernmost location and a westernmost extension located at a more southwest location than in GPCP. Some models show a precipitation maximum located along the West African coast (near 8°N, 15°W), with values ranging from 6 $mm.day^{-1}$ for IAP to 17 $mm.day^{-1}$ for MIRO0 and MIRO1. However, some models (IAP, CSIRO0 and CCAM) are unable to reproduce this rainfall maximum, while MRI largely underestimates its amplitude and the maximum is located too south in CNRM. The reanalyses also show this maximum but with higher amplitudes of 19 $mm.day^{-1}$ in NCEP-2 and GPCP and 25 $mm.day^{-1}$ in ERA-40. All models also display a large area of relatively heavy precipitation, with values smaller than the maximum over the West African coast, related to the ITCZ between 5 and 20°N during boreal summer. This maximum is highly variable between the models, with maximum amplitudes from 5 $mm.day^{-1}$ for IAP to 15 $mm.day^{-1}$ for GFDL0, GFDL1, MIRO0, MIRO1 and CSIRO1. In this region, both reanalyses and GPCP show a mean rate of about 15 $mm.day^{-1}$. Apart from CNRM, MRI, CSIRO0, IAP and CCAM, the models are able to correctly represent the mean JAS 1980-1998 precipitation. CNRM, MRI and IAP are clearly underestimating the belt of precipitation. CSIRO0 shows higher amplitude compared with these three models, but it is still lower than the other models, reanalyses and observations. Finally, CCAM gives realistic amplitude over the ocean, but an important dry bias exists over the continent.

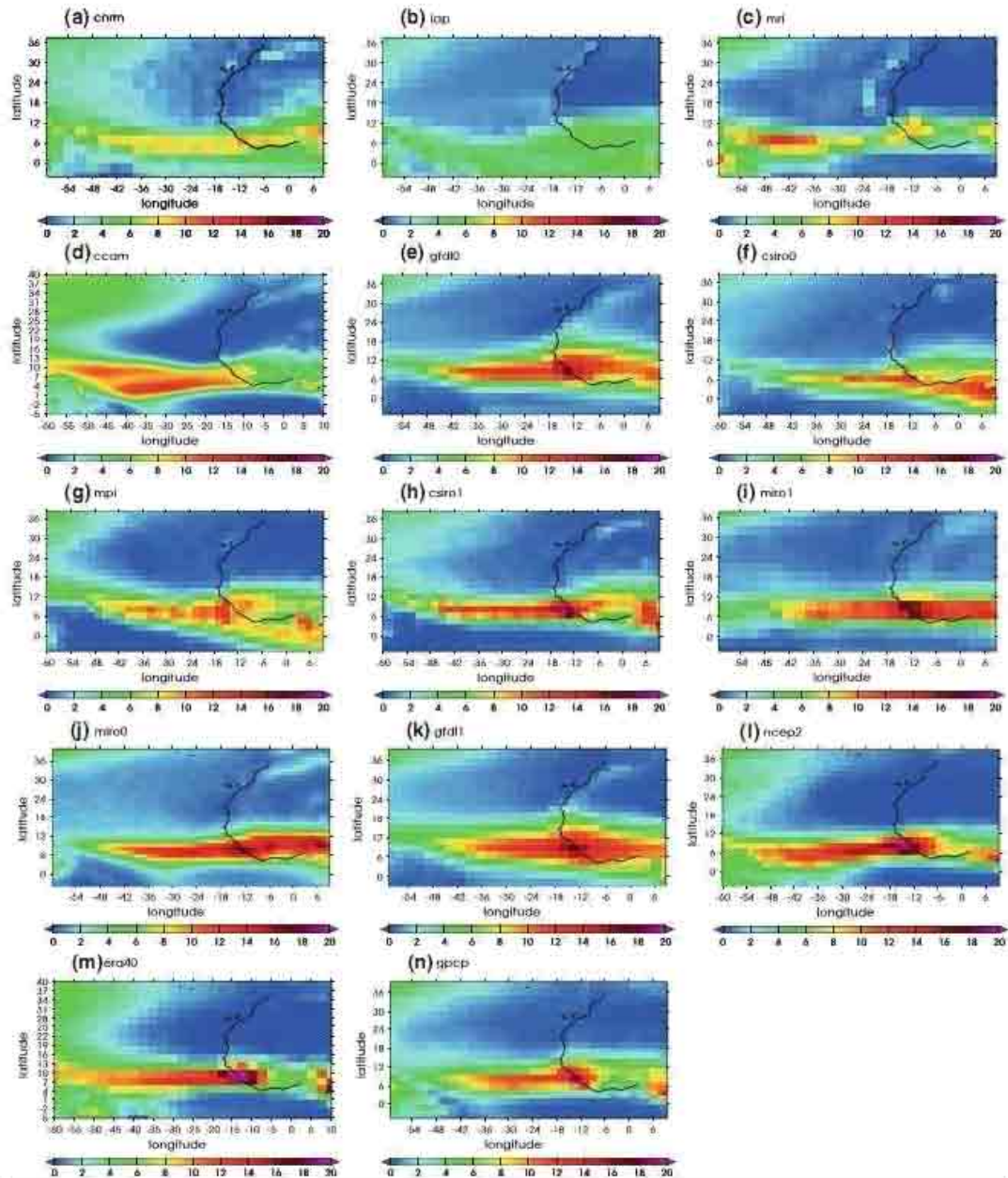


Figure 4 : As in Fig. 3, except for total precipitation (mm.day^{-1}), and n) GPCP.

Table 3 summarises the AEW activity averaged over the West African continent ($10\text{-}20^{\circ}\text{N}$, $15^{\circ}\text{W}\text{-}10^{\circ}\text{E}$). In terms of amplitude of averaged activity, the results for the different models are very varied ranging from $0.77 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for GFDL0 to $22.08 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for MIRO0. ERA-40 and NCEP-2 have values of $5.9 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ and $3.7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ respectively. Among the models, a group of four (MIRO1, CSIRO1, MPI and MIRO0) show AEW activity higher than in ERA-40 and NCEP-2. MIRO0 ($20.9 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) and MIRO1 ($15.9 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) are particularly active compared with other models. It is interesting to note that three of the models which overestimate AEW activity (MIRO1, CSIRO1 and MIRO0) are among those which produce the highest TC activity over the MDR (Table 2). The reason why GFDL1 has a high TC count (Table 2) in spite of low AEW activity (Table 3) will be discussed in the following sections.

In Table 3, the mean Sahelian rainfall for the JAS season is also summarised. Precipitation has been averaged for JAS 1960-1998, over $10\text{-}20^{\circ}\text{N}$ and $15^{\circ}\text{W}\text{-}10^{\circ}\text{E}$. In both NCEP-2 and ERA-40

reanalyses, the mean rate is 1.7 mm day⁻¹ and in GPCP (not shown), the mean rate of precipitation over this region is 3 mm day⁻¹. The rainfall averages for the simulations range from 1.5 mm day⁻¹ for CCAM to 5.3 mm day⁻¹ for GFDL0. MRI, IAP, CSIRO0 and CCAM all underestimate the total rainfall (cf. Fig. 4) but have a mean Sahelian rainfall close to those from NCEP-2 and ERA-40, however they are below the value from GPCP. CNRM, MPI, CSIRO1, MIRO1 and MIRO0 overestimate Sahelian rainfall in comparison with NCEP-2 or ERA-40, but are close to GPCP. GFDL0 and GFDL1 overestimate Sahelian rainfall in comparison with both reanalysis and GPCP. This high rainfall rate could explain the relatively strong TC activity over the MDR for GFDL1 in spite of a low AEW activity. On the other hand, GFDL0 has AEW activity 1.7 times lower than GFDL1, which cannot be balanced by a higher rainfall rate. Table 3 shows that a direct relationship between TC activity in the MDR (Table 2) and Sahelian rainfall (Table 3) is difficult to identify in the models.

The MDR and the Foutta Djallon (FD) rainfall (8-12°N; 15°E-5°W) for JAS 1980-1998 (Table 3) can also be compared with TC activity. As the number of TC occurrences increases in the different models, one could expect the MDR rainfall to show the same tendency considering that precipitation is a good indicator for convection. A region where convection develops is likely to be more favourable for the development of TC activity. However, there is no related increase in precipitation which indicates that there is no direct link between TC activity and precipitation over the MDR. Unlike MDR rainfall, FD rainfall does appear to be related with TC activity in the models. Moderate to high AEW activity combined with moderate to high FD rainfall seems to lead to TC genesis. Globally, TC numbers increase with FD rainfall.

Table 3 also shows specific humidity at 600 hPa averaged for JAS 1980-1998, over the eastern tropical Atlantic (5°-15°N, 15°-30°W), a region important for the development of AEWs (e.g. Arnault and Roux 2011). This level corresponds to strong vertical humidity gradients and discriminates well between dry and humid air masses (Sall *et al* 2006) which may conduce or not to TC development. Mean values of specific humidity for the reanalyses are 4 g.kg⁻¹ for NCEP-2 and 4.6 g.kg⁻¹ for ERA-40. For the simulations, the mean specific humidity ranges from less than 4 g.kg⁻¹ for CSIRO0 to more than 5 g.kg⁻¹ for MPI, CSIRO1 and GFDL1. Four (MIRO0, MIRO1, MPI, CSIRO1) of the 7 models that simulate TCs in the MDR have high AEW activity combined with moderate to high specific humidity. This result is consistent with previous studies (e.g. Sall *et al.* 2006, Hopsch *et al.* 2010 and Arnault and Roux 2011) which showed that a combination of AEW activity and high humidity over the ocean is a favourable environment for the development of TCs.

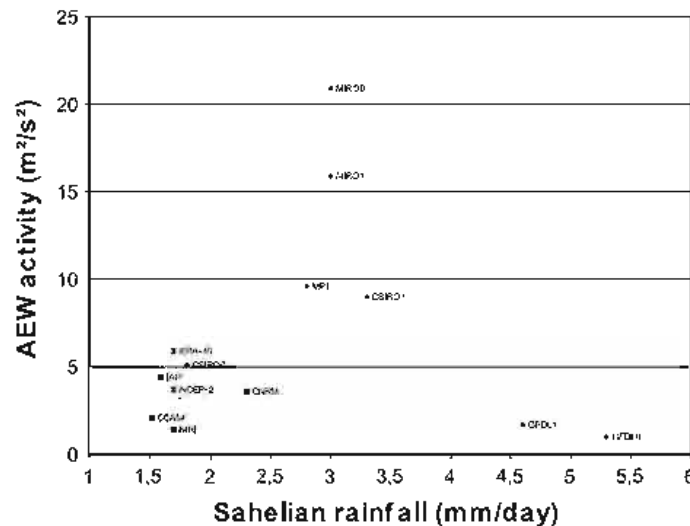


Figure 5 : Scatter plot of AEW activity ($m^2.s^{-2}$) versus Sahelian rainfall ($mm.day^{-1}$) for JAS 1980-1998. Diamonds represent simulations producing TCs, squares those not producing TCs and double triangles represent reanalyses.

Mean SSTs for the reanalyses are 27.6 °C for NCEP-2 and 26.5°C for ERA-40 (Table 3). For the models, the mean SST ranges from 25.1°C for CSIRO0 to 28.2°C for CSIRO1. GFDL1, CSIRO1, MPI and CCAM have warm SST (above 27°C) which is favourable for cyclogenesis. On the other hand, CNRM and CSIRO0 have slightly colder SST values, close to 25°C. Both reanalyses show a vertical wind shear (calculated as the mean wind difference between 850 and 200 hPa) over the MDR of 11.1 m/s (Table 3). For the models, the vertical wind shear ranges from 8.5 ms⁻¹ for CSIRO0 to 18.8 ms⁻¹ for IAP.

Figure 5 is a scatter plot of AEW activity and Sahelian rainfall from the models, using the values from Table 3. In Figures 5 to 9, NCEP-2 and ERA-40 results have also been added in order to have an idea of the behavior of observations relatively to these variables. ERA-40 and NCEP-2 present very similar positions in the scatter plot (cf. Fig. 5) due to their low AEW activity and low Sahelian rainfall. Both of the reanalysis are located close to most of the models not producing TCs. Indeed, the models can be split into three different groups depending on their simulation of Sahelian rainfall and AEWs:

1. CCAM, MRI, IAP, CNRM and CSIRO0 have low AEW activity and low Sahelian rainfall. These models, with the exception of CSIRO0, do not produce TCs in the MDR.
2. MPI, CSIRO1, MIRO1 and MIRO0, have high AEW activity and moderate Sahelian rainfall. These models all simulate TCs in the MDR.
3. GFDL0 and GFDL1 have low AEW activity and high Sahelian rainfall and both simulate TCs in the MDR.

These results suggest that, for some models, TC activity over the MDR may be influenced by a combination of Sahelian rainfall and AEW activity. Models not producing TCs show both low Sahelian rainfall and AEW activity. On the other hand, models producing TCs present high Sahelian rainfall or high AEW activity, or both. From these results, the combination of AEW activity and Sahelian rainfall appears to be a good predictor of TC activity over the MDR.

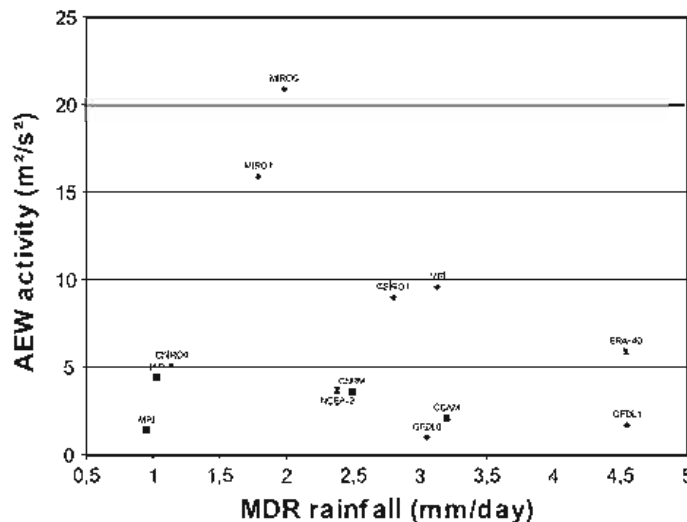


Figure 6 : As in Fig. 5, except for AEW activity (m².s⁻²) versus MDR rainfall (mm.day⁻¹).

Figure 6 is similar to Fig. 5 but showing MDR rainfall instead of Sahelian rainfall using the values in Table 3. ERA-40 and NCEP-2 show very different location on the scatter plot due to their difference in MDR rainfall. ERA-40 presents high MDR rainfall, twice higher than NCEP-2. NCEP-2 is in the middle of the points of the models while ERA-40 is off-centered. MRI, IAP and CSIRO0 have low to moderate AEW activity and low MDR rainfall, but MRI and IAP do not produce TCs whereas CSIRO0 does. Similarly, CNRM, CCAM and GFDL0 have moderate AEW activity and MDR

rainfall, however CNRM and CCAM are not producing TCs in the MDR while GFDL0 does. This shows that it is not possible to establish a strong relationship between TC activity and MDR rainfall in these models, even when adding the influence of AEW activity. However when FD rainfall is considered (Fig. 7) it is found to correlate well with AEW activity and may be a good indicator of TCs over the MDR. For FD rainfall, ERA-40 and NCEP-2 show closer locations on the scatter plot, compared to the one for the MDR rainfall (cf. Fig.6). They are both off-centered compared to the models. As discussed by Berry and Thorncroft (2005), the merger of potential vorticity (PV) anomalies that are generated by convection over these highlands can result in the production of a significant PV feature that leaves the West African coast and rapidly undergoes tropical cyclogenesis. This relationship between FD rainfall and TC activity over the MDR does not exist for all models e.g. GFDL0 and GFDL1. This is most likely due to the fact that the large amount of rainfall over Africa in those models is not associated with propagating AEWs and is thus not influencing TC genesis.

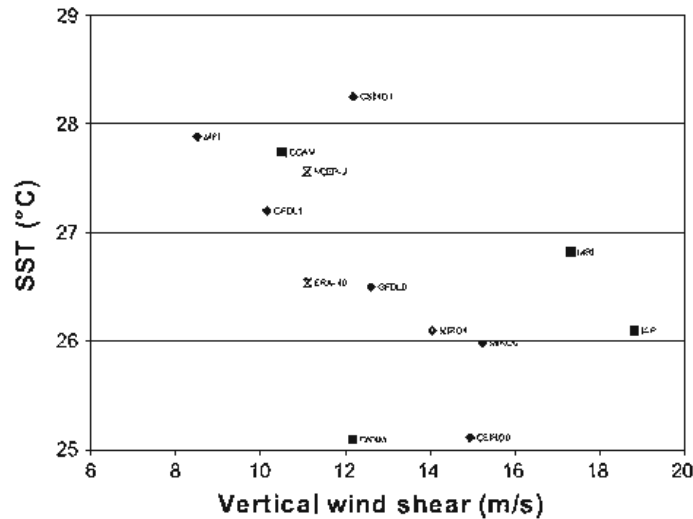


Figure 9 : As in Fig. 5, except for SST (°C) versus wind shear ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) between 850 and 200 hPa. Red (resp. dark blue) points denote simulations with a high (resp. low to moderate) AEW activity. Light blue triangles represent reanalyses.

A scatter plot linking the vertical wind shear and SST values averaged over the MDR for all the models and reanalyses is shown in Fig. 8. The models producing TCs have large variations in their combination of SST, wind shear and AEW activity. For instance, CSIRO1 and MPI produce TCs and have high AEW activity (meridional wind variance of about $9 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$), warm SST (above 27°C), and low to moderate vertical wind shear (between 8 and 12 ms^{-1}). GFDL1 which also produces TCs, has warm SST (27.2°C) and low wind shear (10.5 ms^{-1}), but low AEW activity ($1.7 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$). MIRO0 and MIRO1 produce TC and have very high AEW activity (over $16 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) with moderate SST (about 25.5°C) and moderate to high wind shear (about 15 ms^{-1}). CSIRO0 has a moderate AEW activity ($5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$), relatively cold SST (25.1°C) and substantial vertical wind shear (15.1 ms^{-1}). GFDL0 has very low AEW activity ($1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) with moderate wind shear (12.6 ms^{-1}) and warm SST (26°C). To examine the environmental fields influencing tropical cyclogenesis in more detail, the TC genesis indices described in Section 2 will now be analysed and compared with the detected TCs.

5. Comparison between TC genesis indices and detected cyclogenesis

Figure 10 shows CYGP, GPI and the density of detected points of TC genesis for the models with the lowest number of detected TCs in the MDR (see table 2). The only detected TCs for CCAM are from tracks recurving eastward from the Gulf of Mexico and the western tropical Atlantic, so they are not taken into account for the TC activity over the MDR. The first and second columns of Fig. 10 clearly show similarities between CYGP and GPI for these four simulations. Except for IAP, values of CYGP and GPI between 1 and 7 TCs per 20 years per 5° by 5° boxes are found in a band following the ITCZ (between 60°W and 10°W). For IAP, this is true for the GPI but not for the CYGP that is close to 0. This may be explained by the very low rainfall over Africa and the Atlantic in this model (Fig. 4b) and hence values of convective precipitation which drive the CYGP will also be low. IAP also has the strongest wind shear among all the models analysed, implying that the dynamic part of both indices is less favourable for cyclogenesis than in other models. In the MRI model, CYGP is very low in the

eastern part of the Atlantic while larger values are found between 60°W to 30°W. This region of low CYGP may explain the low rate of cyclogenesis in the MDR for this model. Thus, Fig. 10 shows that there is a good correspondence between the lack of cyclogenesis and low values of both indices.

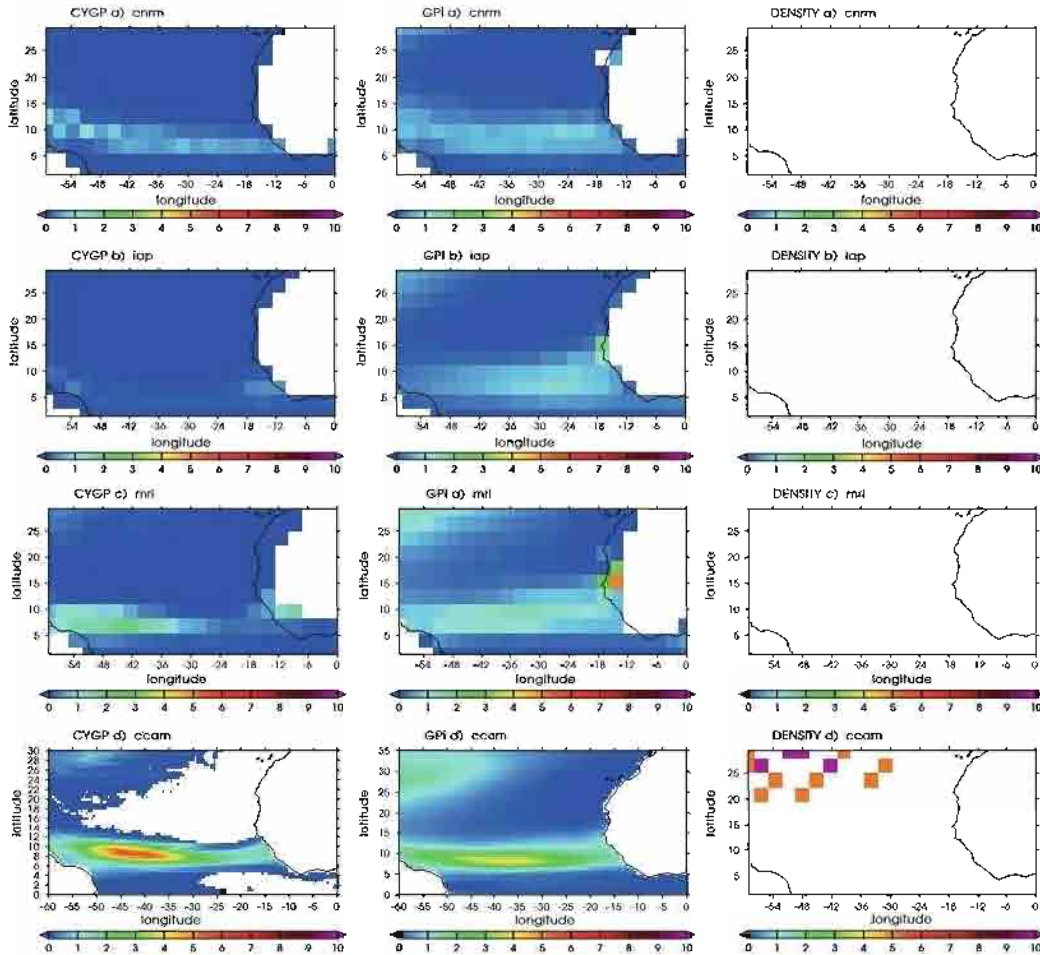


Figure 10 : CYGP (left column), GPI (middle column), and density of TC genesis per 20 years per 5° by 5° boxes (right column) for simulations with low TC activity : a) CNRM, b) IAP, c) MRI and d) CCAM.

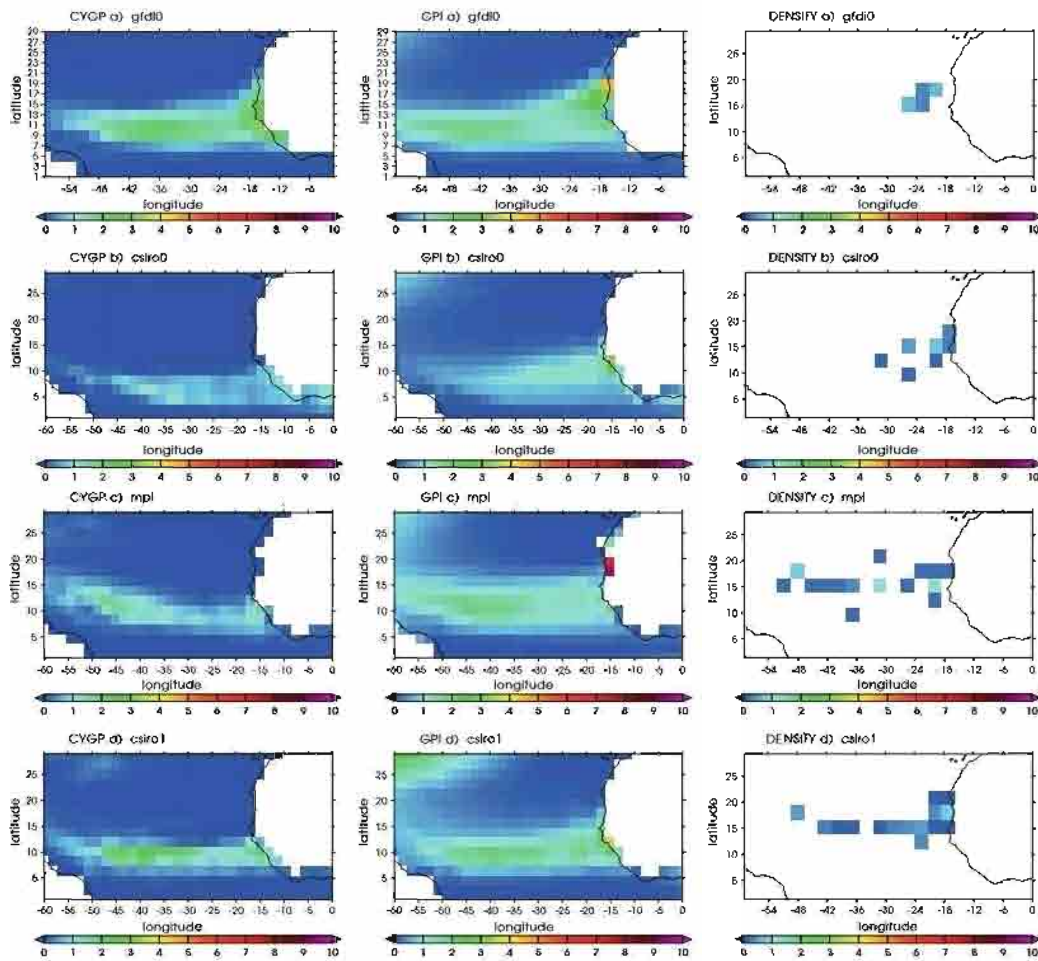


Figure 11 : As in Fig. 10, except for simulations with moderate TC activity : a) GFDL0, b) CSIRO0, c) MPI and d) CSIRO1.

Figure 11 is the same as Fig. 10 but for models with moderate TC activity over the MDR. Both genesis indices have values of approximately 3 TCs per 20 year per 5° by 5° boxes over the MDR, averaged over JAS 1980-1998. For all models, with the exception of MPI, genesis maxima follow a continuous belt between 10°W and 50°W. Like MRI (Fig. 10), MPI shows a maximum for both indices between 30°W and 60°W which may explain the low rate of cyclogenesis over the eastern Atlantic. CSIRO0, MPI and CSIRO1 show a good correspondence between indices and cyclogenesis over the MDR, while GFDL0 does not. GFDL0 is interesting since the amplitude of both indices is high whereas cyclogenesis is rare. This may be associated with the lack of AEWs produced in this model. GFDL0 is an interesting case since it displays all the conditions for TC genesis, including a large rainfall rate over the Sahel and FD regions, with the exception of producing AEWs.

CYGP, GPI and the density of TC genesis detected for the models with the highest TC activity are shown in Fig. 12. The genesis indices for these models reach maximum values of approximately 3 TCs per 20 years per 5° by 5° boxes over the MDR, averaged over JAS 1980-1998. MIRO1 shows a good correlation between the genesis indices and cyclogenesis whereas MIRO0 and GFDL1 do not. MIRO0 is particularly active over the eastern Atlantic with cyclogenesis rate reaching more than 8 TCs over some 5°x5° boxes. MIRO0 and MIRO1 are two of the models that produce the most rainfall over the Fouta Djallon highlands (Fig. 4), suggesting that rainfall in this region is a good precursor of cyclogenesis. The density of TCs simulated in these models is surprising since SST and wind shear over the MDR are not favourable for cyclogenesis, leading to low genesis indices. TC activity in

MIRO0 and MIRO1 appears to be governed by their high AEW activity whilst the low AEW activity in GFDL1 is balanced by a very large rainfall rate, so that this model is able to produce some TCs. Sall *et al.* (2006) and Arnault and Roux (2011) showed that humidity over the eastern tropical Atlantic is also an important factor to understand why some waves develop as TCs while others do not.

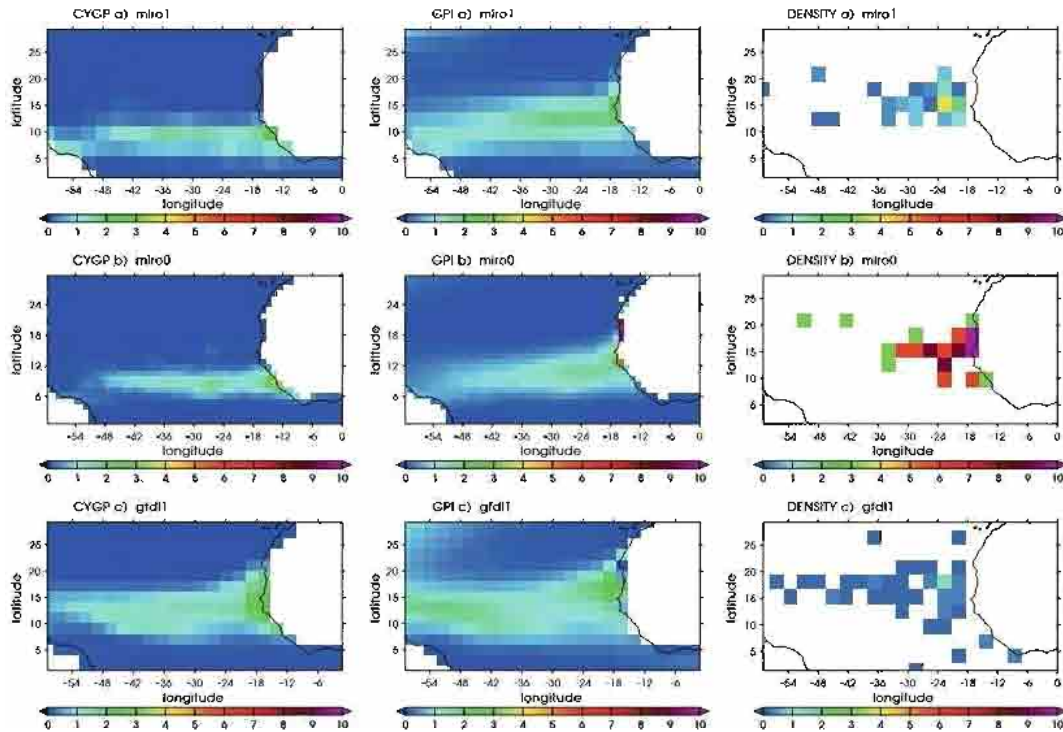


Figure 12 : As in Fig. 10 except for high TC activity : a) MIRO1, b) MIRO0 and c) GFDL1.

6. Conclusion and Discussion

In this paper, we investigated the ability of GCMs to simulate the TC activity over the North Atlantic MDR and the factors influencing this ability. The selected GCMs are coupled ocean-atmosphere models from the TC-MIP archive, a subset of the CMIP-3 archive with a horizontal resolution from 1° to 2.8°, and CCAM a high horizontal resolution (0.5°) atmospheric model forced by bias-corrected SSTs. In section 3, we showed that strong biases are present over the MDR in terms of production of TCs. Some models (CNRM, IAP, MRI and CCAM) do not simulate any TCs over this region.

Models have large deficiencies when simulating TC activity and the numbers of TCs are low in comparison with observations. Even with the use of the resolution-dependent wind speed threshold of Walsh *et al.* (2007), the detection of the TCs in models is highly variable. The biases revealed in section 3 are partly due to the low temporal and spatial resolutions of the TCMIP models. All models underestimate TCs in the western MDR and in the western Atlantic basin, even when TC activity in the overall MDR is correctly represented. As a conclusion one may infer that TCMIP models do not have fine enough resolution to allow realistic development of TCs. However, the ability of models to simulate TCs is not only linked to resolution since the relatively high-resolution CCAM model does not produce TCs over the MDR, even when employing a lower wind speed threshold.

Overall, it is clear from this study that TCs in the MDR result from a combination of processes and the models all differ in their representation of these processes.

The majority of models that simulate TCs in the MDR (MIRO1, CSIRO1, MPI and CSIRO0) are overestimating the AEW activity by up to 3 times that shown in the NCEP-2 and ERA-40 reanalyses. This result suggests that AEW activity is a controlling factor in the ability of models to simulate TCs in the MDR. However, GFDL1 has a low AEW activity but produces TCs, showing that other factors are important for TC genesis in the MSR. All models with high AEW activity and /or precipitation over the Foutta Djallon highlands (GFDL0, CSIRO0, MPI, CSIRO1, MIRO1, MIRO0 and GFDL1) simulate TCs. The importance of rainfall over the Fouta Djallon highlands combined with AEW activity to discriminate between the model formation rates of TCs over the MDR has been emphasized in this study.

Reaching a threshold in SST and / or vertical wind shear is a necessary condition for tropical cyclogenesis in models, however it does not necessarily imply TC genesis. For example, CCAM has warm SST and low wind shear, but does not produce TCs. The low values of AEW activity and rainfall over Fouta Djallon can explain the lack of cyclogenesis in the MDR in this model. These variables are all important for tropical cyclogenesis but the fact that a model may display one or many of these factors does not mean the model will necessarily simulate a realistic number of TCs in the MDR. The resulting TCs are a combination of some of these conditions, with the most important factors influencing TC genesis varying from one model to another.

In Section 5, we examined the ability of two TC genesis indices, CYGP and GPI, to represent TC genesis over the MDR in TCMIP and CCAM simulations. Models which do not produce TCs show low CYGP and GPI indices over the MDR and eastern tropical Atlantic (Fig. 10). These models (CNRM, IAP and MRI) also have strong negative biases in rainfall over these regions (Fig. 4), suggesting that rainfall is a crucial ingredient for TC genesis. In the CYGP, using convective precipitation, Royer *et al.* (1998) integrates the static stability, the humidity and the vertical movements of the atmosphere. Rainfall can indeed be considered as a potential for TC formation and not only a trigger. For this reason, CYGP seems to be more accurate than GPI to represent cyclogenesis over eastern Atlantic, even though GPI takes into account potential intensity and relative humidity which are also related to rainfall. For the models producing larger number of TCs, the relationship is less evident, but the genesis indices show some success in representing tropical cyclogenesis. The use of tropical cyclogenesis indices is shown to be a fairly reliable way to assess TC genesis, although the relationship is not always obvious. To improve the genesis indices, a number of other factors should be considered. Previous studies have shown that the large scale fields do not impact TC genesis in the same way in all basins (Gualdi *et al.* 2008). However, the large-scale fields used in the indices do not take in account the specific characteristics of each basin. Also, the meso and small scale processes associated with genesis are not exactly the same in all basins. The results presented here show that rainfall over the Sahel and mid-tropospheric humidity may be as important factors for TC genesis as AEW activity is in the MDR. These phenomena should therefore be taken in account when analysing the simulation of TCs in the MDR. This point certainly deserves further investigations.

Acknowledgments :

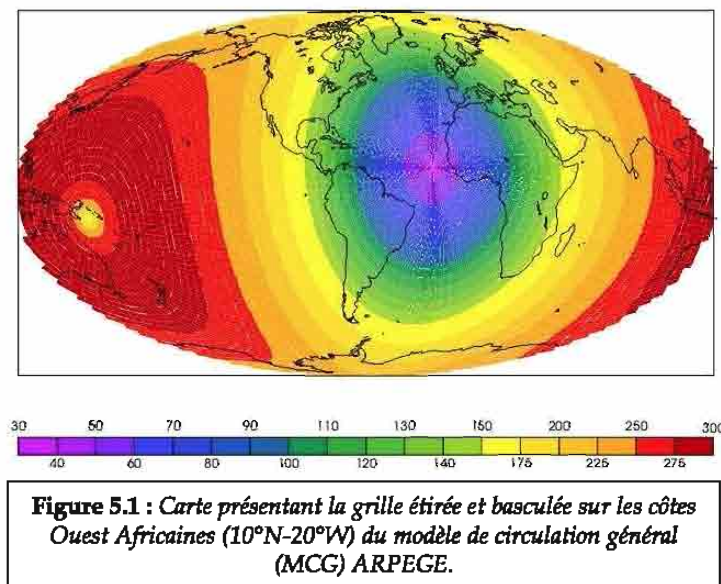
We acknowledge the modelling groups, the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) and the WCRP's Working Group on Coupled Modelling (WGCM) for their roles in making available the WCRP CMIP3 multi-model dataset. Support for this dataset is provided by the Office of Science, U.S. Department of Energy. We also acknowledge the University of Toulouse for partly financing the project.

Partie 3 : Tests de sensibilité

La première partie de la thèse a présenté le MCG couplé océan-atmosphère CNRM-CM5 basculé-étiré sur l'Atlantique, développé pour celle-ci. Dans cette troisième partie, nous présentons les tests de sensibilité réalisés sur ce modèle. Ces tests concernent plusieurs paramètres du modèle qui sont susceptibles d'influencer l'activité cyclonique.

5. Déplacement du pôle d'étirement

La technique de basculement et d'étirement de la grille atmosphérique permet une augmentation conséquente de la résolution spatiale sur le bassin nord Atlantique à un coût informatique limité. Néanmoins, la configuration de la grille retenue, avec un maximum de résolution horizontale d'environ 60 km au pôle d'étirement ($60^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{N}$) et qui se dégrade rapidement sur le bassin Nord Atlantique pour atteindre une centaine de kilomètres sur les côtes Africaines amène à se poser des questions quant à l'impact de la position de ce pôle. Autrement dit, la non-uniformité de la résolution spatiale sur la zone d'étude a-t-elle un impact sur la représentation de l'activité cyclonique, connaissant sa sensibilité à la résolution horizontale ? Positionner le pôle au centre du bassin Nord Atlantique implique qu'au niveau du continent ouest Africain et de l'est de la MDR, la résolution horizontale est d'environ 100 km. Or, comme expliqué dans l'Introduction et dans le Chapitre 3, les CT dans cette région sont fortement liés aux OEA qui sont elle-même sensibles à la résolution du modèle. Il nous a donc semblé pertinent de réaliser une expérience avec un pôle d'étirement positionné, cette fois, au bord des côtes Ouest Africaines ($10^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{W}$) puisque dans ce cas le maximum de résolution se situerait à proximité de la zone de transition des OEA en CT. La Figure 5.1 présente la grille avec le pôle positionné au bord des côtes Ouest Africaines ($10^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{W}$).



Les deux simulations produites pour ce test de sensibilité sont réalisées en mode forcé par les TSM observées (TSM de Hadley ; Rayner et al. 2003) sur la période 1950-1999. La première simulation est configurée avec le pôle d'étirement au centre du bassin Nord Atlantique ($60^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{N}$), elle sera appelée ARPEGE. La seconde, avec le pôle situé au niveau des côtes Ouest Africaines ($20^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{N}$) sera nommée FHES.

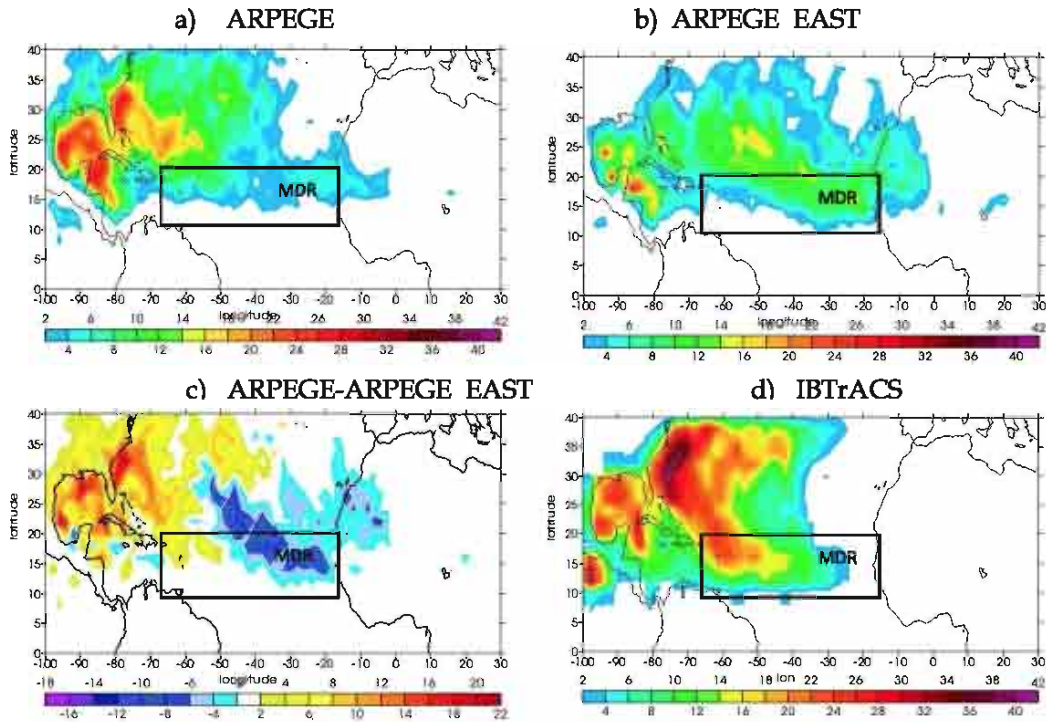


Figure 5.2 : Carte de la densité d'occurrences de CT par 20 ans sur le domaine Nord Atlantique pour :
a) ARPEGE et b) ARPEGE EAST. Le rectangle indique la Main Development Region (MDR).

La Figure 5.2 présente la densité d'occurrences de cyclones pour ARPEGE (a) et FHES (b) pour la période 1950-1999 sur le bassin Nord Atlantique. La Figure 5.2a montre un maximum à l'ouest du bassin, sur le Golfe du Mexique, la mer des Caraïbes et à l'est de la Floride. Par ailleurs, un maximum est visible à l'est du bassin, sur la MDR, mais d'amplitude plus faible que ceux de l'ouest. Pour FHES, la Figure 5.2b montre des maximums d'occurrences de CT sur l'ouest et l'est du bassin avec des amplitudes similaires. FHES montre une distribution plus homogène qu'ARPEGE sur l'ensemble du bassin Atlantique. Quand on compare les Figures 5.2a et b, il apparaît nettement que le déplacement du pôle induit un changement significatif dans la distribution de l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique. Cette différence de distribution, selon la position du pôle est illustrée de manière claire sur la Figure 5.2c qui présente l'anomalie d'occurrences de CT par 20 ans entre ARPEGE et FHES sur la période 1950-1999. ARPEGE montre une densité largement supérieure (inférieure) à FHES sur l'ouest (l'est) du bassin. Ainsi le déplacement du pôle a un effet non négligeable sur l'activité cyclonique dans le bassin Nord Atlantique. Nous chercherons à expliquer les raisons d'un tel changement dans la suite de ce chapitre.

La question qui se pose maintenant est laquelle de ces deux représentations de l'activité cyclonique est la plus réaliste ?

La Figure 5.2d présente la densité d'occurrences de CT par 20 ans sur le bassin Nord Atlantique pour les observations d'IBTrACS sur la période 1950-1999. Les observations montrent plusieurs maximums en activité sur le bassin et si on les classe de l'amplitude la plus haute à la plus basse, on a en premier l'est de la Floride (42 occurrences de CT), ensuite le Golfe du Mexique et la mer des Caraïbes (32 occurrences de CT) et enfin l'ouest de la MDR (32 occurrences de CT). Le premier maximum est bien représenté par la simulation ARPEGE,

en terme de localisation et un peu moins en terme d'amplitude (32 occurrences de CT), ce qui n'est pas le cas pour FHES qui le sous-estime complètement (12 occurrences de CT). Pour le Golfe du Mexique et la mer des Caraïbes, les deux simulations détectent les maximums à la bonne position, par contre en terme d'amplitude les résultats sont très différents. ARPEGE représente bien l'amplitude de l'activité (32 occurrences de CT) alors que FHES la sous-estime (18 occurrences de CT avec des pics d'activité beaucoup trop localisés). Concernant la MDR, les observations montrent un maximum d'activité concentrée à l'ouest de celle-ci. On le retrouve dans ARPEGE avec une intensité, néanmoins, plus faible. En revanche, même si la densité dans FHES est plus élevée que dans ARPEGE celle-ci montre un net décalage vers l'est. La comparaison des deux simulations forcées avec les observations montre que la représentation la plus réaliste de l'activité cyclonique est obtenue avec la simulation ARPEGE avec le pôle d'étirement à l'ouest du bassin.

Après avoir identifié la simulation la plus réaliste, on peut se poser la question des raisons de si fortes différences entre ces deux simulations. Sur l'ouest du bassin, l'activité très supérieure d'ARPEGE par rapport à FHES est très certainement due à l'impact direct du changement de résolution horizontale. En effet, sur l'ouest du bassin Nord Atlantique, la résolution horizontale d'ARPEGE (environ 60 km) est bien supérieure à celle de FHES (entre 80 et 100 km). L'activité cyclonique étant très sensible à la résolution, on peut comprendre la faiblesse de la simulation FHES à représenter les cyclones de la mer des Caraïbes et du golfe du Mexique. Par contre, à l'est du bassin, sur la MDR, étant donné le lien fort dans les MCG entre les OEA et les CT, mis en évidence dans Daloz et al. (soumis à Climate Dynamics), la question de l'origine des différences entre ARPEGE et FHES sur cette région est plus complexe. Ainsi on peut se demander si la différence d'activité cyclonique sur la MDR est directement liée à l'augmentation de la résolution dans cette zone ou si elle est indirectement due à l'impact de l'augmentation de résolution sur les OEA agissant elles-mêmes sur l'activité cyclonique. La Figure 5.3 représente la variance du vent méridien à 700 hPa sur les côtes ouest Africaines, filtré de 2 à 6 jours, pour la période 1950-1999, pour ARPEGE (a), FHES (b) et la différence entre les deux (c). Dans cette fenêtre temporelle, un maximum de variance de vent est considéré comme un maximum d'activité d'OEA. Les deux simulations montrent un maximum dans la même zone, autour de 12°N-10°W à la transition continent-océan de l'ouest de l'Afrique. Cependant l'amplitude de ce maximum n'est pas la même dans les deux simulations, elle est plus forte pour ARPEGE (16 m².s⁻²) que pour FHES (13 m².s⁻²). Cette différence se voit bien sur la Figure 5.3c qui présente les différences de variance de vent entre ARPEGE et FHES. ARPEGE a une activité d'OEA nettement supérieure à FHES sur l'ensemble de la zone d'étude.

Ce résultat est intéressant parce qu'on aurait pu s'attendre au contraire à ce que FHES ait une activité supérieure à ARPEGE, en raison de sa résolution spatiale plus élevée dans cette zone. Avant de s'interroger sur le mécanisme à l'origine de ce résultat, on peut tout d'abord se demander quelle simulation produit l'activité d'OEA la plus réaliste. Pour cela, on peut se référer aux résultats de Ruti et Dell'Aquila (2010) concernant l'activité d'OEA dans les modèles de CMIP-3. Ils ont utilisé une approche équivalente à celle conduite ici, en filtrant le vent méridien sur une période de 2 à 6 jours à 700 hPa pour les réanalyses NCEP et ERA-40 de 1961 à 2000. Cela sous-entend que l'on considère, à défaut d'observations sur une si longue période, que les réanalyses sont nos références, tout en gardant en mémoire qu'elles contiennent certains biais. Ruti et Dell'Aquila (2010) montrent que NCEP et ERA-40 obtiennent un maximum d'activité autour de 10°N-10°W avec une amplitude maximum de 6 à 8 m².s⁻² respectivement. Ainsi, en terme de localisation, les simulations sont cohérentes avec les réanalyses. Par contre en terme d'amplitude, les deux simulations surestiment fortement

l'activité des OEA, avec un biais plus fort pour ARPEGE. Donc, concernant les OEA, FHES est plus proche de la réalité. Cela signifie que l'activité cyclonique plus intense de FHES sur la MDR n'est pas liée à une augmentation de l'activité des OEA due à la résolution mais plutôt à l'impact direct de la meilleure résolution spatiale sur les systèmes se formant dans cette zone.

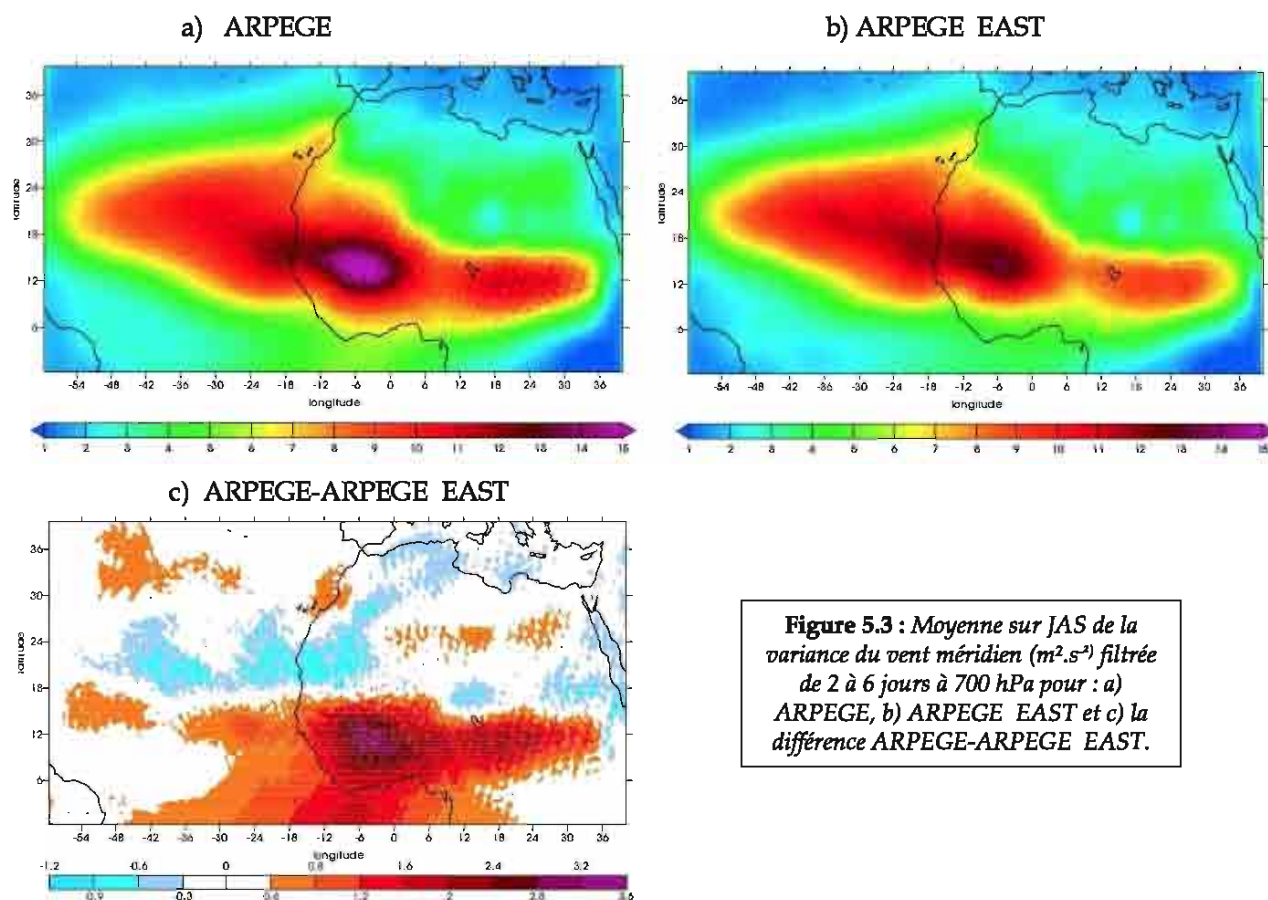


Figure 5.3 : Moyenne sur JAS de la variance du vent méridien ($m^2.s^{-2}$) filtrée de 2 à 6 jours à 700 hPa pour : a) ARPEGE, b) ARPEGE EAST et c) la différence ARPEGE-ARPEGE EAST.

Une question se pose encore, quel mécanisme se cache derrière cette diminution d'activité d'OEA associée à une augmentation de la résolution horizontale ?

La Figure 5.4a présente la différence de précipitations entre ARPEGE et ARPEGE EAST sur le bassin Nord Atlantique, pour JAS de 1950 à 1999. Sur l'Afrique, autour de 12°N, zone d'activité des OEA (30°W-30°E), il est clair que ARPEGE EAST a tendance à produire plus de précipitations que ARPEGE malgré une activité des OEA plus faible (cf. Fig. 5.3). ARPEGE EAST produit de 0.5 à 3 mm.jour⁻¹ de pluie de plus que ARPEGE à 12°N (30°W-30°E). Cette différence en précipitation est, en partie, due au fait que nous avons désactivé le paramètre « CONV » (cf. Chapitre 2) dans nos simulations. La désactivation du « CONV » dans les simulations à maille variable génère une augmentation significative des précipitations dans la ZCIT, et ce d'autant plus qu'on s'approche du pôle d'étirement, zone de plus haute résolution horizontale. L'augmentation des précipitations en sortie d'Afrique dans ARPEGE EAST (Figure 5.4) rend les conditions de développement de CT plus favorables dans cette zone que pour ARPEGE, voire trop favorable lorsqu'on compare les densités aux observations. La Figure 5.4b présente la différence de température à la surface.

ARPEGE est clairement plus chaud que ARPEGE EAST sur le continent Africain (10°W-30°E), à l'endroit où les précipitations continentales sont plus faibles. Ce déficit en précipitations peut aussi être relié à la modification du « CONV ». Les plus fortes précipitations dans ARPEGE EAST refroidissent le continent ouest Africain, ce qui entraîne une diminution du contraste thermique entre le continent Africain et le Golfe de Guinée. Ceci affaiblit l'instabilité barocline, facteur très important pour les OEA.

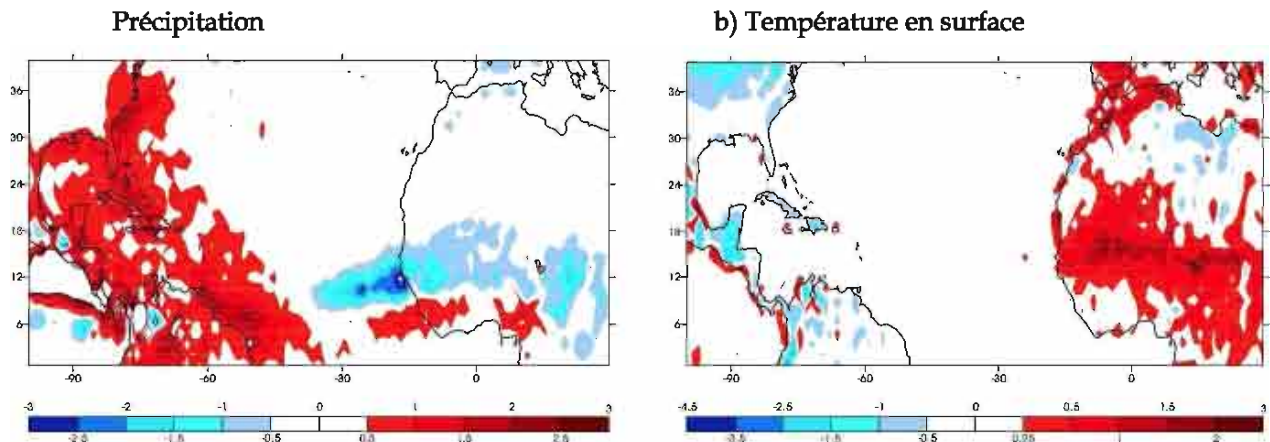


Figure 5.4 : Moyenne sur JAS de la différence entre ARPEGE et ARPEGE EAST pour : a) la précipitation (mm.jour⁻¹) et b) la température de surface (°C).

Ainsi, contrairement à ce que laissent supposer les résultats du premier article, le fait qu'ARPEGE EAST produise plus de CT sur la MDR n'est pas lié à l'effet de l'augmentation de la résolution sur les OEA mais est plutôt à son impact sur une activité convective plus intense sur la MDR (Fig. 5.4a).

Comme il a déjà été dit, la mise à zéro du « CONV » a pour effet de désinhiber la convection aux endroits de plus haute résolution (autour du pôle d'étirement). Mais quel effet cela a-t-il réellement sur l'activité cyclonique ? En d'autres termes, est-ce que cela a pour effet de favoriser la formation des CT autour du pôle par une convection accrue ou est-ce que cela modifie la nature même des CT ? Daloz et al. (2010 ; Annexe 2) ont défini des variables permettant d'analyser les précipitations cycloniques associées aux CT, en terme de contribution des précipitations cycloniques par rapport aux précipitations totales (fraction) et d'efficacité des précipitations dans les CT (TCPE pour Tropical Cyclone Precipitation Efficiency). Rappelons que la TCPE est le rapport, en un point de grille donné, des précipitations associées à un phénomène cyclonique au nombre d'occurrences de cyclones. Les variables définies dans cette étude sont présentées en Figure 5.5 pour ARPEGE et ARPEGE EAST sur la période 1950-1999 sur l'ensemble de l'océan Atlantique Nord. Les Figures 5.5a et b montrent qu'ARPEGE EAST produit plus de précipitations cycloniques qu'ARPEGE dans la partie est de la MDR, en bonne adéquation avec l'activité cyclonique plus forte. En contrepartie, ARPEGE produit beaucoup de précipitations sur la mer des Caraïbes et autour de la Floride, là où l'activité cyclonique est renforcée. Evidemment cette variable est directement liée au nombre d'occurrences de cyclones et il est logique que plus de CT entraîne plus de pluies cycloniques. Les Figures 5.5c et d montrent que la contribution cyclonique aux pluies totales (ou fraction de pluies cycloniques) est plus beaucoup plus élevée au large de la Mauritanie dans ARPEGE EAST que dans ARPEGE. Cela signifie que

la partie des pluies associées aux cyclones est loin d'être négligeable dans cette région et qu'elle atteint presque 30% dans les zones de faibles pluies. Les Figures 5.5e et f montrent globalement peu de changement dans l'efficacité des cyclones à produire des pluies, si ce n'est une tendance inversée entre ARPEGE et ARPEGE EAST. En effet, l'efficacité des précipitations dans ARPEGE EAST est légèrement plus forte (faible) dans les zones où sa résolution est plus faible (forte) que ARPEGE. Bien que permettant des intensités de CT plus fortes et donc des pluies associées plus intenses dans le voisinage des CT, la résolution plus fine concentre celles-ci dans une zone plus restreinte, en relation avec la taille plus limitée du CT. Lorsqu'on considère les pluies dans l'ensemble du voisinage du CT (sur une boîte de $10^\circ \times 10^\circ$), la baisse de l'intensité des pluies pour une résolution plus grossière est compensée par l'extension de la zone concernée par les pluies, ce qui aboutit, finalement, à une efficacité plus forte. La manière de calculer la TCPE influe, évidemment, sur les résultats, et une méthode qui calculerait les pluies sur une boîte dépendant de la résolution serait probablement plus judicieuse.

Ainsi, la question du lien entre cyclones et précipitations reste ouverte, bien que celui-ci soit indéniable. Il est clair qu'en changeant la résolution locale du modèle, on modifie largement l'activité cyclonique, de même que les pluies associées (par l'augmentation de la convergence d'humidité) mais il reste difficile de déterminer les liens de cause à effet entre les deux phénomènes qui sont intimement imbriqués.

En conclusion de cette section, la configuration ARPEGE, avec le pôle au centre du bassin, semble plus réaliste en comparaison des observations IBTrACS. ARPEGE EAST montre plusieurs biais, dont un concernant une activité cyclonique sur l'est de la MDR anormalement élevée. Ce biais est indépendant d'un effet d'augmentation de résolution sur les OEA. En effet, il semble que ce soit la précipitation ou la convection particulièrement élevée autour du pôle (en relation avec la suppression du CONV) qui contrôle cette augmentation d'activité cyclonique. Le déplacement du pôle modifie le nombre de TC dans cette zone, mais pas leur nature en termes de précipitations. Sur le reste du bassin Atlantique, ARPEGE est clairement plus réaliste qu'ARPEGE EAST. La configuration ARPEGE sera adoptée pour le reste de la thèse.

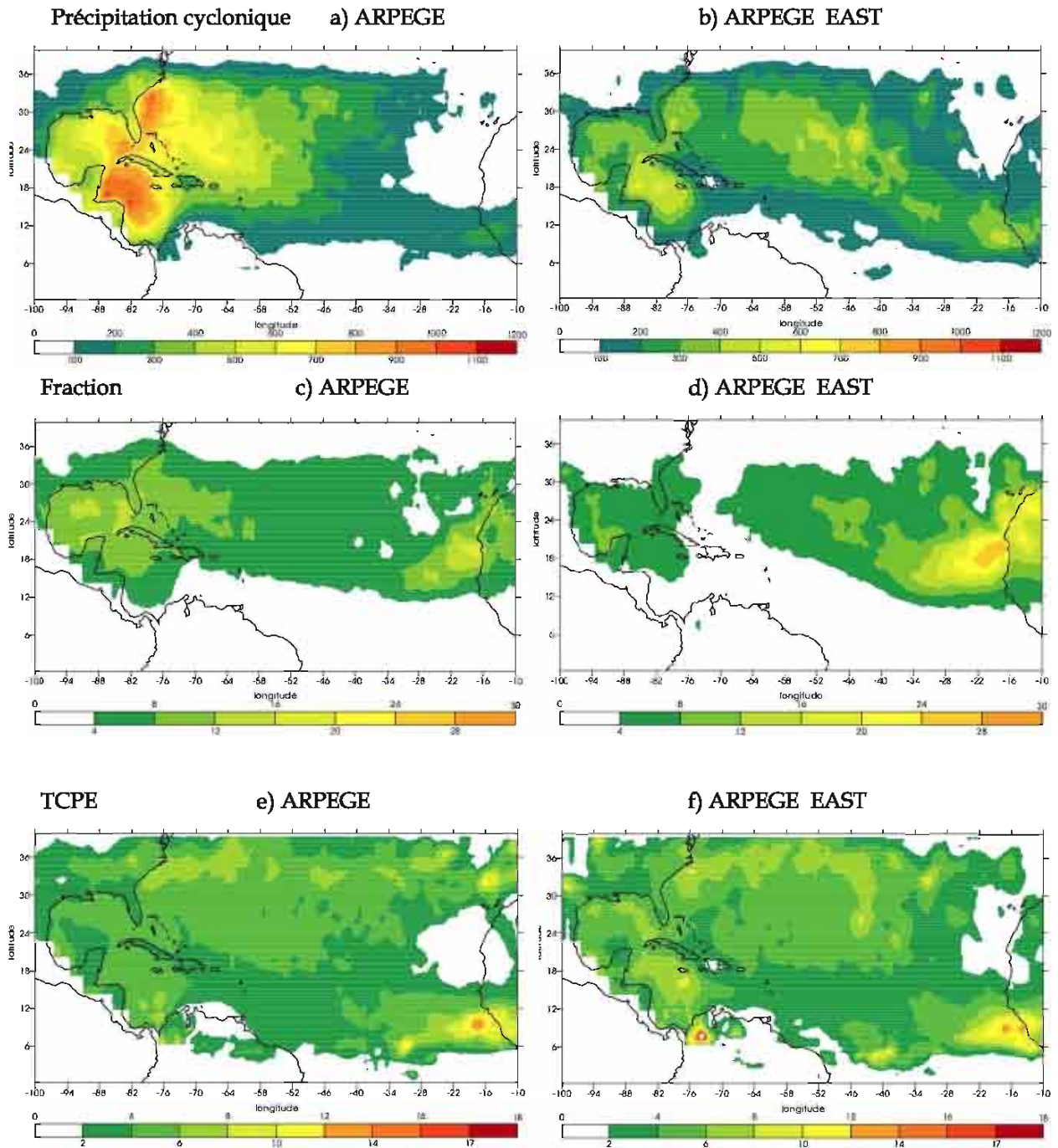


Figure 5.5 : Précipitation cyclonique (mm.an^{-1}) moyennée sur 1950-1999 pour : a) ARPEGE et b) ARPEGE EAST. Fraction en précipitation cyclonique (%) pour c) ARPEGE et d) ARPEGE EAST. Tropical Cyclonic Precipitation Efficiency (TCPE ; mm.jour^{-1} de CT) pour e) ARPEGE et f) ARPEGE EAST.

6. Ajustement du paramètre CONV

Comme expliqué dans le chapitre 2, certains paramètres ont dû être ajustés pour passer de CNRM-CM5 uniforme à notre configuration basculée-étirée. Un de ces paramètres, CONV, dont il a été question au chapitre précédent et décrit dans le Chapitre 2, avait déjà été identifié comme inhibiteur de l'activité cyclonique dans Chauvin et al. (2006) et avait déjà dû être ajusté afin de permettre la production de CT.

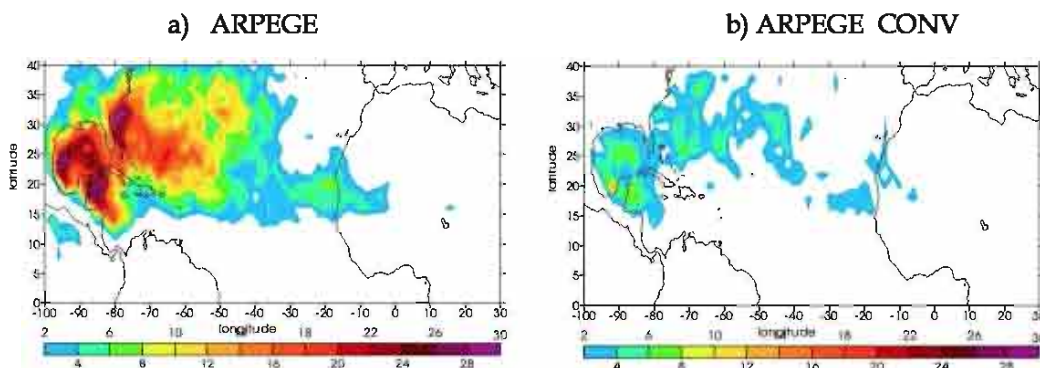


Figure 6.1 : Carte de la densité d'occurrences de CT par 20 ans sur le bassin Nord Atlantique pour les simulations : a) ARPEGE et b) ARPEGE CONV.

Afin de vérifier si, dans notre configuration, il est toujours nécessaire d'ajuster le paramètre CONV, une simulation a été réalisée en gardant la valeur du paramètre identique à celle de CNRM-CM5, potentiellement inhibiteur de l'activité cyclonique. Comme dans le Chapitre 5, les simulations présentées sont en mode forcé par les TSM de Hadley sur la période 1950-1999. La première simulation (ARPEGE) a déjà été présentée dans le test précédent (cf. chapitre 5). Dans ARPEGE, le paramètre CONV est fixé à zéro alors que, dans la nouvelle simulation, ARPEGE CONV, le CONV est à 50000 comme dans les simulations de CNRM-CM5. Rappelons que $CONV=50000$ signifie que pour une résolution locale de 50 km, la contribution de la convergence d'humidité dans le schéma de convection profonde est divisée par 2.

La Figure 6.1 présente la densité de nombre d'occurrences de CT par 20 ans pour ARPEGE et ARPEGE CONV sur la période 1950-1999 pour le bassin Nord Atlantique. La Figure 6.1 confirme bien l'importance de la convergence d'humidité sur l'activité cyclonique. La densité de nombre d'occurrences de CT dans ARPEGE CONV (Fig. 6.1b) est largement inférieure à celle de ARPEGE (Fig. 6.1a) et ceci sur tout le bassin Nord Atlantique. L'activité de ARPEGE CONV (Fig. 6.1b) est quasi nulle sur la MDR ce qui n'est pas le cas de ARPEGE (Fig. 6.1a). Sur les Caraïbes et le Golfe du Mexique, ARPEGE atteint un maximum de l'ordre de 30 occurrences de CT par 20 ans alors que ARPEGE CONV atteint à peine 14 occurrences de CT par 20 ans en un seul point. Les autres secteurs montrent plutôt des maxima de l'ordre de 6 occurrences.

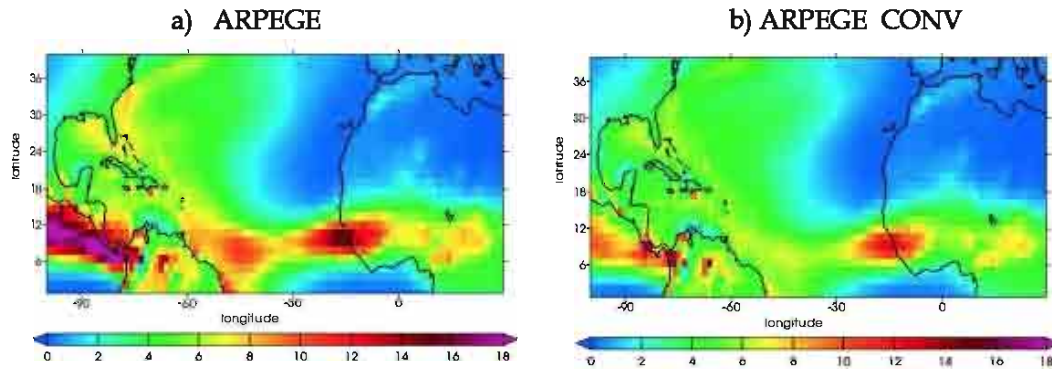


Figure 6.2 : Précipitation moyenne (mm.jour^{-1}) sur JAS sur le bassin Nord Atlantique pour : a) ARPEGE et b) ARPEGE CONV.

La Figure 6.2 présente la climatologie sur JAS de la précipitation sur le bassin Nord Atlantique pour les simulations ARPEGE et ARPEGE CONV sur la période 1950-1999. La précipitation dans ARPEGE est plus élevée que dans ARPEGE CONV, surtout sur la Zone ZCIT. Cette différence est principalement marquée sur le Pacifique Est et la MDR, en accord avec ce que l'on peut attendre de l'effet du « CONV », paramètre identifié comme inhibiteur de la convection dans ARPEGE CONV. Néanmoins, il est intéressant de noter que la différence en précipitations n'est pas aussi marquée que celle observée dans la densité d'occurrences de CT. Ceci suggère que le paramètre CONV agit directement sur l'activité cyclonique, par le biais de la convergence d'humidité, et non à travers les précipitations. Cela répond en partie à la question restée en suspens au chapitre précédent quant à la relation de cause à effet entre précipitation et cyclones.

La Figure 6.3 présente les précipitations associées aux CT (a, b), la fraction de précipitation totale associée aux CT (c, d) et l'efficacité de précipitation par CT (TCPE pour Tropical Cyclone Precipitation Efficiency ; e, f), variables déjà introduites dans le Chapitre 5 et définies dans Daloz et al. (2010 ; Annexe 2). La Figure 6.3 présente ces variables pour les simulations ARPEGE et ARPEGE CONV sur la période 1950-1999 sur le bassin Nord Atlantique. Les Figures 6.3a et b montrent que la précipitation cyclonique est beaucoup plus élevée pour ARPEGE que pour ARPEGE CONV sur l'ensemble du bassin Nord Atlantique. ARPEGE atteint un maximum en précipitations cycloniques autour de 1200 mm.an^{-1} alors qu'ARPEGE CONV avoisine les 500 mm.an^{-1} . Ce résultat est cohérent avec les résultats de la Figure 6.1 qui montrent que l'activité cyclonique dans ARPEGE CONV est fortement inhibée par le paramètre CONV par rapport à ARPEGE. De même, la fraction de précipitations cycloniques en Figures 6.3c et d est aussi très faible pour ARPEGE CONV comparée à ARPEGE. ARPEGE atteint des contributions de l'ordre de 22% alors qu'ARPEGE CONV atteint au maximum 12% et sur une zone très restreinte. De manière plus générale la fraction est de l'ordre de 2% à 6%. Etant donné, le peu de CT et de précipitations cycloniques produites par ARPEGE (Fig. 6.3a, b), la maigre contribution des précipitations cycloniques d'ARPEGE à la précipitation totale n'est pas surprenante. Finalement, les Figures 6.3e et f montrent une légère modification de la nature des CT entre ARPEGE CONV et ARPEGE, sur la mer des Caraïbes et sur les côtes Ouest Africaines. Dans ARPEGE CONV les CT sont légèrement plus intenses que dans ARPEGE sur la mer des Caraïbes et beaucoup plus intenses sur les côtes Ouest Africaines, ainsi qu'au centre de l'Atlantique. Cela suggère que, bien que réduite, l'activité cyclonique est plus efficace dans ARPEGE CONV, probablement lié au fait que les cyclones produits sont, en moyenne, plus intenses. Sur la mer des Caraïbes, ARPEGE montre une TCPE de l'ordre de 6 mm.jour^{-1} de CT contre 14 mm.jour^{-1} de CT dans

ARPEGE. Sur les côtes Ouest Africaines, ARPEGE présente un maximum de l'ordre de 20 mm.jour⁻¹ de CT contre 80 mm.jour⁻¹ de CT. Cependant étant donné le peu de CT produits dans la simulation ARPEGE CONV sur ces deux zones (cf. Fig. 6.1), il paraît difficile de conclure sur une quelconque modification de nature des CT entre les deux simulations. On ne peut exclure que cette différence soit un artefact lié au faible échantillonnage de la simulation ARPEGE CONV dans ces régions.

En conclusion, les résultats de ce chapitre illustrent bien l'effet inhibiteur du paramètre CONV sur l'activité cyclonique. Dans la simulation avec le CONV « actif », l'inhibition de l'activité cyclonique se traduit par une très faible fréquence de CT et de faibles précipitations cycloniques. En revanche, ce paramètre ne semble par induire de modifications notables dans la nature des CT.

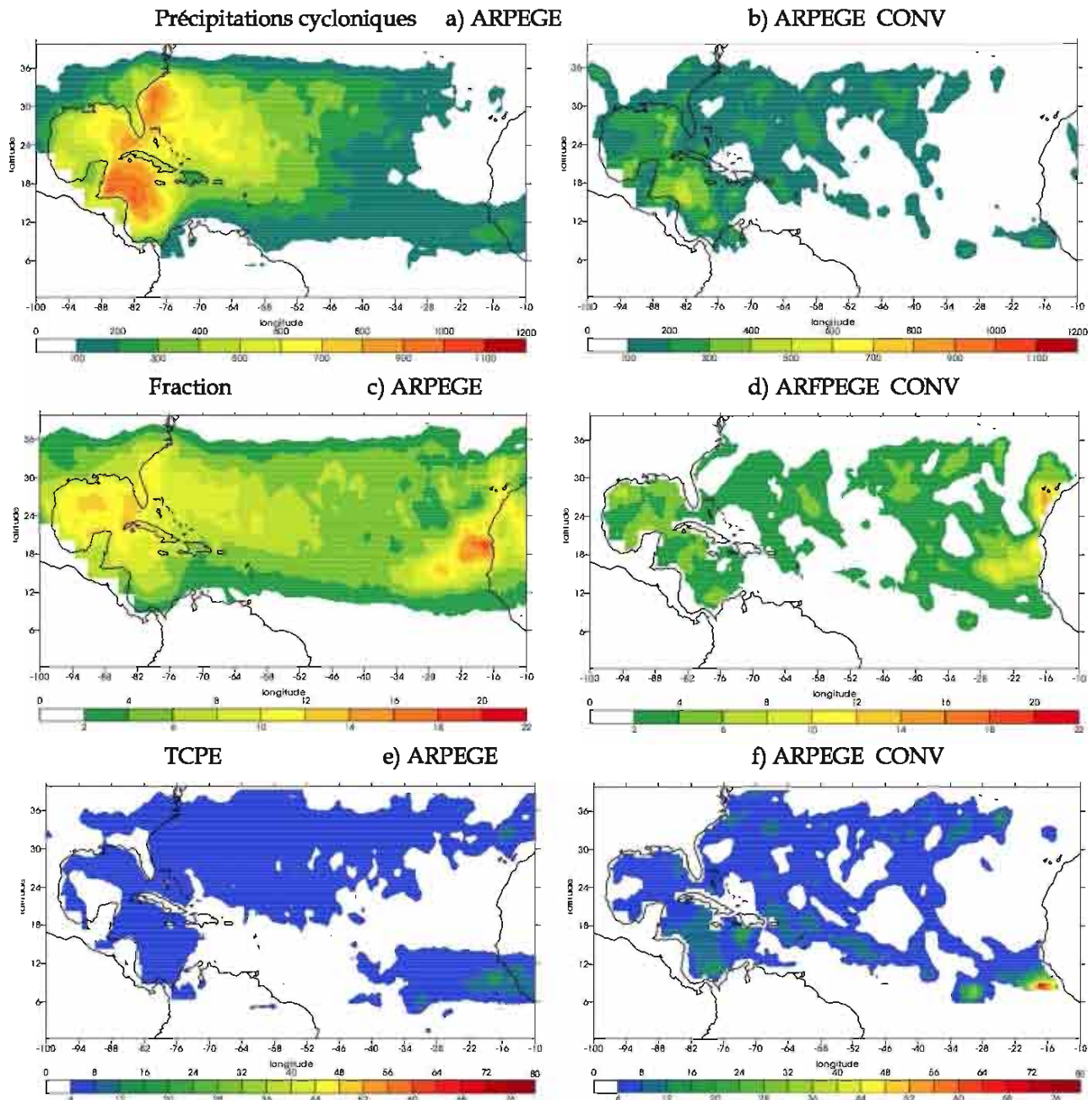


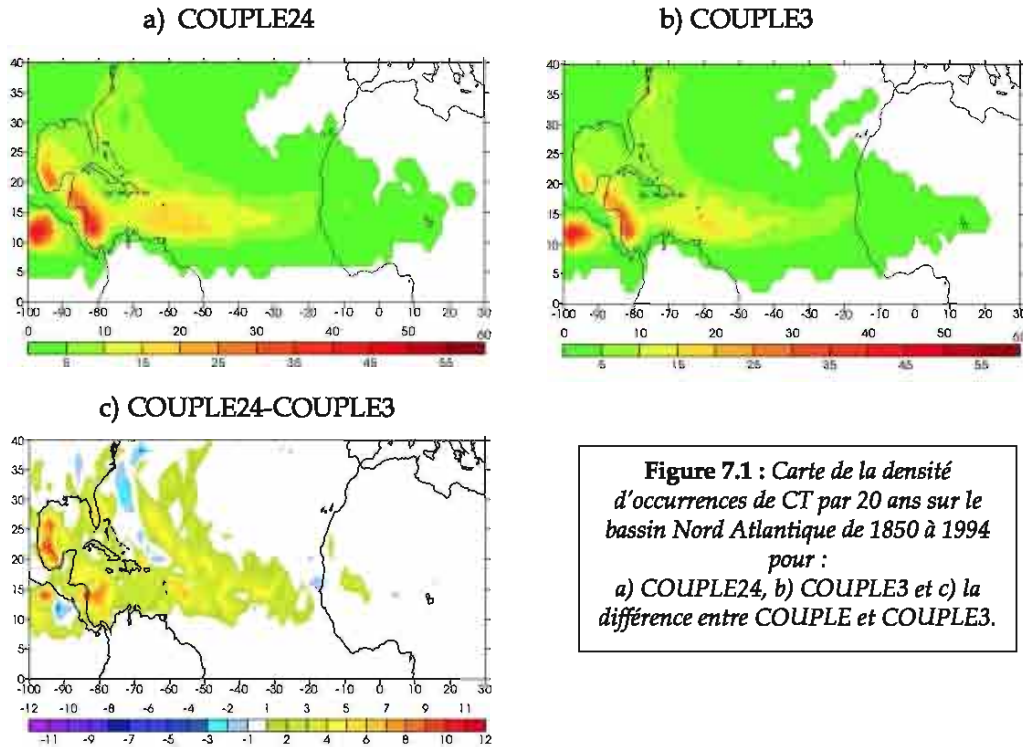
Figure 6.3 : Précipitation cyclonique (mm.an⁻¹) moyennée sur 1950-1999 pour : a) ARPEGE et b) ARPEGE CONV. Fraction en précipitation cyclonique(%) pour c) ARPEGE et d) ARPEGE CONV. Tropical Cyclonic Precipitation Efficiency (TCPE ; mm.jour⁻¹ de CT) pour e) ARPEGE et f) ARPEGE CONV.

7. Sensibilité à la fréquence de couplage

Etant donnée la forte dépendance entre la TSM et l'activité cyclonique, on peut supposer l'activité cyclonique sensible à la fréquence de couplage entre l'océan et l'atmosphère dans le modèle. Même si, dans la littérature, l'impact de la fréquence de couplage sur l'activité cyclonique n'a pas été traité (à ma connaissance), des études présentent son impact sur d'autres mécanismes. Bernie et al. (2005) et Renaudie (Thèse) montrent la nécessité d'une haute fréquence de couplage (3 heures) afin de bien représenter le cycle diurne de la Température de Surface de la Mer (TSM). Lebeaupin et al. (2009) démontrent l'importance d'une fréquence de couplage élevée pour la bonne représentation des événements précipitants en Méditerranée. Klingaman et al. (2011) montrent l'amélioration produite par une augmentation de la fréquence de couplage combinée à une haute résolution verticale de l'océan de sub-surface sur les variations intra-saisonnières des TSM et les pluies de la mousson Indienne.

7.1 Impact sur la distribution géographique de l'activité cyclonique

La Figure 7.1 présente la densité d'occurrences de CT non relaxé (cf. Chapitre 3) par 20 ans sur le bassin Nord Atlantique pour deux simulations couplées, une de fréquence de couplage 24h (COUPLE24) et une de fréquence de couplage 3h (COUPLE3). COUPLE24 et COUPLE3 ont la même configuration que la simulation COUPLE (cf. Chapitre 2) à la différence que COUPLE24 et COUPLE3 sont des simulations historiques. Contrairement à COUPLE, pour COUPLE24 et COUPLE3, les forçages des gaz à effet de serre varient chaque année en suivant la chronologie des concentrations observées de 1850 à 1994. La Figure 7.1 montre que COUPLE24 et COUPLE3 présentent les même maxima d'activité cyclonique sur : le Golfe du Mexique, la mer des Caraïbes, la MDR et la côte Est des Etats-Unis. En revanche, les amplitudes sont différentes comme le montre la Figure 7.1c qui présente la différence entre COUPLE24 et COUPLE3. De manière général, COUPLE24 produit plus de jours de CT que COUPLE3 et ceci est particulièrement vrai sur la MDR et le Golfe du Mexique.



7.2 Impact sur l'intensité des CT

Au delà de la différence en distribution géographique des CT, le changement de la fréquence de couplage peut induire des modifications dans la nature des CT eux-mêmes. Ceci s'explique par le lien très fort, déjà mis en évidence entre la TSM et l'intensité des CT (Emanuel 2006 ; Holland 1997). Le sillage froid du CT rétroagit sur l'intensité du CT. Pour étudier ces changements, des composites des CT non-relaxés (cf. Chapitre 3) ont été réalisés pour ces deux simulations. Pour réaliser ces composites, on prend tous les points des trajectoires de CT en appliquant un masque terre-mer afin de ne sélectionner que les points océaniques. Puis, les champs étudiés sont calculés sur des boîtes de 10° par 10° centrées sur les centres successifs des trajectoires des CT. Enfin les boîtes obtenues sont moyennées sur l'ensemble des points sélectionnés. Un exemple de composite obtenu pour la pression au niveau de la mer est présenté en Figure 7.2a.

La Figure 7.2 présente les valeurs de pression au niveau de la mer (PSM) pour la simulation COUPLE24 (a) et la différence entre COUPLE24 et COUPLE3 (b) sur le bassin Nord Atlantique de 1850 à 1994. COUPLE24 atteint un minimum en PSM de l'ordre de 1000 hPa en moyenne pour les CT du bassin Nord Atlantique (Fig. 7.2a). COUPLE3 obtient une PSM moyenne associée aux CT plus élevée (Fig. 7.2b). La différence entre COUPLE24 et COUPLE3 va jusqu'à 0.6 hPa en moyenne au centre des CT. Cette différence, bien qu'apparemment faible, est néanmoins homogène sur toute la boîte entourant le CT, et sachant que celle-ci regroupe un grand nombre de situations, cette différence de 0.6 hPa semble tout-à-fait notable. En introduisant une fréquence de couplage de 3 heures dans COUPLE3, la rétroaction entre les CT et la TSM est plus forte. En effet, avec un couplage de 3h, l'évolution de la TSM au cours des 3h précédentes rétroagit avec le CT lui-même, dont le déplacement est limité. Au contraire, à une fréquence de 24h, le déplacement du système est

trop important (en général) pour permettre à l’océan de rétroagir avec lui. Cette rétroaction contribue à affaiblir le système par la diminution des flux de chaleur induite par la baisse des TSM. Une fréquence de 24h ne permet pas vraiment à cette rétroaction de se mettre en place. En effet, en 24h, un cyclone parcourt environ 400 km, si l’on suppose que la vitesse de déplacement moyenne d’un cyclone est de 15 km.h⁻¹. Autrement dit, lorsque l’océan reçoit du coupleur les flux atmosphériques représentatifs des dernières 24h, le système a déjà parcouru 400 km. Ensuite, il faut attendre encore 24h pour que l’océan renvoie ses flux résultants à l’atmosphère. Ainsi, lorsque l’atmosphère voit les premiers effets de la rétroaction océanique, il s’est passé entre 24 et 48h et le CT a parcouru entre 400 et 800 km. Le couplage à fréquence de 3h pallie à cette faiblesse du système couplé, en permettant à la rétroaction océanique d’agir plus rapidement sur le CT.

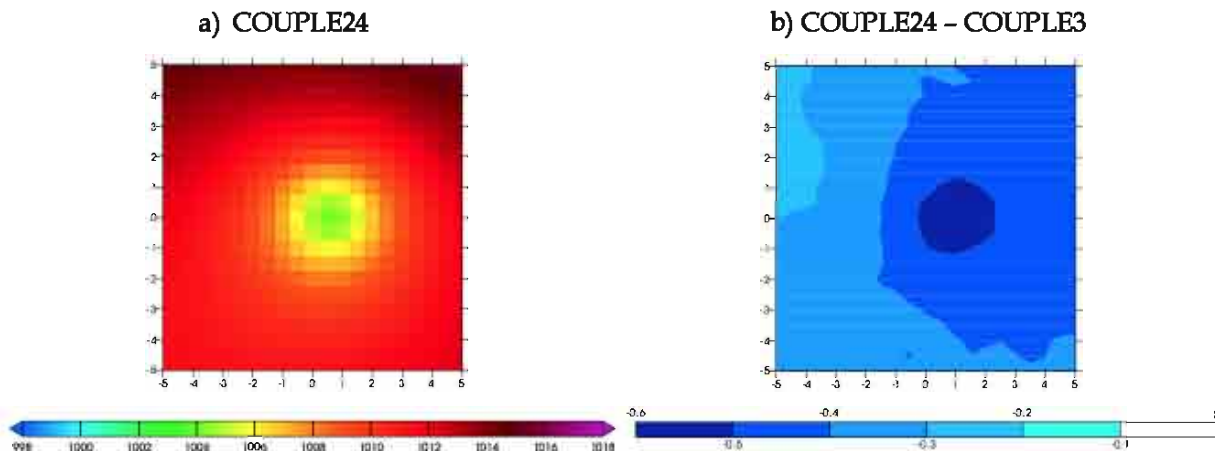


Figure 7.2 : Composite de la PSM (hPa) sur le bassin Nord Atlantique de 1850 à 1994 pour :
a) COUPLE24 et b) COUPLE24 - COUPLE3.

En complément de la Figure 7.2, la Figure 7.3a présente la distribution en PSM minimum sur la trajectoire de CT de COUPLE24 et COUPLE3 sur le bassin Nord Atlantique de 1850 à 1994. A la différence des composites, pour la distribution on ne sélectionne qu’un seul point sur la trajectoire, celui pour lequel la pression est minimum au cours du cycle de vie du CT. Si l’on cumule les pourcentages de CT atteignant au moins 995 hPa, on note que pour COUPLE24, 14% atteignent au moins cette valeur alors que pour COUPLE3 on descend à 11%. De même, quand on s’intéresse à la Figure 7.3b, présentant la distribution en vent maximum, on note que pour COUPLE24, 35% des CT atteignent au moins 30 m.s⁻¹ contre 30% pour COUPLE3. Ainsi, l’intensité des CT est réduite dans COUPLE3, confirmant que la fréquence de couplage est un paramètre important de l’interaction océan-atmosphère.

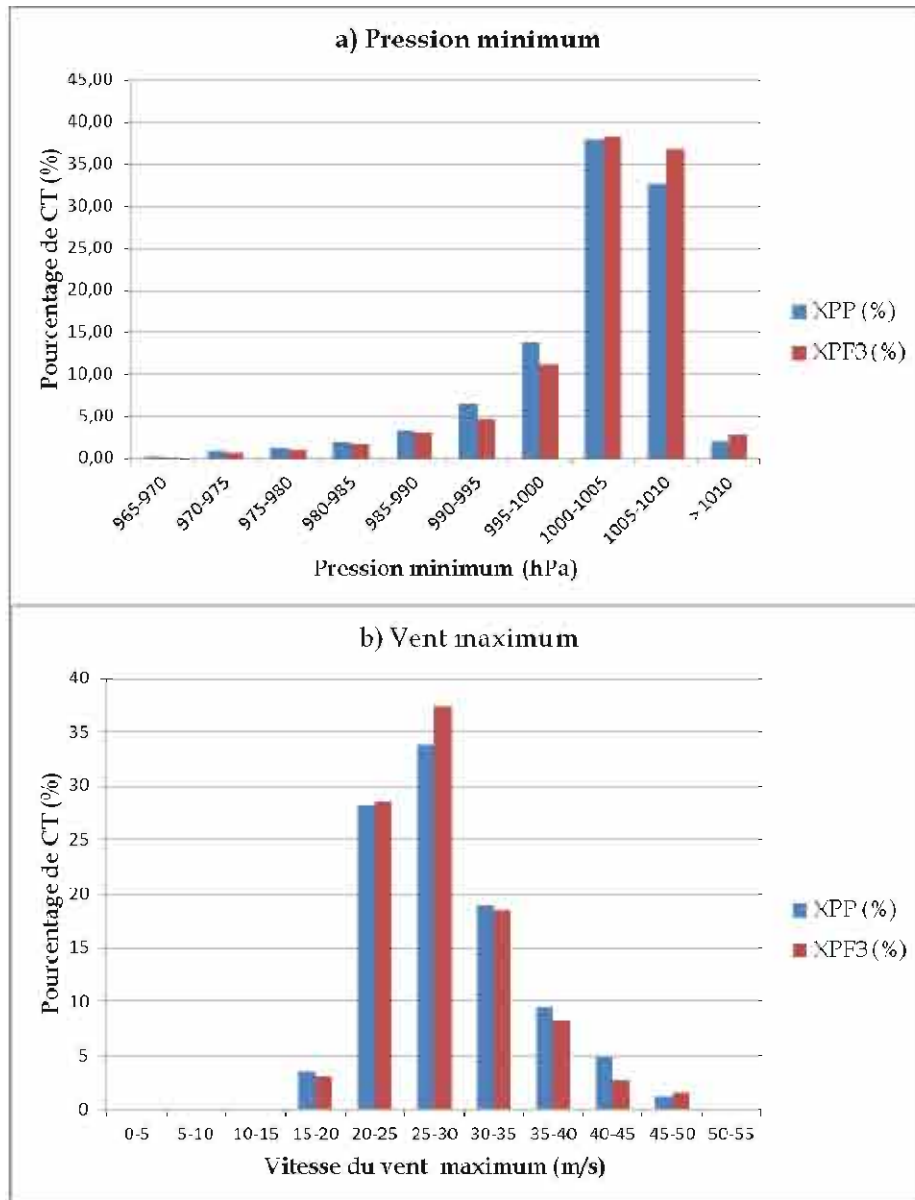


Figure 7.3 : Distribution de la PSM minimum (a ; hPa) et du vent maximum (b ; m.s⁻¹) dans les trajectoires de CT des simulations COUPLE24 (bleu) et COUPLE3 (violet) sur le bassin Nord Atlantique de 1850 à 1994.

7.3 Impact sur les précipitations cycloniques

La Figure 7.4 présente le composite des précipitations cycloniques (mm.jour⁻¹) de COUPLE24 et la différence entre COUPLE24 et COUPLE3 sur le bassin Nord Atlantique de 1850 à 1994. Dans la partie Nord-Est du CT, les précipitations atteignent près de 100 mm.jour⁻¹ en moyenne dans COUPLE24 (Fig. 7.4a). La Figure 7.4b montre que COUPLE3 produit des précipitations plus faibles. En effet, dans la zone de maximum de précipitation du CT, COUPLE3 produit 8 mm.jour⁻¹ de moins, ce qui correspond à près de 10%. Ainsi, la

rétroaction de l’océan sur le cyclone est largement accrue lorsqu’on augmente la fréquence de couplage. Ce résultat est en accord avec la baisse d’intensité du CT associée à une fréquence plus grande.

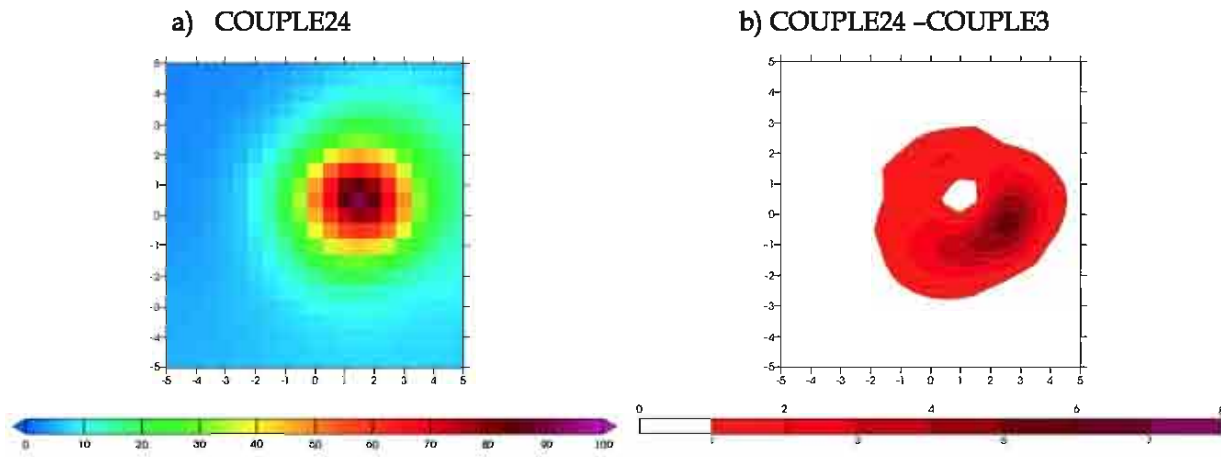


Figure 7.4 : Idem que la Figure 2 mais pour la précipitation (mm.jour^{-1}).

La Figure 7.5 présente les précipitations associées aux CT, la fraction de précipitation totale associée au CT et l’efficacité de précipitation par CT (TCPE), variables déjà introduites dans le Chapitre 4 et définies dans Daloz et al. (2010 ; Annexe 2). La Figure 7.5 présente ces variables pour les simulations COUPLE24 et COUPLE3 sur la période 1850-1994 sur le bassin Nord Atlantique. Les Figures 7.5a et b indiquent que les précipitations cycloniques sont plus maximales pour les deux simulations sur le Golfe du Mexique et la côte est des Etats-Unis avec toutefois des valeurs plus élevées pour COUPLE24 (650 mm.an^{-1}) comparé à COUPLE3 (550 mm.an^{-1}). Les précipitations cycloniques sont également élevées dans la partie de la MDR qui voyait une activité cyclonique plus intense dans COUPLE24 (300 mm.an^{-1}). En terme de fraction de précipitation cyclonique, les simulations COUPLE24 et COUPLE3 montrent des résultats équivalents avec un maximum sur les côtes Ouest Africaines, avec des valeurs atteignant 30% des précipitations totales. Finalement les Figures 7.5e et f montrent que la nature des CT en termes de précipitations n’est modifiée par le changement de la fréquence de couplage. En effet, les CT de la simulation COUPLE24 sont aussi efficaces que ceux de COUPLE3 et ce sur l’ensemble du bassin Nord Atlantique excepté sur le continent Africain. Cependant, Les pluies sur le continent Africain ne sont pas à prendre en compte, elles proviennent d’un artefact de la méthode de tracking. On peut donc conclure que les différences en précipitation cyclonique entre les Fig. 7.5a et 7.5b sont dues aux différences de densité d’occurrences observées en Fig. 7.1.

Comme le montrent les résultats de ce chapitre, la sensibilité de l’activité cyclonique à la fréquence de couplage est importante. Une plus forte fréquence de couplage diminue la fréquence des CT ainsi que leur intensité en termes de pression minimum, de vent maximum et de précipitation. Il eut été préférable d’effectuer toutes les simulations avec une fréquence de couplage de 3h. Néanmoins, un grand nombre d’entre elles étaient déjà réalisées lorsque ce test a été effectué. De plus, le surcoût en temps de calcul et en temps de présence en machine est non négligeable lorsqu’on augmente la fréquence de couplage. Pour les simulations futures, il faudra toutefois s’y résoudre car sinon, on passe à côté d’un processus important dans le cycle de vie des C

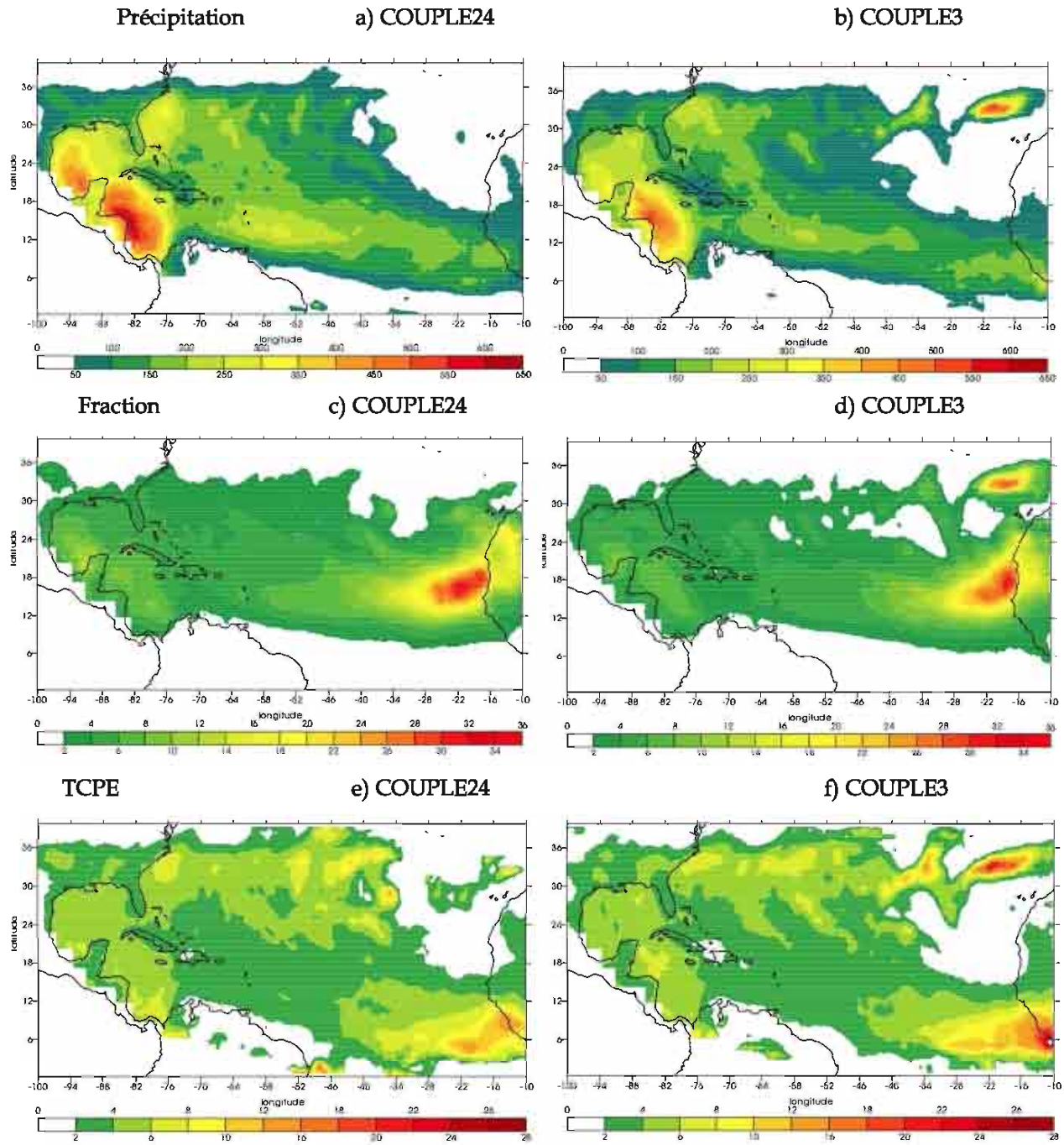


Figure 7.5 : Précipitation cyclonique (mm.an⁻¹) moyennée sur 1850-1994 pour : a) COUPLE24 et b) COUPLE3.
 Fraction en précipitation cyclonique(%) pour c) COUPLE24 et d) COUPLE3.
 TCPE (mm.jour⁻¹ de CT) pour e) COUPLE24 et f) COUPLE3.

Partie 4 : Impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique

Dans la deuxième partie de la thèse, nous avons étudié, en détails, les prédictors de l'activité cyclonique sur la partie est du bassin Nord Atlantique. Dans la troisième partie, des tests de sensibilité ont été réalisés afin de mieux connaître le modèle couplé utilisé dans la quatrième et dernière partie de ce manuscrit. Ces informations vont maintenant nous permettre d'étudier la sensibilité de l'activité cyclonique au couplage océan-atmosphère sur le bassin Nord Atlantique, ainsi que sa sensibilité au réchauffement climatique.

8. Impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique dans le modèle de circulation générale ARPEGE à résolution variable

Cette partie reprend l'article soumis à Climate Dynamics. En guise d'introduction, nous en ferons un résumé.

8.1 Résumé

Cet article s'intéresse tout d'abord de la sensibilité de l'activité cyclonique à la configuration de la grille étirée, puis à la fréquence de couplage du MCG ARPEGE sur le bassin Nord Atlantique. Ces deux sujets ont déjà été traités dans les Chapitres 5, 6 et 7 de la thèse, et de manière plus détaillée, nous éviterons donc d'en faire un résumé. Par contre, cet article traite aussi de l'impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique dans un MCG couplé océan-atmosphère, sujet qui n'a pas encore été abordé dans ce manuscrit. L'étude se concentre sur l'impact du couplage sur la genèse et la distribution géographique des CT. Le lien entre les OEA et l'activité cyclonique sur la MDR, ainsi que leur sensibilité au couplage, sont traités avec une attention particulière. En effet, malgré la fréquence de couplage de 24h appliquée dans ces simulations, qui minimise la rétroaction immédiate de l'océan sur un CT donné, une rétroaction à plus long terme existe malgré tout car l'effet du CT sur l'océan a bien lieu, avec un refroidissement conséquent de la TSM et un approfondissement de la couche de mélange. La trace des CT sur la TSM et la couche de mélange seront présentées dans le chapitre 9 de la thèse. Ainsi, lorsqu'un CT agit sur l'océan sous-jacent, même si celui-ci n'est pas impacté en retour par les modifications induites, les CT qui se produiront ultérieurement dans la saison pourront être impactés eux-mêmes. La durée de vie d'une anomalie de TSM engendrée par un CT est de l'ordre de 5 à 20 jours (Price *et al.* 2008).

Deux simulations préindustrielles ont été réalisées sur 107 années, COUPLE et FORCE présentée en Chapitre 2. « Préindustriel » signifie que les concentrations des gaz à effet de serre ainsi que les aérosols restent fixées au niveau de l'année 1850. Une simulation couplée et une forcée avec la TSM issue de la simulation couplée ont été réalisées. Pour la simulation couplée, la fréquence de couplage est donc de 24 heures, comme précisé plus haut. Les TSM quotidiennes du couplé sont moyennées mensuellement et ensuite interpolées quotidiennement afin de filtrer les fluctuations haute-fréquence engendrées par les CT. Nous avons déjà expliqué la raison de ce choix précédemment (cf. Chapitre 2). De cette manière, on ne garde comme mémoire des CT que l'impact à long terme sur la TSM.

L'analyse de la distribution géographique des CT dans les simulations couplée et forcée a montré que le couplé est plus actif sur la mer des Caraïbes et le Golfe du Mexique. Au contraire, la simulation forcée est plus active sur une région à l'est de la Floride et sur la MDR, en relation avec les OEA. L'activité des OEA est un prédicteur fort de l'activité cyclonique sur la MDR. Ce lien a déjà été identifié dans les observations (Carlson 1969 ; Gray

1990) mais aussi dans les modèles (Daloz et al. 2012 ; Caron et al. 2011). Une forte activité des OEA est souvent le signe d'activité cyclonique marquée sur la MDR. Cette hypothèse est vérifiée dans cette étude. Le couplage tend à diminuer l'activité des OEA et ainsi réduire l'activité cyclonique sur la MDR. En effet, la simulation couplée, grâce à sa TSM interactive entre l'océan et l'atmosphère sur les régions environnant le continent africain permet une modulation des TSM qui elles-mêmes peuvent rétroagir sur la propagation des OEA et des systèmes convectifs associés. Dans le cas de la simulation forcée, la TSM reste fixe lors du passage d'une OEA.

Cet article met aussi en avant le rôle clé de la région « sortie d'Afrique » qui avait déjà été suggéré par Caron *et al.* (2010) et Murakami *et al.* (2010). Les CT qui se forment près des côtes africaines ont tendances à voir des trajectoires qui se courbent plus rapidement et qui du coup, remontent plus vite vers le Nord du bassin Nord Atlantique. Les CT qui se forment plus loin se dirigent le plus souvent vers la mer des Caraïbes ou le golfe du Mexique. La genèse des CT en sortie d'Afrique influence fortement la distribution spatiale de l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique.

Pour conclure, cet article propose une nouvelle approche en ce qui concerne l'étude de l'activité cyclonique. En effet l'utilisation d'un modèle à haute résolution couplé océan-atmosphère est inédite à Météo-France. Il montre clairement que malgré une fréquence de couplage faible (24 heures), qui minimise l'interaction directe entre le CT et la TSM, l'activité cyclonique est tout de même sensible au couplage océan-atmosphère. Des différences apparaissent entre les deux simulations au niveau de la distribution géographique de l'activité et de sa variabilité saisonnière. De plus, l'impact du couplage océan-atmosphère est particulièrement visible sur l'activité cyclonique de la MDR en lien avec l'activité des OEA, qui interagissent elles-même avec les TSM du Golfe de Guinée.

8.2 Test de significativité

Une des grandes difficultés qui apparaissent dans les études de comparaison consiste à aborder la significativité des résultats. Autrement dit, lorsqu'on observe une différence entre deux moyennes, comment peut-on conclure que celle-ci est bien la trace d'un changement dans le comportement du phénomène et non une fluctuation d'échantillon. Si on prend une carte de densité de CT (cf. Fig.9 de l'article), et que l'on se place en un point de grille, comment estimer si ce nombre a changé, en moyenne, entre deux simulations, sachant que le nombre d'occurrence de CT en un point est très fluctuant d'une année sur l'autre et qu'il varie également d'un point à l'autre ?

Le principe des tests statistiques de comparaison est de permettre de conclure sur la significativité de ces différences en rejetant l'hypothèse que chacun des échantillons sont issus d'une même population. Si les variables étudiées sont gaussiennes, le recours au test de Student est classique. Lorsque ce n'est pas le cas, il faut recourir à d'autres tests statistiques moins évidents à mettre en œuvre.

Dans le cas où l'hypothèse de normalité ne peut vraiment pas être envisagée, une technique classique est celle du « bootstrap ». Il s'agit de replacer la différence des moyennes de nos deux échantillons dans la distribution de moyennes qu'on obtient en tirant N fois (avec N grand), avec remise, deux échantillons similaires parmi l'ensemble des valeurs prises dans nos deux échantillons observés. La distribution de la moyenne ainsi obtenue permet d'en extraire le quantile qui correspond à la confiance que l'on s'autorise pour rejeter

l'hypothèse initiale d'égalité des moyennes. Mais on peut également calculer directement la probabilité, dans la distribution, de dépasser cette valeur ; c'est ce qu'on appelle la p-value.

Pour diminuer le problème d'échantillonnage, nous avons calculé la densité d'occurrence de CT sur des boîtes de 10° par 10° . Nous allons donc considérer les variations du nombre d'occurrence par an sur ces boîtes de 10° par 10° . En considérant une variation du nombre d'occurrences par an, on s'affranchit du problème d'interdépendance des données. Cette hypothèse revient à dire que l'activité cyclonique d'une année n'est pas liée à celle de l'année suivante, ce qui n'est pas absurde.

Nous avons donc appliqué, en chaque point de grille de 10° par 10° , le test « bootstrap » en faisant l'hypothèse que les deux simulations COUPLE et FORCE, ont le même comportement mais que par contre, ce comportement est inconnu. Afin de le connaître, à un point de grille, on prend le nombre d'occurrences de CT sur les 107 ans de simulations pour COUPLE comme pour la simulation FORCE. On mélange les deux échantillons. On se retrouve avec un ensemble de 214 valeurs, correspondant aux nombres d'occurrences possible pour ce point de grille. Ensuite, on exécute 10000 fois la même opération qui consiste à tirer, avec remise, 2 échantillons de 107 valeurs chacun parmi l'ensemble des 214 valeurs formée par la réunion des deux échantillons initiaux. Pour chaque tirage, la valeur absolue de la différence des moyennes est calculée et on obtient ainsi une distribution de ces moyennes, avec un COUPLE à 0 et s'étalant vers les valeurs positives. Cette distribution dépend des échantillons tirés de COUPLE et FORCE. On peut ainsi replacer la valeur absolue de la différence des moyennes des nombres d'occurrences de CT dans les boîtes de 10° par 10° dans la distribution ainsi obtenue et en déduire la p-value.

La Figure 10a de l'article présente la carte de la densité d'occurrences de CT par 20 ans sur une grille de 10° par 10° . Le forcé est plus actif que le couplé sur la MDR et à l'est de la Floride alors que c'est le contraire sur la mer des Caraïbes et le Golfe du Mexique. La Figure 10b de l'article présente la valeur $1 - p\text{-value} \times 100$, ce qui équivaut au degré de significativité des différences entre forcé et couplé. La Figure 10b montre des zones significatives à plus de 90% à l'est de la Floride et sur la MDR. Sur le reste de l'Atlantique, le test montre une confiance plus faible dans les différences entre le forcé et le couplé. Même si la Figure 10 présente plusieurs zones où les résultats sont significatifs, elle illustre toutefois parfaitement la difficulté des études concernant l'activité cyclonique : il est difficile d'échantillonner la densité des CT à cause de la grande variabilité des trajectoires.

La grande variabilité décennale et/ou interannuelle des densités de CT impose de réaliser des simulations sur des périodes très longues. C'est ce qui a été fait ici avec des périodes de 100 ans. Cela ne permet cependant pas de s'affranchir totalement de la variabilité interne du système. En effet, en comparant plusieurs périodes de 50 ans de l'expérience COUPLE, on trouve des différences significatives, dues à la variabilité multi-décennale. Néanmoins, cela permet de fortement limiter l'effet des ces fluctuations internes. Il faut rappeler que des simulations de ce type sur des périodes de plus de 50 ans sont exceptionnelles dans les études d'activité cyclonique, à cause du coût informatique de telles réalisations.

8.3 Article

Impact of the configuration of the stretching and the ocean-atmosphere coupling on tropical cyclone activity in the variable-resolution ARPEGE GCM.

Anne Sophie DALOZ and Fabrice CHAUVIN
Groupe de Modélisation Grande Echelle et Climat, CNRM-GAME, Météo-France, France

Frank ROUX
Laboratoire d'Aérodynamique, Université de Toulouse and Centre National de la Recherche Scientifique,
France

Corresponding author : Anne Sophie DALOZ (anne-sophie.daloz@cnrm.meteo.fr)
Groupe de Modélisation Grande Echelle et Climat, CNRM-GAME

Submitted to *Climate Dynamics*
(March 2012)

Abstract

This study starts with the investigation of the impact of the configuration of the variable-resolution atmospheric grid on tropical cyclone activity. The French Atmospheric General Circulation Model ARPEGE, which grid is rotated and stretched over the North Atlantic basin, has been used with SST prescribed. This study clearly shows that changing the position of the stretching pole highly modifies the representation of the TC activity over the North Atlantic basin. A pole in the center of the North Atlantic basin provides the best representation of the TC activity for this region.

In a second part, the variable-resolution climate model ARPEGE is coupled with the European Oceanic global climate model NEMO. This configuration allows testing the impact of the frequency of ocean-atmosphere coupling on tropical cyclone activity over the North Atlantic basin. Increasing the frequency of coupling decreases the density of tropical cyclone activity over the North Atlantic basin. However increasing the frequency of coupling does not modify the spatial distribution of the tropical cyclone activity. Furthermore, a higher frequency of coupling modifies the amplitude but not the nature of TCs in terms of precipitation.

Finally, the last part aims to study the impact of ocean-atmosphere coupling on tropical cyclone activity over the North Atlantic basin. Two pre-industrial runs, a coupled simulation and a simulation forced by the sea surface temperatures from the coupled one, are compared. The results show that the coupled simulation is more active in the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico while the forced simulation is more active over eastern Florida and eastern Atlantic. The difference in the distribution of tropical cyclone activity is certainly linked with the location of tropical cyclone genesis. In the forced simulation, tropical cyclogenesis is closer to the West African coast than in the coupled simulation. Moreover, the difference in TC activity over eastern Atlantic seems to be related to two different mechanisms: the difference in African easterly wave activity over the West African continent and to the cooling produced by African easterly waves in the Atlantic near the West African coast in the coupled simulation.

Keywords: Tropical Cyclone (TC)-African Easterly Wave (AEW) - Ocean-atmosphere coupling - Stretched - General Circulation Model (GCM) - Frequency of coupling

1. Introduction

Due to computational costs, climate models usually have too coarse spatial resolution to explicitly represent tropical cyclone (TC) activity. Except Oouchi *et al.* (2006) and Zhao *et al.* (2009) who used an atmospheric GCM (AGCM) reaching an horizontal resolution of 20 and 40 kilometres respectively, AGCM resolution is usually around one degree. One way to perform high resolution simulation over a limited area consists in stretching the grid of the model over the region of interest. Stretching the grid allows increasing the resolution over a limited area. This method has been used for a long time and has been validated in operational forecasting and climate modelling studies (Fox-Rabinovitz *et al.* 2006, Chauvin *et al.* 2006 and Caron *et al.* 2010). This technique has been applied for the French AGCM, ARPEGE (Courtier and Geleyn 1988). In ARPEGE, the grid is rotated and stretched providing a variable resolution with more grid points over the region of interest, here, it is the North Atlantic basin. Over this region, the horizontal resolution is varying between 50 km at the pole of stretching and around 100 km at the limits of the Atlantic ocean, for example the West African continent. At the antipode of the pole the resolution is degraded reaching around 300 km. Chauvin *et al.* (2006) showed that ARPEGE, in a stretched configuration, produces a fairly realistic distribution of TCs, at least as realistic as the ones produced by AGCMs with uniform grids of similar "high" resolution. They also showed that stretching the grid of the AGCM does not change the response of TCs to global warming over the high resolution region. However, Chauvin *et al.* (2006) did not test the impact of modifying the position of the stretching pole.

One of the specificities of TC activity over the North Atlantic basin is its strong dependence on tropical disturbances developing over West Africa (Landsea *et al.* 1992). The link between these disturbances, called African Easterly waves (AEWs) and Atlantic TCs was suggested by Carlson (1969) and is subject of scientific investigations (Hopsch *et al.* 2007 and Arnault and Roux 2011 among others). AEWs are well known features of the African climate during boreal summer. These propagating disturbances in the mid- and low troposphere have been studied for many years, particularly during GATE (Global Atmospheric Research Program's Atlantic Tropical Experiment) (Reed *et al.* 1977). Several hypotheses have been suggested concerning the genesis and development of AEWs in relation with instabilities of either the African Easterly Jet (AEJ; Burpee, 1972; Thorncroft and Hoskins 1994; Thorncroft, 1995) or the zonal flow associated with the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ; Schubert *et al.* 1991; Ferreira and Schubert 1997; Hsieh and Cook 2005, 2007), through barotropic and baroclinic processes. This implies that horizontal and vertical temperature gradients are important factors controlling the life cycle of AEWs.

One of the main goals of climate studies is to produce improved physically based predictions of the effects of natural and anthropogenic perturbations on the global and regional climates. To that purpose, coupled ocean-atmosphere general circulation models (AOGCMs), which include comprehensive representations of the atmosphere and upper ocean offer unique possibilities of exploring the complex interactions between oceanic and atmospheric perturbations.

The oceanic influence on the genesis and maintenance of TCs has long been recognized. The ocean is the energy source that allows TCs to develop and maintain deep convection (Byers, 1944; Malkus and Riehl 1960). Based on thermodynamic arguments, it has been known for decades (e.g. Gray 1968) that changes in TC activity on several timescales are associated with perturbations of the underlying sea surface temperature (SST) and oceanic contrast (Gray 1979). Bengtsson *et al.* (2006) showed that the SST distribution modifies the activity of storms through its impact on atmospheric circulation. More recently, Vecchi and Soden (2007), Latif *et al.* (2007) and Knutson *et al.* (2008) found that remote SST changes play an important role in controlling TC activity. Likewise, Chauvin *et al.* (2006) and Murakami *et al.* (2010) pointed out the importance of the spatial structure of the future SST warming. They showed that the TC changes are more sensitive to future changes in the spatial distribution of SST than to the evolution of its global mean value. The importance of the SST is supported by theoretical studies showing a direct relationship between the SST and the intensity of

storms (e.g. Emanuel 1988, Holland 1997). Coupling with the ocean can have a strong influence on storm intensity, primarily through the mixing and upwelling of cooler subsurface water to the surface in the vicinity of the storm (Bender *et al.* 1993, Emanuel 2003, Bender and Ginis 2000). The storm induced cooling can lead to a SST decrease of 1 to 6°C (Price 1981). The characteristics of the cold wake depend on various factors such as the size or the translation speed of the storm (Bender and Ginis 2000, Samson *et al.* 2009).

According to the strong dependency between the SST and TCs, one would expect TC activity to be very sensitive to the coupling frequency. Even if, in the literature, the impact of the coupling frequency on TC activity has not yet been studied (to our knowledge), several studies present its impact on other mechanism. Bernie *et al.* (2005) and Renaudie (2009) showed the need of a high coupling frequency (3 hours) in order to well simulate the diurnal cycle of SST. Lebeauvin *et al.* (2009) proved the importance of high coupling frequency for a good representation of the extreme precipitating systems in the Mediterranean Sea. Klingaman *et al.* (2011) pointed out the improvement of the simulation of the intra-seasonal variations of the SST and the Indian monsoon when increasing the vertical resolution of sub-surface ocean and the coupling frequency.

For investigating the impact of the ocean-atmosphere coupling frequency as well as the coupling itself on TC activity over the North Atlantic basin, the high-resolution AGCM ARPEGE has been run in two different configurations. One fully coupled with an OGCM and the other forced by SST taken from the coupled simulation. Because the ocean and the atmosphere interact in the AOGCM but not in the AGCM, one would expect to observe some differences in simulated TC activity between the coupled and forced simulations.

In the next section, the two configurations of the model are presented alongside the tracking methodology. The sensitivity of TC activity to the parameters of the model such as the position of the stretching pole and the ocean-atmosphere coupling frequency are discussed respectively in sections 3 and 4. In section 5, the impact of ocean-atmosphere coupling on TC activity is investigated. In this study, a particular attention will be given on the AEWs in sections 3 and 5. Ocean-atmosphere interaction in GCMs has a substantial impact on SST values as well as the differential warming between continent and ocean. As a consequence, characteristics of simulated AEWs could be modified with some influence on TC genesis and activity. A summary and conclusions are given in section 6.

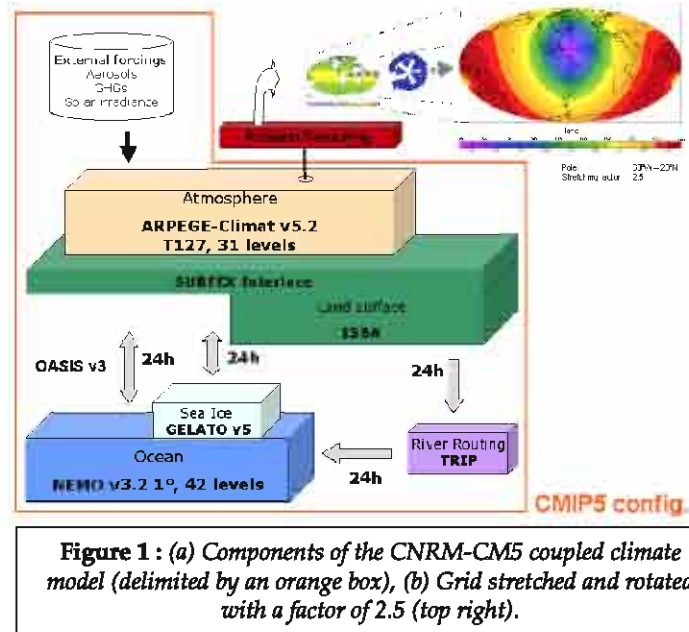
2. Data and Methodology

2.1 Description of the stretched-rotated and coupled configuration of ARPEGE

In the context of the CMIP-5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) exercise, CNRM-GAME and CERFACS have developed a new version of the ocean-atmosphere coupled Climate Model: CNRM-CM5 (Voldoire *et al.* 2011). As shown in Fig. 1, CNRM-CM5 associates the ARPEGE atmospheric GCM with the SURFEX externalized surface scheme and the NEMO oceanic GCM (Madec 2008). NEMO is also coupled with the TRIP river routing model (Oki and Sud 1998). The longwave radiation scheme in the atmosphere is the ECMWF Rapid Radiation Transfer Model (Mlawer *et al.* 1997). Sea-ice interactions are represented by the GELATO sea ice scheme (Salas-Melia 2002). For this study, NEMO has been used with a 1° horizontal resolution and 42 levels with a vertical resolution varying from 10 m at the surface to 300 m at 5000 m depth. Coupling between ARPEGE and NEMO is done through the OASIS interface (Valcke 2006).

The ARPEGE climate model originates from the ARPEGE / IFS (Integrated Forecast System) numerical weather prediction model, developed jointly by Météo-France and ECMWF. 31 vertical levels are defined with a progressive hybrid σ -pressure vertical coordinate. The physical package includes the deep convection scheme described in Bougeault (1985) and the statistical cloud scheme of

Ricard and Royer (1993). Aerosol distribution is from outputs of LMDZ-INCA chemical model (Szopa *et al* 2012; Schultz 2007), forced with observed and prescribed surface emissions.



As it was said earlier, CNRM-CM5 has been used in a particular configuration for the study of TC over the North Atlantic. The horizontal grid of the atmospheric model has been rotated and stretched (Courtier and Geleyn 1988) with a focus over the North Atlantic basin, and its high-resolution pole at 20°N, 60°W. The variable-resolution atmospheric grid is presented in Figure 1. A stretching factor of 2.5 leads to a horizontal resolution of 60 to 100 km over the tropical Atlantic. Resolution decreases linearly away from the pole to reach approximately 310 km at the opposite pole (20°S, 120°E). This method has been used and validated for a long time in operational meteorological forecast (Courtier *et al.* 1991) and in climate modelling studies (Déqué and Piedelièvre 1995; Lorant and Royer 2001; Moustououi *et al.* 2002). It has also been validated for the study of the TC activity in the North Atlantic basin by Chauvin *et al.* (2006) who showed that, with this technique and for sufficiently high spatial resolution, ARPEGE is able to represent realistic TCs structures.

In the stretched simulations from ARPEGE, the resolution increases when approaching the pole of stretching. Where the resolution is the highest, convection begins to be resolved explicitly, meaning that the convection parameterized must be reduced. In this aim, a parameter that will be called CONV has been introduced in the convective scheme in order to decrease the convergence of humidity when resolution increases. However, this parameter had already been identified in Chauvin *et al.* (2006) as an inhibitive parameter for the TC activity and had to be adjusted to allow the production of TCs. Thus contrarily to CNRM-CM5, the parameter CONV has been set to zero. The role of this parameter will be discussed further in the study. Also, the impact of the position of the pole will be tested. In this aim, two simulations with prescribed observed SST has been realized : one called ARPEGE which used the position of the pole from Chauvin *et al.* (2006; 20°N-60°W) and one with the pole in front of the West African coast (10°N-20°W) called ARPEGE-EAST. Table 1 presents the simulations used for this study.

Simulations	Time period covered	Coupled or Forced	Position of the pole	Coupling frequency	CONV
ARPEGE	1950-1999	F with observed Hadley SST (Rayner <i>et al.</i> 2003)	20°N-60°W	x	x
ARPEGE-EAST	Id. ARPEGE	Id. ARPEGE	10°N-20°W	x	x
ARPEGE-CONV	Id. ARPEGE	Id. ARPEGE	Id. ARPEGE	x	Activated
COUPLE24	1850-1994	Coupled with NEMO	Id. ARPEGE	24 hours	x
COUPLE3	Id. COUPLE24	Id. COUPLE24	Id. ARPEGE	3 hours	x
COUPLE	Preindustrial runs = GHG from 1850	Id. COUPLE24	Id. ARPEGE	24 hours	x
FORCE	Id. COUPLE	F with SST from COUPLE	Id. ARPEGE	x	x

Table 1: Summary table of the simulations realized with the variable-resolution climate model ARPEGE.

In CNRM-CM5 the coupling frequency between the models of atmosphere and ocean, is 24 hours. Given the strong dependency between the SST and TC activity (Holland 1997, Emanuel 2005), one can assume that TCs are very sensitive to coupling frequency. In order to study the impact of the coupling frequency, two rotated-stretched coupled present-climate experiments have been performed, COUPLE24 and COUPLE3 presented in Table 1. COUPLE24 and COUPLE3 present the same configuration except that COUPLE24 (COUPLE3) has a coupling frequency of 24 hours (3 hours). These simulations include the full ocean-atmosphere coupling, with greenhouse gases (GHG) concentrations varying from 1850 to 1994 and no natural forcing (volcanoes and solar) included.

In order to study the impact of ocean-atmosphere coupling on simulated TC activity (section 5), two rotated-stretched pre-industrial experiments have been performed. Pre-industrial runs have been preferred to historical simulations in order to focus on the ocean-atmosphere coupling impact, avoiding the influence of the historical trend in the climate due to GHG concentrations. Thus, one can focus on the only influence of coupling on TC activity. The "pre-industrial coupled" (COUPLE, cf. Table 1) simulation includes the full ocean-atmosphere coupling, with greenhouse gases (GHG) concentrations fixed to 1850 level and no natural forcing (volcanoes and solar) included. An atmospheric "pre-industrial forced" (FORCE, cf. Table 1) simulation has also been performed, with similar atmospheric forcing but with prescribed SST values taken from COUPLE. The COUPLE simulation was run for 215 years, but only the last 107 years were taken into account to get rid of the initial drift due to atmosphere-ocean adjustment. We verified that the biases of this simulation with respect to climatology are similar to those from CNRM-CM5 simulations with equivalent uniform resolution. In COUPLE, coupling between ARPEGE and NEMO is done daily.

For the forced run with the atmospheric model (FORCE), the following technique was used to prescribe the SSTs. It was considered that a daily forcing with SSTs from COUPLE would be meaningless since such high frequency SSTs would not be in equilibrium with the atmospheric fields produced by the AGCM. Moreover, at daily timescale, variations of SST fields mostly result from atmospheric processes and do not represent forcing factors. Therefore, SSTs have been monthly averaged, then daily interpolated using a quadratic function that preserves the monthly means. As a

result, between the two simulations, SSTs differs only by their intra-monthly fluctuations that have been smoothed in the forced run. One consequence of this choice is that the oceanic cold wake produced by a TC is largely smoothed in FORCE.

2.2 Tracking methodology

In order to track simulated tropical storms, Chauvin *et al.* (2006) used the method developed in Météo-France by Ayrault and Joly (2000) to track mid-latitude lows and adapted it for tropical cyclones. To reconstruct TC tracks, the following criteria from Bengtsson *et al.* (1995) are considered:

1. Mean sea level pressure is a local minimum (considered therefore as the center of the system) ;
2. 850 hPa vorticity is larger than 5.10^{-5} s^{-1} ;
3. 850 hPa wind intensity is larger than 5 m.s^{-1} ;
4. Mean 700–300 hPa temperature anomaly is larger than 1 K ;
5. Temperature difference between 300 hPa and 850 hPa is larger than 2 K ;
6. Tangential wind difference between 850 hPa and 300 hPa is larger than 5 m.s^{-1} .

Anomalies are defined as the difference between the considered grid point and its environment. In order to separate the system from its environment, and given the quasi-symmetric structure of the hurricanes, a reference disc radius is introduced which is thought of as a characteristic dimension for the system. It is calculated, supposing that the size of the TC can be determined by the distance between the center of the TC and the circle for which the mean radial pressure gradient is maximum. More details can be found in Chauvin *et al.* (2006). Thus the TC and its environment can be defined relatively to the reference disc radius. In this study, the TC and its environment radius were fixed respectively to three and nine times the reference disc radius. This leads to an environmental surface nine times larger than the TC's one. At a given time step, a grid point must meet all conditions to be selected for a TC track. The thresholds values were subjectively chosen, in agreement with previously published values and to fit in with observed climatology of TC activity. The tracking method here is similar to the one in Chauvin *et al.* (2006), with however differences for the criteria 4, 5 and 6. In Chauvin *et al.* (2006), the threshold criteria 5 and 6 were:

5. 300 hPa temperature anomaly > 850 hPa temperature anomaly,
6. 850 hPa wind > 300 hPa wind.

These criteria were too restrictive in term of number of TCs, they had to be relaxed in order to increase the detection. Now, criteria 5 and 6 allow discriminating more accurately between mid-latitude and tropical cyclones. In simulations with SST prescribed from observations, the criterion 4 is still set to 3K. However, in coupled simulations, the criterion 4 has been set to 1K. This criterion was too restrictive for coupled simulations.

When tracking hurricane-type vortices (HTV, Bengtsson *et al.* 1982, 1995) in model simulations, the choice of the thresholds for the six criteria is somewhat arbitrary and may lead to biases. For example, a single cyclonic system may be split in several tracks if it loses then meets again the HTV conditions during its lifetime. The number of tracks in the simulation would therefore be overestimated. Camargo and Zebiak (2002) introduced a methodology to complete tracks by relaxing all the criteria, except vorticity, after the tracks have been constructed in a first guess. More details on relaxation can be found in Camargo and Zebiak (2002) and Chauvin *et al.* (2006). Relaxed tracks have been used here to identify the number of TCs in FORCE and COUPLE model results. Indeed, non-relaxed tracks usually contain discontinuous tracks, so counting the number of tracks in non-relaxed tracks would imply to count several times the same TC. For statistics covering HTV days, non-relaxed tracks were considered, so that occurrences are assumed to fulfill the HTV criteria.

3. Sensitivity of TC activity to the position of the pole of stretching

The technique for stretching and rotating the grid in ARPEGE allows an important increase of the spatial resolution over the North Atlantic basin for a limited cost information. However, the selected configuration with a maximum of horizontal resolution (around 60 km) at the stretching pole (60°W-20°N) and then decreasing over the North Atlantic basin, reaches around 100 km over the African coast. This configuration is used for the simulation called ARPEGE (cf. Table 1). One can wonder if the non-uniformity of the atmospheric grid can modify the representation of the TC activity. As explained in the introduction, TCs activity over the North Atlantic basin is very sensitive to the AEW activity. Therefore, a simulation with the pole in the border of the West African coast (10°N-20°W) has been realized called ARPEGE EAST (cf. Table 1). The maximum of spatial resolution is now located in the area where AEWs are developing in TCs.

Figure 2 presents the density of TC occurrences per 20 years per 2°x2° grid cells for ARPEGE (a) and ARPEGE-EAST (b) over the time period 1950-1999 over the North Atlantic basin. Fig. 2a shows a maximum of TC activity over the western part of the basin, located over the Gulf of Mexico, the Caribbean Sea and east to Florida. A maximum is also visible in the eastern part of the basin, over the MDR, but its amplitude is weaker compared to the west part of the basin. For ARPEGE-EAST, Fig. 2b shows maxima of TC activity over the west and east parts of the basin with similar amplitude. ARPEGE-EAST presents a more homogeneous distribution of TC activity than ARPEGE over the Atlantic basin. Comparing Fig. 2a and Fig. 2b, it is clearly appearing that modifying the position of the pole induces an important change on the distribution of TC activity. This difference in spatial distribution is illustrated on Fig. 2c which presents the difference between ARPEGE and ARPEGE-EAST in number of TC occurrences per 20 years over the North Atlantic basin over 1950-1999. ARPEGE shows a density of TC occurrences much higher (smaller) than ARPEGE-EAST over the west (east) of the Atlantic basin. Therefore, moving the stretching pole has non-negligible effect over the spatial distribution of the North Atlantic TC activity. The reasons for this difference will be explained further.

The question now remaining is: which configuration, between ARPEGE and ARPEGE-EAST is the most realistic compared to the observations? Fig. 2d presents the density of TC occurrences per 20 years for the observations from IBTrACS over the time period 1950-1999. IBTrACS presents several maxima of TC activity. Classifying those maxima from the highest to the lowest amplitude, east Florida is the highest (42 TC occurrences per 20 years), then the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea (32 TC occurrences per 20 years) and finally the MDR (32 TC occurrences per 20 years). If we now compare the simulations (Fig. 2a, b) with the observations (Fig. 2d), the maximum of TC activity over east Florida is well located by both simulations, in term of amplitude it is slightly underestimated by ARPEGE (32 TC occurrences per 20 years) while it is highly underestimated by ARPEGE-EAST (12 TC occurrences per 20 years). Over the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea, both simulations detect the maxima at the right position; on the other hand in term of amplitude the results are very different. ARPEGE gives a good representation of the amplitude (32 TC occurrences per 20 years) while ARPEGE-EAST clearly underestimates it (18 TC occurrences per 20 years). Concerning the MDR, the western maximum found in the observations is present in ARPEGE with lower amplitude. ARPEGE-EAST shows a shift toward the east. The comparison of the two simulations with the observations clearly shows that the most realistic representation of TC activity is produced by ARPEGE with a stretching pole in the center of the North Atlantic basin.

After identifying the most realistic simulation, one can wonder why the differences between the two simulations are so important. On the western part of the basin, the higher activity of ARPEGE compared to ARPEGE-EAST is certainly due to the direct effect of the higher horizontal resolution. Indeed, on the western part of the basin, the horizontal resolution of ARPEGE (around 60 km) is much higher than ARPEGE-EAST (between 80 and 100 km). On the other hand, on the eastern part of the basin, given the strong link between TC activity over the MDR and the AEW activity in the models (Daloz *et al.* 2012), the question of the origin of the difference between the two simulations is more complex. Thus, one can wonder if the higher TC activity over the MDR in ARPEGE-EAST (cf. Fig. 2c) is directly related to the higher resolution on this region or if it is an indirect effect of increasing the resolution on the region where AEWs develop in TCs.

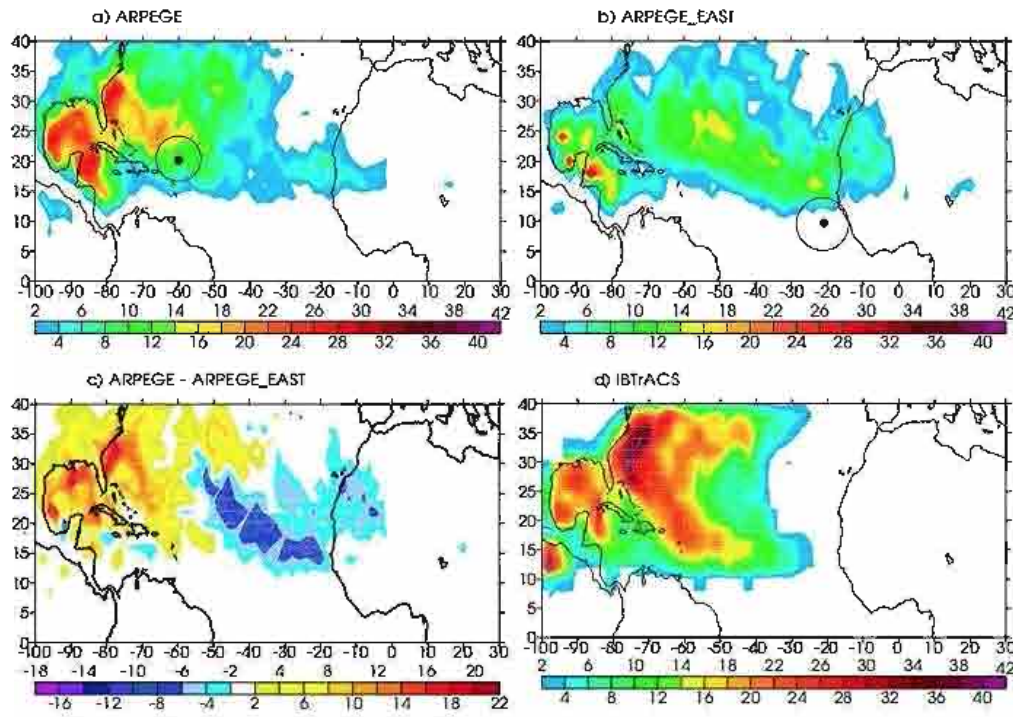


Figure 2 : Density of TC occurrences per 20 years over a 2°x2° grid over the North Atlantic basin for ARPEGE (a), ARPEGE EAST (b), the difference (c, ARPEGE-ARPEGE EAST) and IBTrACS (d) from 1950 to 1999. The circle with the point inside indicates the position of the stretching pole.

Figure 3 presents the meridional wind variance 2-6 days filtered at 700 hPa over the West African continent for the time period 1950-1999 for ARPEGE (a), ARPEGE-EAST (b), the difference between ARPEGE and ARPEGE-EAST (c) and the reanalysis, ERA-40 (d) and NCEP-2 (e). In this temporal window, a maximum of variance is considered as a maximum of AEW activity. Both simulations present a maximum of AEW activity in the same area, around 12°N-10°W in the continent-ocean transition of West Africa. However the amplitude of this maximum is not the same in the simulations, it is higher in ARPEGE (16 m².s⁻², Fig. 3a) compared to ARPEGE-EAST (13 m².s⁻², Fig. 3b). This difference is even more visible in Fig. 3c, with ARPEGE presenting an AEW activity higher than ARPEGE-EAST of 3.6 m².s⁻². This difference is not negligible; in percentage it represents a difference of around 20% of the AEW activity. Thus the stronger TC activity of ARPEGE-EAST over the MDR is not linked with the indirect effect of resolution on AEW activity but directly to the impact of the horizontal resolution on the systems developing in TCs in this area.

For evaluating which simulations is the most realistic in term of AEW activity, Fig. 3d and e present the meridional wind variance 2-6 days filtered at 700 hPa for the reanalysis ERA-40 and NCEP-3 respectively. The reanalysis obtain a maximum of AEW activity around 20°N-35°W, over the ocean, with a maximum amplitude of 8 to 11 m².s⁻² respectively. Over the continent, the reanalysis present a maximum around 12°N-10°W with an amplitude around 6 m².s⁻². In term of localization, the simulations are coherent with the reanalyses, they detect maxima of AEW activity over the ocean and the continent. However in term of amplitude both simulations are largely overestimating the activity, the bias is even higher for ARPEGE. Therefore, in term of AEW activity, ARPEGE-EAST is more realistic than ARPEGE but given the large biases of the two simulations, it may not be significant.

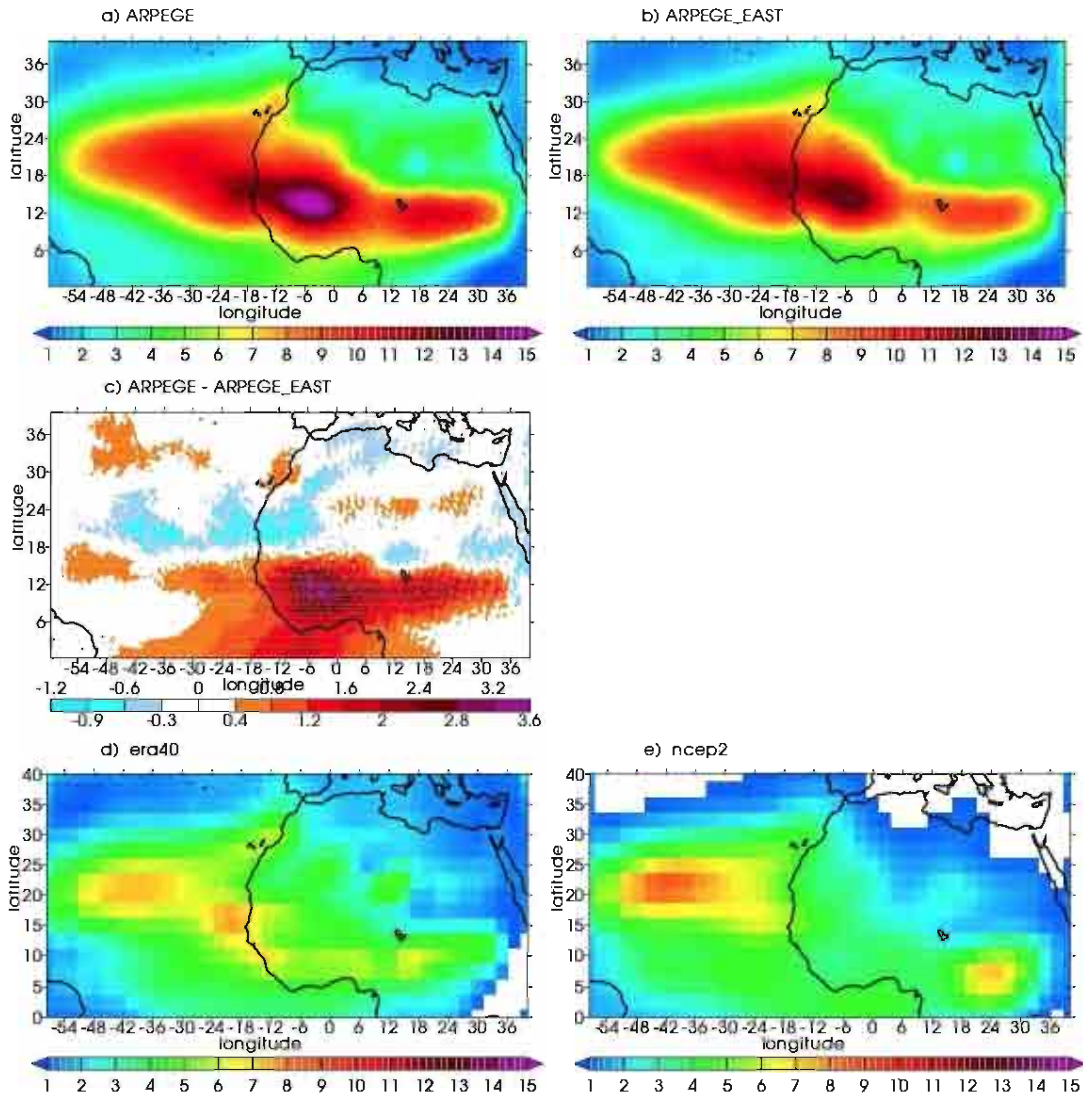


Figure 3 : Meridional wind variance 2-6 days filtered at 700 hPa ($m^2.s^{-2}$) over the West African continent and eastern North Atlantic basin for ARPEGE (a), ARPEGE EAST (b), the difference (c, ARPEGE-ARPEGE EAST) over 1950-1999, the reanalyses ERA-40 (d) and NCEP-2 (e) from 1980 to 2000.

Figure 4 presents the difference in mean precipitation (a) and surface temperature (b) over July-August-September (JAS) between ARPEGE and ARPEGE-EAST over the North Atlantic basin. Over West Africa, over the area of AEW activity (12°N; 30°W-30°E), ARPEGE-EAST produces more precipitation than ARPEGE even if, on this region ARPEGE-EAST has a weaker AEW activity than ARPEGE (cf. Fig. 3c). The higher precipitation of ARPEGE-EAST over the West African coast associated with the higher resolution (Fig. 4a) gives a more favorable environment for the development of TCs. Fig. 4b, presenting the difference in surface temperature between the two simulations, shows that the higher precipitation of ARPEGE-EAST (Fig. 4a) tends to cool the West African continent. Cooling the West African continent decreases the ocean-continent thermal contrast between the West African continent and the Gulf of Guinea (not presented here). This mechanism produces an environment less favorable for the formation and development of AEWs. What is suggested by the sensitivity experiment realized here is that it is better to put the grid pole in the

vicinity of TC activity than in the pre-genesis region. The ARPEGE configuration is kept for the remaining of the study.

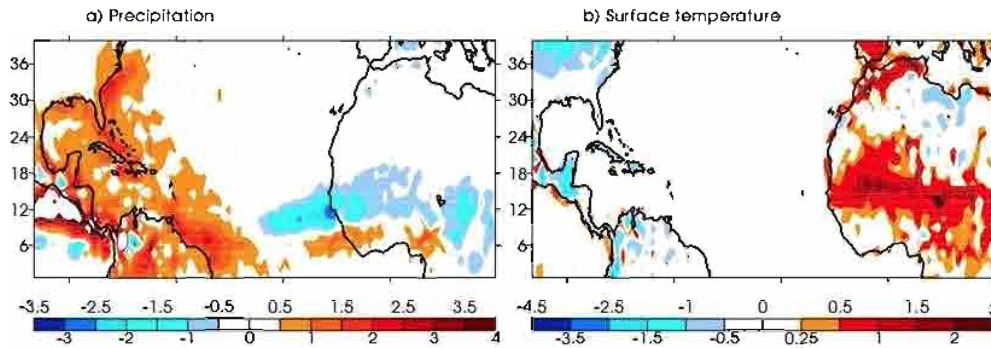


Figure 4 : Difference between ARPEGE and ARPEGE EAST over the North Atlantic basin in precipitation (a, mm.day⁻¹) and surface temperature (b, °C) from 1950 to 1999.

A question is still remaining, which mechanism is behind this decrease of AEW activity associated with an increase of horizontal resolution? A part of the explanation has been given in the last paragraph with the difference in West African rainfall (cf. Fig. 4). This difference in precipitation can be explained by the modification of a parameter in the convective scheme (CONV, cf. section 2). Figure 5 presents the density of TC occurrences per 20 years for ARPEGE (a) and ARPEGE-CONV (b) for 1950-1999 over the North Atlantic basin. In ARPEGE the parameter CONV has been deactivated while in ARPEGE-CONV it has been activated (cf. Table 1) as for CNRM-CM5. CONV has been previously introduced in the convective scheme for physical reasons (cf. section 2). Indeed, as the local resolution grows, convective processes are likely to be dynamically represented and should be, at the same time, inhibited in the parameterization. Nevertheless, inhibiting convection around the highest local resolution has a devastating effect on TC dynamic. Thus, we choose to suppress the CONV effect to keep TC activity but conscious that a precipitation bias related to local resolution exists. This is a limitation of the configuration presented here. The density of TC occurrences in ARPEGE-CONV (Fig. 5b) is largely underestimated compared to ARPEGE (Fig. 5a) over the North Atlantic basin. The TC activity of ARPEGE-CONV is nearly zero over the MDR which is not the case for ARPEGE. Over the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico, ARPEGE reaches a maximum of around 30 TC occurrences per 20 years while ARPEGE-CONV is far lower. TC activity reaches 14 TC for one position in the Gulf of Campeche but elsewhere density does not go beyond 8 TCs. Fig. 5 clearly confirms the importance of the convergence of humidity on TC activity. The inhibition of the parameter CONV in the stretched simulations generates a significative increase of the precipitation in the ITCZ, which amplitude grows when approaching the stretching pole (not presented here). This mechanism certainly modifies the convective environment of TCs, which is very important for the development of AEW activity.

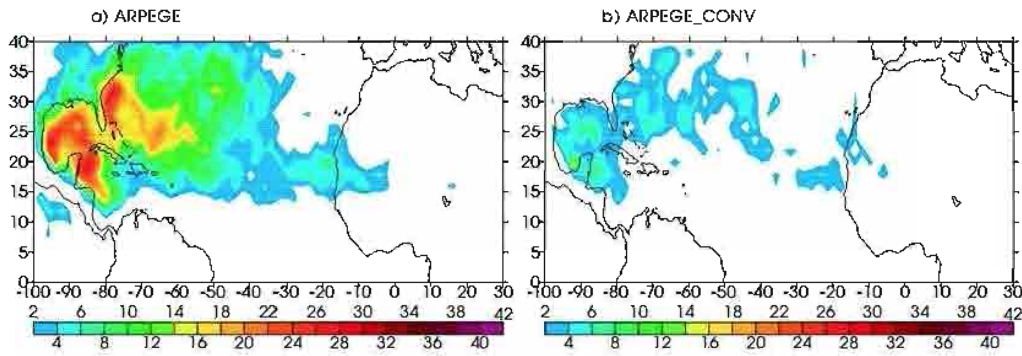


Figure 5 : Same as Fig. 2a, b but for ARPEGE and ARPEGE CONV.

4. Sensitivity of TC activity to the coupling frequency

Figure 6 presents the number of TC occurrences per 20 years per $2^\circ \times 2^\circ$ grid cells for COUPLE24 (a, cf. Table1) and COUPLE3 (b, cf. Table1) and the difference between COUPLE24 and COUPLE3 (c) over the whole North Atlantic basin from 1850 to 1994. The patterns of TC activity are very similar between COUPLE24 and COUPLE3. Both simulations find maxima over the Gulf of Mexico, the Caribbean Sea and the MDR. However, the amplitudes of the maxima of TC activity are quite different. COUPLE24 is generally more active over the North Atlantic basin than COUPLE3. The maxima of TC activity in COUPLE24 are more extended than for COUPLE3. Increasing the coupling frequency from 24 to 3 hours modifies the amplitude of TC activity; however the spatial patterns of the distribution itself do not seem to be modified. To explain these differences, one may argue that at a 24 hours frequency, a TC may have moved such that the cold SST feedback cannot interact with the TC itself. At 3 hours, the reduced SST driven by the TC will decrease latent heat flux feeding the system and thus decrease its intensity. Increasing the coupling frequency increases the interaction of the TCs with the ocean, certainly enhancing the feedback of the cold wake created by TCs. Indeed, for example, “ t_0 ” is considered as a beginning of a time step in COUPLE24 and also the time when a TC appears. It means that until “ t_0+24h ”, there is no exchange of information between the ocean and the atmosphere. So, that is only at “ t_0+24h ” that the ocean will receive the information from the TC. However it is only at “ t_0+48h ” that the effect of the TC on SST will retroact on the TC itself, this is certainly one of the reason why in COUPLE24 the effect of TC on SST is underestimated.

In order to evaluate the reliability of the coupled model, Fig. 6d presents the density of TC occurrences per 20 years in $2^\circ \times 2^\circ$ grid cells over the North Atlantic basin from IBTrACS for the period 1950-2007 during which data set accuracy is maximum. Compared to the observations, the relative distribution of simulated TCs for COUPLE24 and COUPLE3 is fairly realistic in the Gulf of Mexico, the Caribbean Sea and the MDR. However both simulations strongly underestimate the TC activity over a region over eastern Florida. This is clearly a coupling effect since SSTs are different from those observed which were prescribed in Fig. 2.

From Fig. 6 one can wonder if the differences between COUPLE24 and COUPLE3 are significant. We introduce here, the description of a significance test that will be used further on in the study. The realization of a significance test on a variable as discrete as the difference of density of TC activity is not an easy task. In order to address this problem, the difference of density of TC occurrences has been aggregated for each year over a $10^\circ \times 10^\circ$ grid cells (Fig. 7a). Aggregation makes the density more continuous for one year to another and accounts for spatial coherency. The significance of the differences between COUPLE24 and COUPLE3 in each $10^\circ \times 10^\circ$ grid cell is tested using a bootstrap test (Fig. 7b). For this test, we have a population of 290 elements bringing together the populations from COUPLE24 and COUPLE3 containing 145 elements each. In the commune population, we make 10000 times the same operation which consists in pulling two samples of 145 values in the 290 possible values. These operations give us the distribution of the differences between

COUPLE24 and COUPLE3. The null hypothesis of the significant test is that COUPLE24 and COUPLE3 are not significantly different from zero. In Fig. 7b, the levels of significance are indicated from 80% however levels from 80 to 95% should be taken with caution. The differences between COUPLE24 and COUPLE3 (Fig. 6c) are statistically significant, over a major part of the North Atlantic basin. Grid cells with level of significance over 95% are present over a large part of the MDR, all the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea.

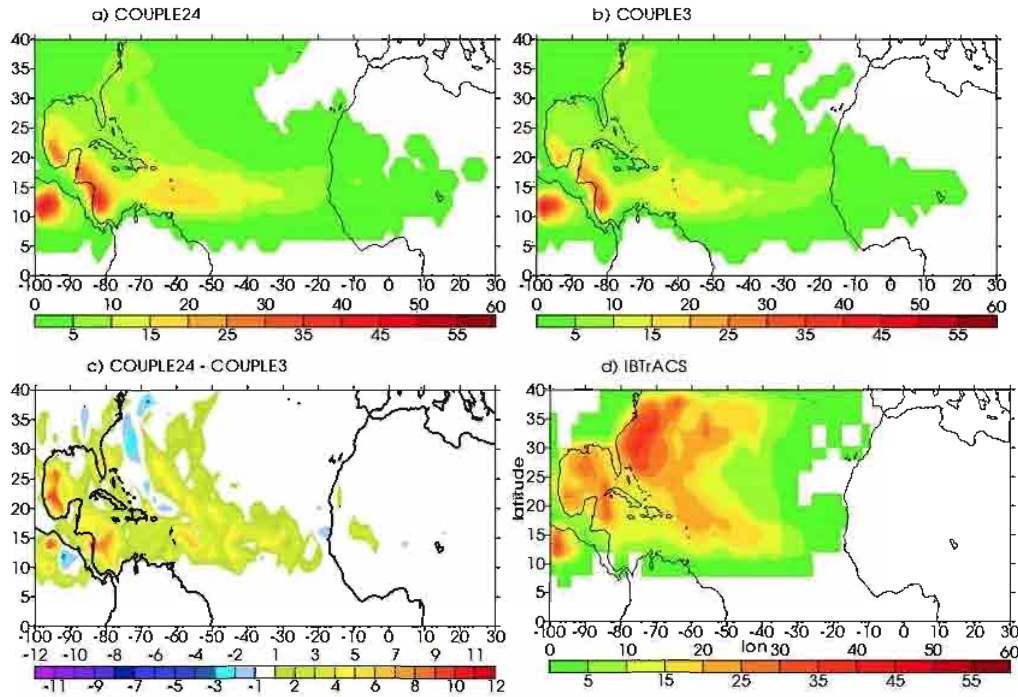


Figure 6 : Same as Fig. 2 but COUPLE24 and COUPLE3 from 1850 to 1994.

Beyond the difference in density of TC occurrences (Fig. 6c), the change of coupling frequency can also induce modifications in the nature of the TC itself. For estimating this impact and understanding the differences between COUPLE24 and COUPLE3, composites of TCs have been realized over the North Atlantic basin over 1850-1994. To realize these composites, a land-sea mask has been first applied to the data of precipitation and SST in order to select only ocean points. Then, at each point the precipitation and the SST are derived on $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ boxes centered on the successive points of the tracks. Finally the boxes are averaged over all the points selected.

Figure 8a presents the composite for the simulation COUPLE24 for the precipitation. COUPLE24 reaches a maximum in precipitation around 100 mm.day^{-1} in average. Figure 8b presents the difference between COUPLE24 and COUPLE3 over the North Atlantic basin. COUPLE3 shows lower TC precipitation (Fig. 8b) than COUPLE24, the difference reaching between 6 and 7 mm.day^{-1} . A large sample test has been applied. In order to apply this type of test, it is necessary to have independent data and this is not the case here. Indeed, the successive occurrences of a track are linked between each others. In order to have the equivalent number of independent data, we can consider that each track is independent from the other one. Therefore, if the total number of occurrences is divided by the mean duration of a track, one can consider that the result will be close to this equivalent number. In fact, this equivalent number is the number of TCs in the simulation. With around 10 TCs per year over a time period of 145 years, a simulation presents around 1500 independent elements per sample. We are therefore in the conditions of applicability of the large sample test. The black line in Fig. 8b indicates where the difference between COUPLE24 and COUPLE3 is significant at 95%. Over the part of the composite where the difference is maximum (Fig. 8b), it is significant. The difference in precipitation between COUPLE24 and COUPLE3 represents around 8% of the total which is not negligible.

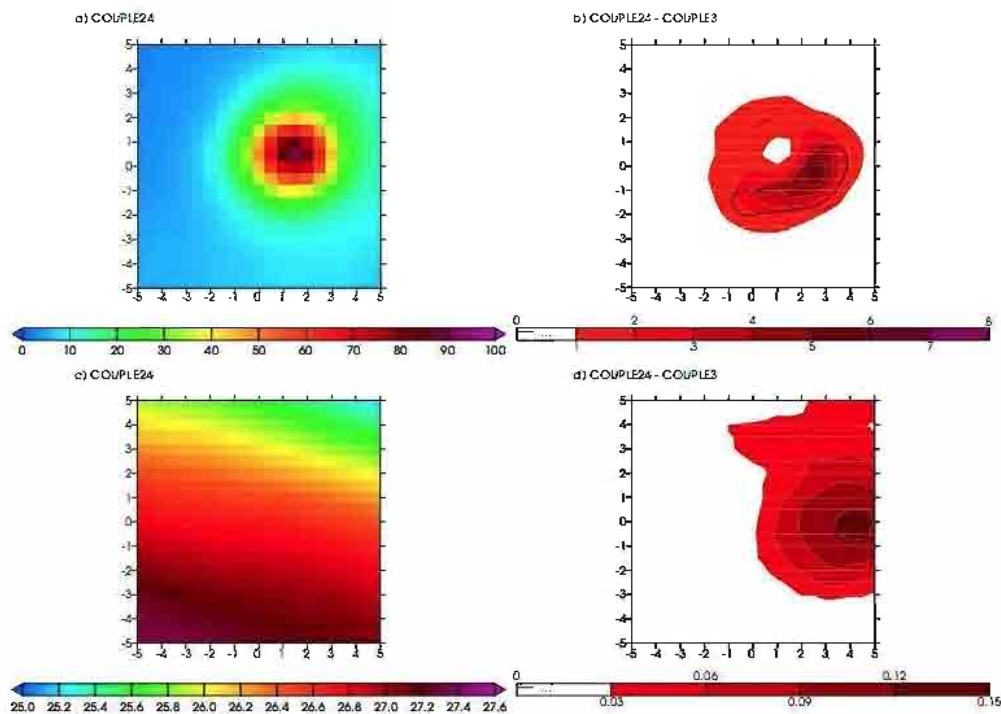


Figure 8 : Composite of precipitation (mm.day^{-1}) and SST ($^{\circ}\text{C}$) over the North Atlantic basin for COUPLE24 (a, c) and the difference (b,d, COUPLE24 - COUPLE3) over 1850-1994.

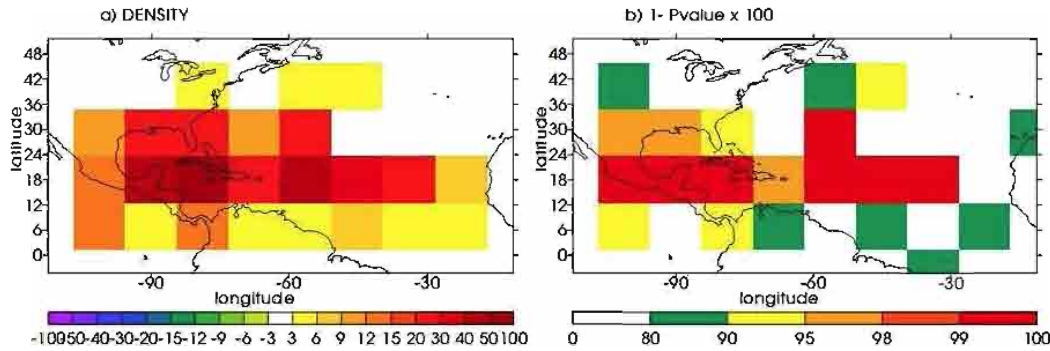


Figure 7 : Density of TC occurrences per 20 years over a $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ grid over the North Atlantic basin for the difference between COUPLE24 and COUPLE3 from 1850 to 1994 (a) and the degree of significance (b, %).

Figure 8c presents a composite of SST for COUPLE24 and Fig. 8d the difference between COUPLE24 and COUPLE3 over the time period from 1850 to 1994 over the North Atlantic basin. Fig. 8c shows that COUPLE24 reaches a maximum in SST on the bottom left side of the TCs around 27.6°C . Fig. 8d shows that TCs COUPLE3 sees cooler SST than COUPLE24. On the right side of the TCs, COUPLE3 presents SSTs that are in average 0.15°C cooler than COUPLE24. Even if this difference is small, it is coherent with a decreased precipitation in the core of the TC. Moreover the difference is significant which suggest that the cooling effect is systematic. In COUPLE24, with an interaction between the TC and the ocean every 24 hours, the TC does not see the retroaction of the SST anomalies that it has produced on its way. Therefore, the TC is more intense, explaining the stronger response of COUPLE24 in precipitation (Fig. 8b) and TC activity (Fig. 6c).

From Fig. 6 and 8 we can see that the sensitivity of TC activity to the frequency of coupling is visible. However even if COUPLE24 misses a part of the TC-ocean feedback, the differences between COUPLE24 and COUPLE3 are only visible in the amplitude of the density and the composites. The differences are not visible on spatial structures. We can thus expect that sensitivity of TC activity to climate is not changed by less frequent coupling. Due to computational costs, a coupling frequency of 24 hours has been adopted in the next part of the results. However, for next studies, it is recommended to use a coupling frequency of 3 hours in order to better simulate the processes inside TCs.

5. Sensitivity of TC activity to ocean-atmosphere coupling.

Fig. 9 presents the density of TC occurrences per 20 years in $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ grid cells, detected in COUPLE (a) and FORCE (b). To more precisely compare between COUPLE and FORCE, different areas of important TC activity are defined as:

- NWATL (North Western ATLantic : $20-40^{\circ}\text{N}$, $40-80^{\circ}\text{W}$) covers the subtropical latitudes region experiencing TC activity ;
- CWATL (Center Western ATLantic : $20-30^{\circ}\text{N}$, $80-95^{\circ}\text{W}$) covers the Gulf of Mexico ;
- SWATL (South Western ATLantic : $5-20^{\circ}\text{N}$, $65-90^{\circ}\text{W}$) covers the Caribbean Sea ;
- EATL (Eastern ATLantic : $5-20^{\circ}\text{N}$, $15-65^{\circ}\text{W}$) covers the Main Development Region (MDR, Goldenberg and Shapiro 1996) ;
- NATL is defined as the sum of the four sub-domains (NWATL, CWATL, SWATL, EATL).

Domains	COUPLE	FORCE	IBTrACS
NWATL	672 (20)	992 (24)	1936 (57)
CWATL	416 (12)	368 (11)	440 (13)
SWATL	1008 (30)	872 (26)	368 (11)
EATL	1240 (37)	1304 (39)	624 (19)
NATL	3336	3352	3368

Table 2 : Density of TC occurrences per twenty years, averaged over 107 years of simulations for COUPLE(left column) and FORCE (central column), and over 1950-2007 for IBTrACS (right column), for the North Atlantic basin (NATL) and the four sub-domains (NWATL, CWATL, SWATL, EATL) defined in the text. Numbers in parenthesis indicate the contribution (in %) of each sub-domain to the North Atlantic total.

Table 2 shows the mean number of TC occurrences per 20 years and the relative contribution to the TC Atlantic activity in the four sub-domains, for COUPLE, FORCE and IBTrACS. The total number of TC occurrences over the North Atlantic basin is nearly the same for the coupled (3336 TC occurrences) and forced simulations (3352 TC occurrences). This number is very close to the mean number of IBTrACS (3368 TC occurrences). Table 1 also reveals that EATL is the sub-domain contributing the most to TC activity over the North Atlantic basin for COUPLE (37%) and FORCE (39%). While in the observations, it is NWATL, contributing for 57% of the North Atlantic TC activity. The relative contribution of NWATL is clearly underestimated in the numerical results, for FORCE (24%) and even more in COUPLE (20%). Then SWATL is the sub-domain the most active after EATL for COUPLE (30%) and FORCE (26%) while for IBTrACS it is EATL (19%). For both observations and simulations CWATL contributes the least to North Atlantic TC activity with a percentage around 10%. This region is well represented by both simulations which present nearly the same percentage, 12% and 11% for COUPLE and FORCE respectively.

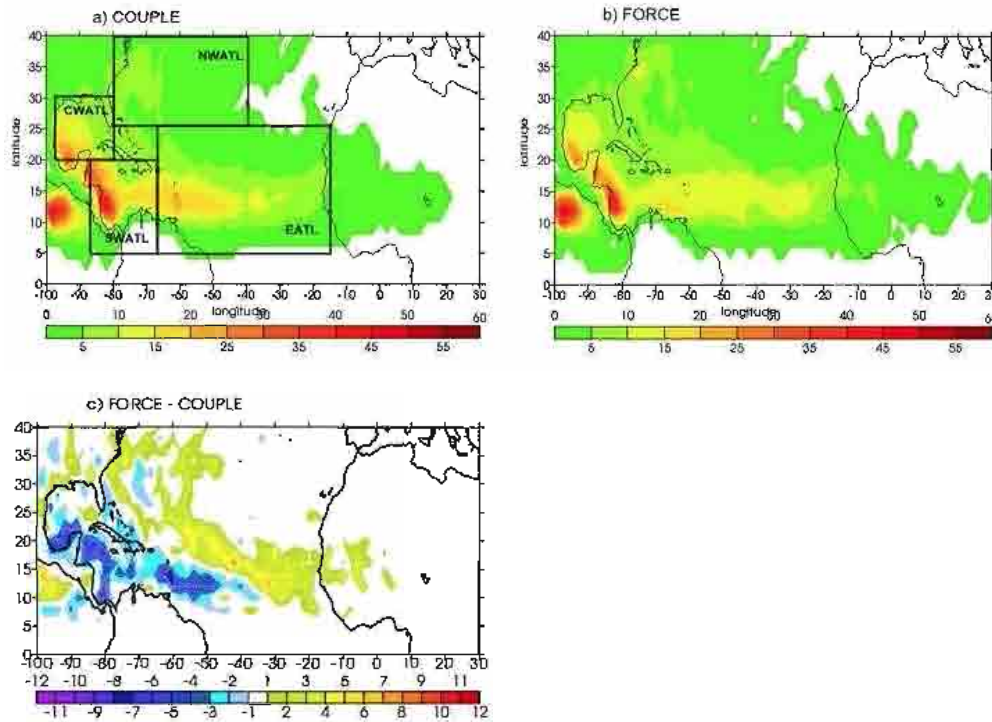


Figure 9 : Same as Fig. 2a, b and c but for FORCE and COUPLE over 107 years of simulation. Boxes indicate the sub-domains used in this study.

Fig. 9c highlights the differences in TC occurrences per 20 years in $2^\circ \times 2^\circ$ grid cells between the coupled and forced simulations (FORCE minus COUPLE). COUPLE is clearly more active over CWATL and SWATL, whereas FORCE is more active over EATL and NWATL. In this figure, it is appearing that TCs in FORCE experience an early recurvature and then move northward showing a different pattern of TC activity between COUPLE and FORCE which could be seen as a "east/west competition" between western and eastern North Atlantic basin. Before analysing deeper the differences between the coupled and forced simulations, one can wonder if these differences are significant. The same technique already used in section 4 (cf. Fig. 7) has been employed here. The difference in density of TC occurrences between FORCE and COUPLE has been derived per 20 years over a $10^\circ \times 10^\circ$ grid (Fig. 10a). The differences identified in Fig. 9c are still present in Fig. 10a. The "east / west competition" pattern already identified on Fig. 9c is even more visible in Fig. 10a. The reason for this pattern will be discussed further on. Then, Fig. 10b presents the level of significance of the differences. The difference between FORCE and COUPLE is clearly significant (over 95%) over the center of the Atlantic, the MDR and over some points in the eastern Florida coast.

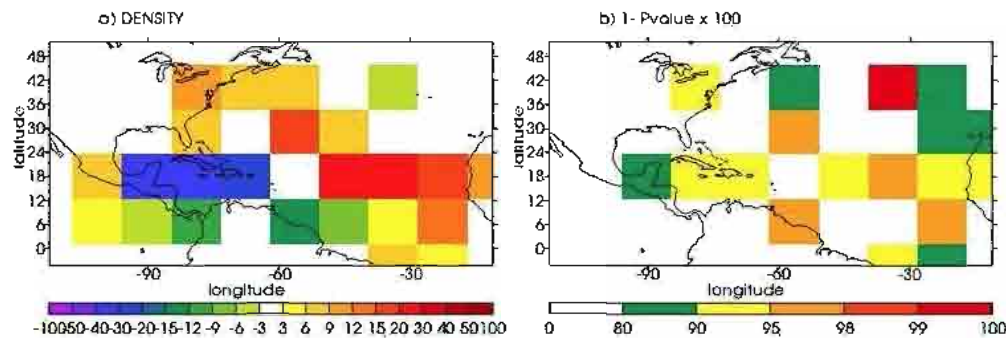


Figure 10 : Same as Fig. 7 but for FORCE and COUPLE over 107 years of simulation.

Table 2 indicates that one of the main contributions in the number of simulated TCs in COUPLE and FORCE comes from EATL. Fig. 9c also shows that, in this region, FORCE has a stronger TC activity than COUPLE. Furthermore, Fig. 10b showed that the difference between FORCE and COUPLE is significant over the MDR. Therefore, one can wonder whether AEWs play a role in this difference. Indeed, previous studies (e.g. Avila and Pasch 1992; Landsea 1993) demonstrated that, in observations, AEWs account for about 50-60% of all Atlantic tropical storms and minor hurricanes (categories 1 and 2), and nearly 85% of intense hurricanes (categories 4 and 5). Daloz *et al.* (2012) also showed that, for several CMIP-3 climate models, AEW and TC activities over the eastern part of the Atlantic basin are closely related.

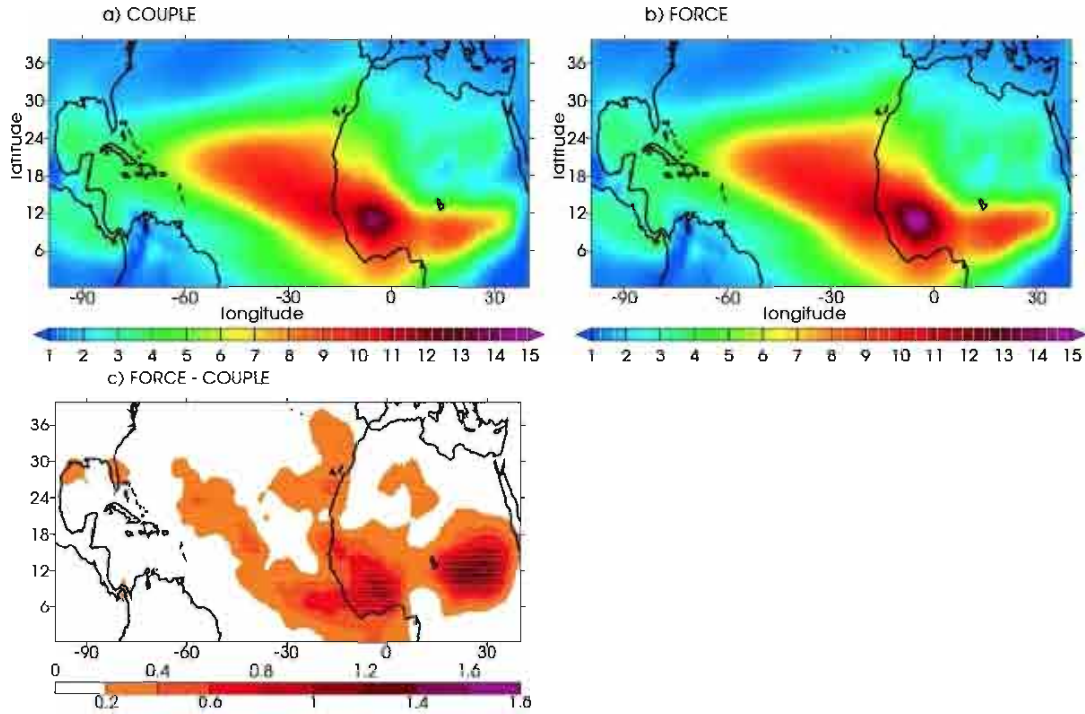


Figure 11 : Same as Fig. 3 but for FORCE and COUPLE over 107 years of simulation.

Fig. 11 shows the 2-6 days filtered meridional wind variance at 700 hPa for COUPLE (a) and FORCE (b) during the simulated 107 JAS seasons. Both simulations present a maximum extension from central Atlantic Ocean to the African Guinea coast. Over ocean, the maximum is located around 10°N to 25°N and from 20°W to 60°W. The activity is around 10 $m^2.s^{-2}$, except over the West African continent where it reaches 15 $m^2.s^{-2}$. Fig. 3d and e already presented the AEW activity for the reanalyses ERA-40 and NCEP-2 respectively, over the time period 1980-2000. The simulated AEW activity is clearly overestimated by FORCE and COUPLE in comparison with the reanalysis. The spatial structure of variance is similar to the reanalyses ones. Indeed, over the continent the activity is located near 10°N while over the ocean it is maximum at 20°N. One may notice the second maximum just offshore Dakar appearing in ERA-40. Fig. 11c presents the difference between FORCE and COUPLE in term of AEW activity. A significant difference (Fig. 11c) over the African continent and the near ocean indicates that FORCE is more active, even though the difference does not exceed 10%. Counting the waves passing over the West African continent (6-18°N; 0-10°W) shows nearly the same number of waves in COUPLE and FORCE. Therefore, the difference in AEW activity between COUPLE and FORCE seems to come from the intensity of the waves and not their number.

The difference in AEW activity is especially visible over the eastern part of Africa (10°N-30°E). Figure 12 presents the difference in variance of SST between FORCE and COUPLE over the North Atlantic basin and the Indian Ocean from 1909 to 2015. Instead of presenting the SST variance in COUPLE, the difference between FORCE and COUPLE has been derived in order to get rid of all other kind of variances. The highest differences between FORCE and COUPLE are over the West African coast, this point will be discussed later in this section, and over the Mediterranean Sea. In these areas, COUPLE presents a higher variance of SSTs than FORCE. Rowell (2003) also emphasized a possible link between the Mediterranean Sea and rainfall over Sahel. Fontaine *et al.* (2010) provided evidences that Mediterranean warm events are associated with more intense monsoon. Chauvin *et al.* (2009) also showed that the Saharan heat low is a bridge between the midlatitudes and the West African monsoon thanks to a propagative mode through North Africa and the Mediterranean Sea. They showed that the west phase of the Saharan heat low coincides with an increase of convection over eastern Africa. These papers suggest that the origin of the differences in AEW activity is more prone to come from the Mediterranean Sea than the Atlantic. Another region that could have an influence on this feature is the Indian Ocean however from what we see in Fig.12, it is difficult to conclude, the SST variance is weak in this area.

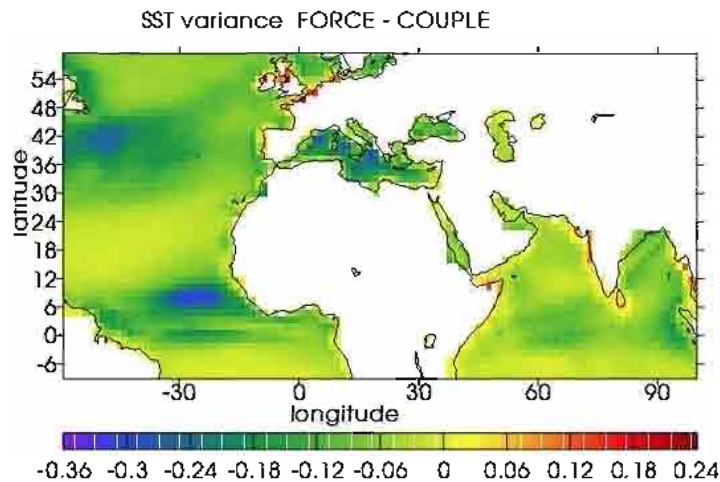


Figure 12 : Difference in variance of SST (°C) between FORCE and COUPLE over 1909-2015 over the North Atlantic and Indian oceans.

Coming back to Fig. 11, it reveals two interesting features. Firstly, the overestimated contribution of MDR for both simulations may be related to a higher AEW activity there (cf. Fig. 9). Caron *et al.* (2010) and Daloz *et al.* (2012) emphasized the influence of AEWs activity on TC activity over the MDR in climate models. Also, the higher TC activity over the eastern MDR for FORCE (cf. Fig. 9c) is certainly due to the higher AEW activity in the forced simulation. These results agree with the conclusions of Daloz *et al.* (2012) concerning the strong relationship between the AEWs and TC activity in the MDR from CMIP-3 model results. Secondly, although AEWs result mostly from continental processes, it seems that the ocean-atmosphere coupling has a moderating influence on their birth and/or development over the continent. Also, over the ocean, AEWs in COUPLE are cooling the SSTs, giving a less favorable environment for the development of TCs over the eastern MDR. These two last points are clearly illustrated by the Figure 13.

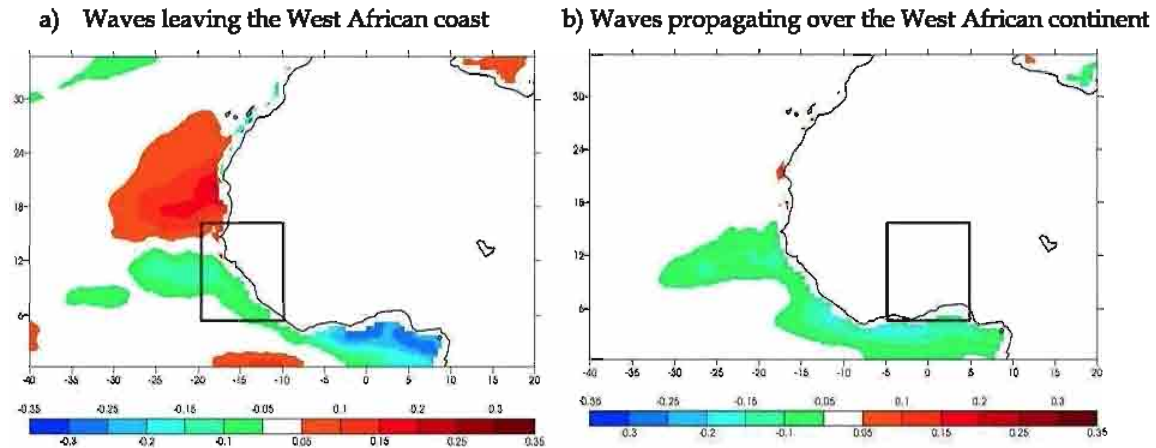


Figure 13 : Composites of SST ($^{\circ}\text{C}$) for COUPLE, difference between $t_0 + 5$ days and t_0 from 1909 to 2015 for the waves leaving the West African coast (a) and the waves propagating over the West African continent (b). The black boxes indicate the area the wave have to reach a maximum to be selected.

Figures 13a and 13b present composites of SST for COUPLE over the eastern North Atlantic Ocean and the West African continent for 1909 to 2015. The composites are realized as follows. Dates selected for the composite are chosen in such a way that northward wind at 850 hPa is higher than $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ over the black boxes indicated on the Figures. The threshold for the wind is arbitrary; it is good for selecting strong waves. For consecutive dates, only the first one is kept. The dates selected are designated as " t_0 ". The lag composites represent the difference between the times " $t_0 + 5$ days" and " t_0 ". In order to take in account the trends in the SST that are due to annual cycle, a trend has been calculated for each grid point and date over the period " $t_0 - 10$ days" and " $t_0 + 15$ days". Thus the corresponding trend is subtracted to the difference " $t_0 + 5$ days" minus " t_0 ". In Fig. 13a and 13b are not selecting the same waves. With a black box close to the West African coast, in Fig. 13a we are selecting the waves leaving the continent whereas in Fig. 13b, it is the waves propagating over the West African continent. Fig. 13a figure clearly shows that the interaction of the waves with the Atlantic SSTs leads to a cooling over near the African coast for the waves leaving the continent. Even if the values presented are quite small, this effect is certainly non-negligible. This point will be discussed later on. Fig. 13b shows that for the waves crossing the dateline the cooling is located over the Gulf of Guinea. The Gulf of Guinea is already known to be a key region for the African climate. This induced SST anomaly may feedback with the waves that generated it as well as successive ones. This may be an explanation for differences in AEW activities between FORCE and COUPLE (cf. Fig. 11c).

Figure 14 presents the difference between FORCE and COUPLE of density of TC genesis per 50 years in $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ grid cells over the North Atlantic basin for the 107 years of simulation. Fig. 14 clearly shows that FORCE produces more TCs in front of the West African coast than COUPLE. This is coherent with the results obtained in Fig. 11c and Fig. 13. In FORCE, higher AEW activity as well as no cooling effect offshore of Africa leads to more genesis in this region at the expense of westernmost Atlantic. This difference of pattern in TC genesis between FORCE and COUPLE could also give an explanation for the difference in localization (east / west competition) in density of TC occurrences from Fig. 9c. As Caron *et al.* (2010) and Murakami *et al.* (2010) already suggested the changes in TC activity mainly originates from changes in genesis locations. Counting the number of TCs moving through a line on the longitude 50°W (not presented here) showed that there are 30% more TCs going between 5°N - 15°N in COUPLE than in FORCE and inversely in the section 15° - 25°N . In FORCE, TCs are more prone to born in front of the West African coast and then can recurve earlier moving northward more frequently than in COUPLE. Whether cyclogenesis differences over the Gulf of

Mexico and the Caribbean Sea are linked with MDR or due to local feedbacks is not easy to investigate, but it may be suggested that AEWs in COUPLE are expected to reach the western side of the Atlantic more often than in FORCE for the reasons expected just ahead.

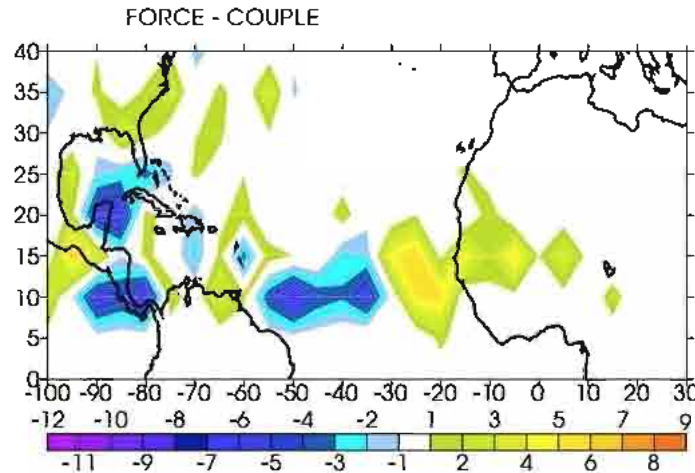


Figure 14 : Difference between FORCE and COUPLE in density of TC genesis per 50 years over 107 years of simulation over the North Atlantic basin.

6. Conclusions and Discussion

This manuscript examines the impact of the configuration of the stretched grid and the ocean-atmosphere coupling on TC activity over the North Atlantic basin. By studying the effects of different configurations of the variable-resolution atmospheric grid, the sensitivity of TC activity to a parameter of the convective scheme and more precisely to the convergence of humidity has been put into evidence. This study confirms an important finding of Chauvin *et al.* (2006) that the configuration of the convergence of humidity can clearly inhibit and nearly destroy all the TC activity over the North Atlantic basin.

It has been known since the 1960s that TCs leave a cold wake at the surface behind them (Leipper 1967), nevertheless the effect of the cooling of the SST on the TC activity at a climate scale has received little attention. In most of the studies, the atmosphere-ocean interaction was neglected using an active atmosphere and a passive ocean, such that any feedback effects were excluded a priori. This choice is explained partly by the computational costs of the simulations. In the last decades, most of the efforts in the GCMs have been done on the horizontal resolution; as a minimum resolution is necessary to study TCs. In this paper, we hope to suggest a new and different perspective for the study of TCs, combining a high resolution with an ocean-atmosphere coupling. Compared to the previous configurations of ARPEGE (Chauvin *et al.* 2006), the coupled and forced simulations are much more active over the eastern Atlantic. This is a step toward a more realistic TC climatology since previous configuration clearly underestimated the TC number over this region.

The impact of the coupling frequency on TC activity over the North Atlantic basin has been tested with simulations of 24 and 3 hours frequencies. It was found that with a 24 hours coupling frequency, the cooling effect due to a TC cannot feedback the TC itself since the system has already moved on when the effect of the cooler SST is brought back to the atmosphere. Nevertheless, the cooling effect due to the TC on the subsequent TCs is considered. Also, due to the twenty-four hours averaging effect of the moving TC, the intensity of the TC that inputs the ocean is probably

underestimated. The first interesting point is that increasing the coupling frequency decreases the number of occurrences of TCs. However, a major finding is that the spatial distribution itself is not modified. From these results and given the cost of simulations with 3 hours coupling frequency, 24 hours was kept. In future studies, with the increase of spatial resolution and / or the improvement of the representation of mechanisms like the convection, increasing the coupling frequency is recommended.

Through the Investigation of the impact of atmosphere-ocean coupling on TC activity over the North Atlantic basin, this study showed that the coupling impacts the spatial distribution of TC activity. The coupled simulation is more active in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico and western MDR, while the forced simulation is more active over a region east of the Floridian coast and over the eastern MDR.

The key role of the eastern Atlantic comes from two distinct features. The first one is the amplitude of the AEW activity. The forced simulation presents a higher activity than the coupled one, which is more favourable for the genesis of TCs. Secondly, due to the interactions between local SST and AEWs, in the coupled simulations, AEWs tends to cool the SSTs close to the West African coast, inhibiting the near African genesis. The resulting effect is that TCs develop farther west in the coupled simulation than in the forced simulation. This leads to a weaker activity near Carolina and over the Gulf of Mexico confirming the results from Murakami *et al.* (2010) and Caron *et al.* (2010). These papers showed that the spatial distribution of TC genesis over the North Atlantic basin highly influences the patterns of TC activity. TCs that formed close to the West African coast usually recurved earlier and move northward to the eastern Florida region. On the other hand, TCs that formed farther from the West African coast recurved later, moving to the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico. This statement is particularly important for the impact studies for local populations.

The main finding of this study is clearly that the eastern Atlantic is a crucial region for TCs and is very sensitive to atmosphere-ocean coupling. Whether this also impacts the response of TC activity to global warming will be the object of a coming paper.

Another teaching of this study is the importance of well simulating the West African climate, particularly AEWs, as well as its interaction with local and remote SSTs. Realism of Atlantic TC activity is clearly dependant on these features of the global climate and deserves deeper investigations in global simulations.

9. Réponse de l'activité cyclonique au changement climatique

Un état de l'art concernant le changement climatique et l'activité cyclonique a déjà été présenté en Introduction. Ce chapitre se contentera donc de présenter les résultats obtenus sur le bassin Nord Atlantique, dans les simulations couplée et forcée, pour les climats présent et futur.

9.1 Impact sur la distribution géographique des CT

Comme expliqué dans l'Introduction, sur le bassin Nord Atlantique des projections de modèles individuels ont montré des résultats divers. A l'aide d'un MCG à haute résolution (20 km) avec des TSM prescrites, Oouchi et al. (2006) prévoient une augmentation des CT sur le bassin Nord Atlantique alors que d'autres modèles prévoient une diminution de l'activité (Chauvin et al. 2006 ; Bengtsson et al. 2007 ; Gualdi et al. 2008 ; Knutson et al. 2008). Chauvin et al. 2006 utilisent un MCG à grille étirée permettant l'obtention d'une haute résolution sur l'océan Atlantique (60 km) avec une TSM prescrite. Knutson et al. (2008) utilisent un modèle régional de résolution 18 km avec des TSM prescrites. Bengtsson et al. (2007) et Gualdi et al. (2008) utilisent des MCG couplés de résolution 1.12° pour la grille atmosphérique. Finalement Murakami et Wang (2010) à l'aide d'un modèle forcé de résolution atmosphérique 20 km montrent que les différences en terme de fréquence de CT ne sont pas significatives à l'échelle du bassin Nord Atlantique. En revanche, ces variations sur des sous-domaines du bassin Nord Atlantique le sont. Ils notent une diminution de l'activité sur une zone couvrant la mer des Caraïbes et une augmentation sur certaines régions, en sortie d'Afrique (8°-20°N, 15°-50°W) ainsi qu'à l'est de la Floride (30-35°N, 65-80°W). Chauvin et al. (2006) montrent aussi une diminution de l'activité cyclonique sur la mer des Caraïbes et le Golfe du Mexique. Par contre, sur la MDR et en sortie d'Afrique, il leur est difficile de conclure étant donné le peu de CT développés dans ces zones. A l'est de la Floride, les résultats dépendent de l'anomalie de TSM prescrite dans les simulations futures.

La Figure 9.1 présente la densité d'occurrences de CT par 20 ans dans le climat présent, sur la période 1945-1994 sur le bassin Nord Atlantique pour les simulations présentes couplée (COUPLE PR, 9.1a) et forcée (FORCE PR, 9.1b). COUPLE PR et FORCE PR sont des simulations de même configuration que COUPLE et FORCE (cf. Annexe 1) respectivement, à la différence que le forçage par les gaz à effet de serre varie chaque année en suivant leurs concentrations observées. En premier lieu, on peut noter que les distributions géographiques des simulations présentes ressemblent aux distributions des simulations préindustrielles (cf. Chapitre 8) en terme de positionnement des zones d'activité. Nous allons réutiliser les sous-domaines définis dans le Chapitre 8 (NWATL, CWATL, SWATL et EATL) afin de faciliter l'analyse des résultats. Le Tableau 9.1 présente le nombre d'occurrences de CT par 20 ans pour les simulations en mode couplé et forcé dans le climat présent sur le bassin Nord Atlantique (NATL) et ses sous-domaines. Le Tableau 9.1 et les Figures 9.1a, b montrent que, comme pour les simulations préindustrielles (Chapitre 8), les sous-domaines les plus actifs sont SWATL et EATL. NWATL et CWATL présentent des contributions inférieures. La haute contribution d'EATL doit être nuancée par la grande taille de ce sous-domaine.

Avant de nous intéresser à la sensibilité au réchauffement climatique des simulations couplée et forcée, il nous a paru intéressant de comparer les différences entre les configurations couplée et forcée des simulations pré-industrielles du Chapitre 8 et présentes du Chapitre 9. La Figure 9.1c présente la différence entre les simulations FORCE PR et COUPLE PR sur la période 1945-1994 en nombre d'occurrences de CT par 20 ans sur le bassin Nord Atlantique. Cette figure est l'équivalent de la Figure 9c du Chapitre 8 pour FORCE et COUPLE, à la différence que dans le Chapitre 8 les analyses ont été réalisées sur 107 ans de simulation alors qu'ici elles ne couvrent que 50 ans. Pour l'interprétation des résultats, il est important de noter que l'échelle de la Figure 9c du chapitre 8 est légèrement différente de celle de la Figure 9.1c. En comparant la Figure 9.1c de ce chapitre et la Figure 9c du chapitre 8, on note :

- sur NWATL : les simulations préindustrielles et présentes s'accordent, l'activité cyclonique est plus forte dans le forcé que dans le couplé.
- Sur SWATL : les simulations préindustrielles et présentes s'accordent, l'activité cyclonique est plus forte dans le couplé que dans le forcé.
- Sur CWATL et EATL, on a clairement des résultats différents entre les simulations préindustrielles et présentes. Dans les simulations présentes, le couplé et le forcé ont globalement la même activité (table 9.1) alors que dans les simulations préindustrielles, une nette différence apparaissait, avec un bassin CWATL plus actif pour le couplé et une activité plus forte sur le bassin EATL pour le forcé.

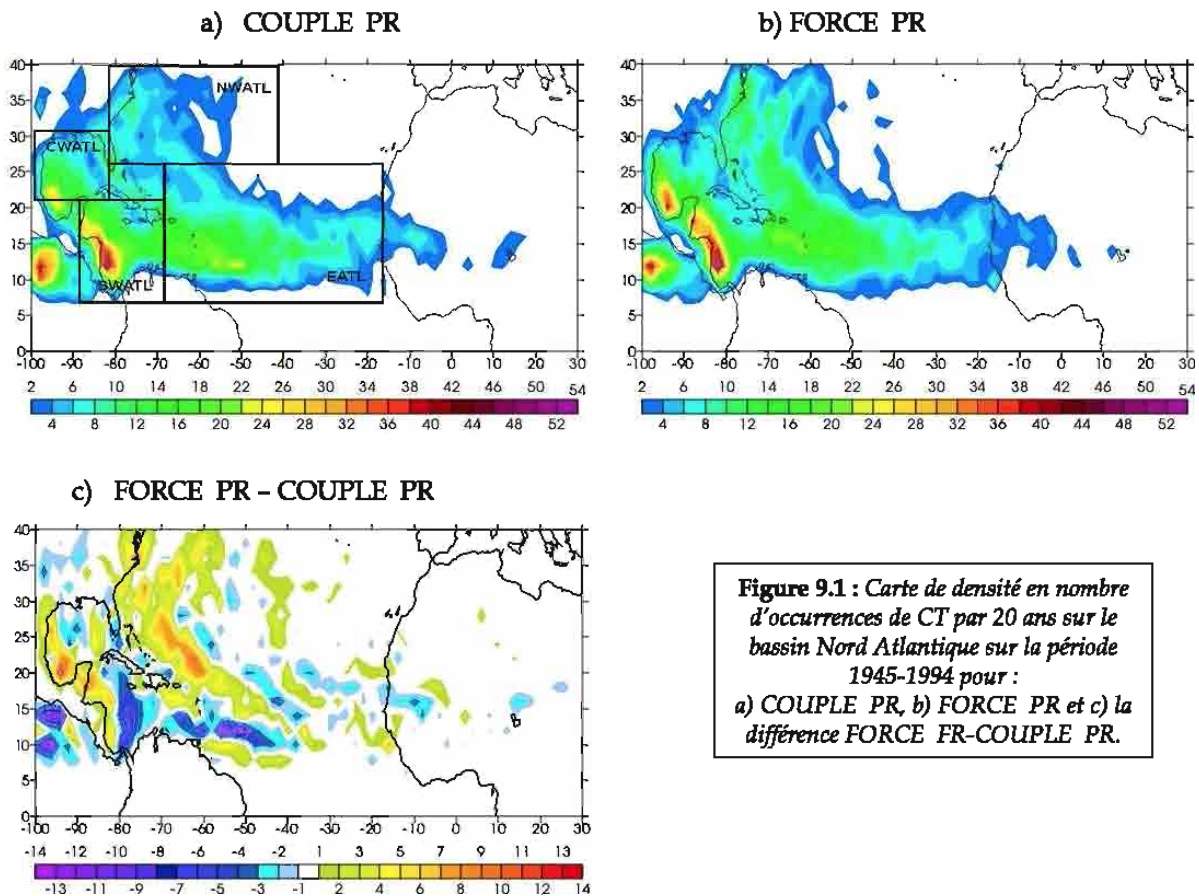


Figure 9.1 : Carte de densité en nombre d'occurrences de CT par 20 ans sur le bassin Nord Atlantique sur la période 1945-1994 pour :
a) COUPLE PR, b) FORCE PR et c) la différence FORCE PR-COUPLE PR.

En ce qui concerne EATL, certaines précisions peuvent être apportées en relation avec les résultats du chapitre précédent. En effet, on peut se poser à nouveau la question du lien entre l'activité cyclonique en sortie d'Afrique et l'activité des OEA. La comparaison des simulations présentes, couplée et forcée, montre une activité cyclonique en sortie d'Afrique sensiblement égale (+ 2 à 3% pour le couplé), alors que pour les simulations préindustrielles on avait une activité cyclonique plus forte avec le forcé qu'avec le couplé (cf. Chapitre 8, +20% pour le forcé). Quand on regarde l'activité des OEA correspondant sur la période présente (non présentée ici), on constate que, contrairement aux simulations préindustrielles (cf. Chapitre 8, + 10% pour le forcé), l'activité des OEA est légèrement plus élevée dans le couplé que dans le forcé (+ 3 à 4 % pour le couplé). Ainsi le forcé ne produit pas systématiquement plus d'OEA et donc plus d'activité cyclonique en sortie d'Afrique comme supposé dans le Chapitre 8. En revanche, comme montré dans le Chapitre 8, l'activité cyclonique et l'activité des OEA sont intimement liées. Le fait que le modèle couplé produise un peu plus d'OEA mais ne produise qu'une activité cyclonique égale à celle du forcé, n'est pas contradictoire avec cette hypothèse. En effet, dû à la rétroaction froide des TSM dans le couplé, il est probable que pour une même activité d'OEA développé dans le couplé et le forcé, le couplé produise moins de CT, à cause du refroidissement lié aux OEA précédentes, inhibiteur de l'activité cyclonique.

De manière plus générale, plusieurs hypothèses peuvent expliquer ces désaccords entre simulations présentes et préindustrielles, la première étant qu'une tendance dans les TSM existe déjà dans les simulations historiques. En regardant la différence de TSM entre COUPLE PR de 1945 à 1994 et COUPLE sur 107 ans de simulation (cf. Fig. 9.2), on note déjà des différences notables dans les structures de TSM. COUPLE PR est plus chaud que COUPLE sur l'ensemble du bassin Nord Atlantique avec des anomalies chaudes allant jusqu'à 1.2°C à l'exception des côtes Ouest Africaines où une anomalie froide de 0.2°C apparaît et des côtes du Canada, où cette anomalie froide atteint 0.4°C. Sur toute la MDR, l'anomalie chaude se situe entre 0.4 et 0.6°C. La seconde cause de différence pourrait être attribuée à un problème d'échantillonnage. En effet, dans le Chapitre 8, les comparaisons étaient effectuées sur 107 ans de simulations alors que pour les simulations présentes, nous n'avons que 50 ans. Comme nous l'avons déjà mentionné, la variabilité décennale de l'activité cyclonique peut largement influencer les comparaisons.

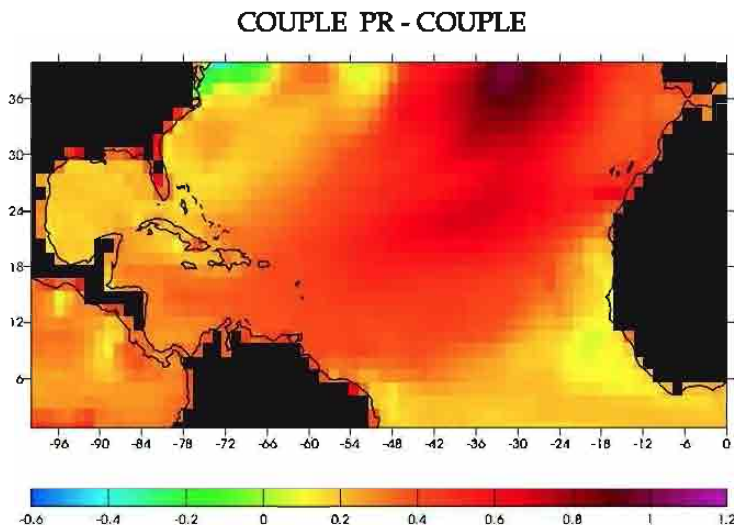


Figure 9.2 : Différence de la moyenne de TSM (°C) pour Juillet-Août-Septembre (JAS) entre COUPLE PR (1945-1994) et COUPLE (107 ans de simulations, cf. Chapitre 8).

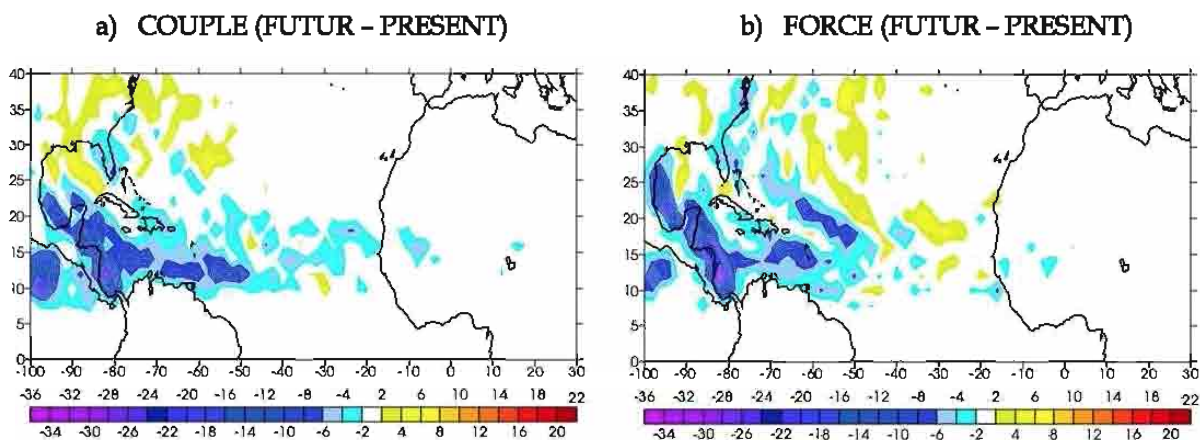


Figure 9.3 : Différence de densité en nombre d'occurrences de CT par 20 ans entre le climat futur (2045-2094) et présent (1945-1994) pour les simulations : a) couplées et b) forcées.

	COUPLE PR (1945-1994)	FORCE PR	COUPLE FUT (2045-2094)	FORCE FUT
NWATL	717	985	785 (+10%)	968 (-2%)
CWATL	362	385	325 (-11%)	277 (-29%)
SWATL	966	935	504 (-48%)	483 (-48%)
EATL	1211	1180	864 (-29%)	998 (-18%)
NATL	3256	3485	2478 (-24%)	2726 (-22%)

Tableau 9.1 : Nombre d'occurrences de CT par 20 ans pour les simulations présentes (1945-1994) COUPLE PR et FORCE PR, et futures (2045-2094) COUPLE FUT et FORCE FUT.

En ce qui concerne l'évolution de l'activité cyclonique avec le changement climatique, le Tableau 9.1 présente également le nombre d'occurrences de CT par 20 ans pour les simulations en modes couplé et forcé pour le climat futur sur le bassin Nord Atlantique (NATL) et ses sous-domaines. Le Tableau 9.1 montre que, à l'échelle du bassin Atlantique, le climat futur est associé à une activité cyclonique plus faible que le présent avec 3256 (3485 en forcé) occurrences de CT par 20 ans contre 2478 occurrences (2726 en forcé) de CT par 20 ans. On note également que l'écart entre couplé et forcé est moins fort dans le futur que dans le présent. Comme pour le présent, les sous-domaines les plus actifs sont SWATL et EATL (cf. Tableau 9.1) pour le couplé comme le forcé. Par contre, en ce qui concerne les changements respectifs dans chacun des sous-bassins, les résultats diffèrent entre le couplé et le forcé : l'augmentation de l'activité dans NWATL atteint 10% pour le couplé contre 2% seulement pour le forcé ; de même sur CWATL, le couplé montre une diminution de 11% alors qu'elle atteint 29% dans le forcé ; par contre sur SWATL où les changements les plus forts apparaissent, le forcé et le couplé montre la même diminution (-48%) ; enfin sur EATL, la décroissance de l'activité est plus marquée dans le couplé (-29%) que dans le forcé (-18%).

La Figure 9.3 présente la différence entre les climats futur et présent en mode couplé (a) et forcé (b). La simulation couplée présente une diminution de l'activité cyclonique sur tous les sous-domaines sauf sur NWATL ou la densité augmente (Tableau 9.1 et Figure 9.1c, d). Le forcé montre lui aussi une diminution sur tous les sous-domaines sauf NWATL (cf. Tab. 9.1 ; Fig. 9.1c, d) mais de manière un peu différente. En effet, sur CWATL et SWATL, la réponse au changement climatique est plus marquée pour le forcé que pour le couplé. Sur EATL, on observe la différence la plus notable entre le forcé et le couplé. Le couplé présente une diminution assez nette de l'activité (cf. Tab. 9.1, Fig. 9.1c) alors que le forcé représente cette diminution de manière beaucoup plus faible, voir sur certaines parties une augmentation.

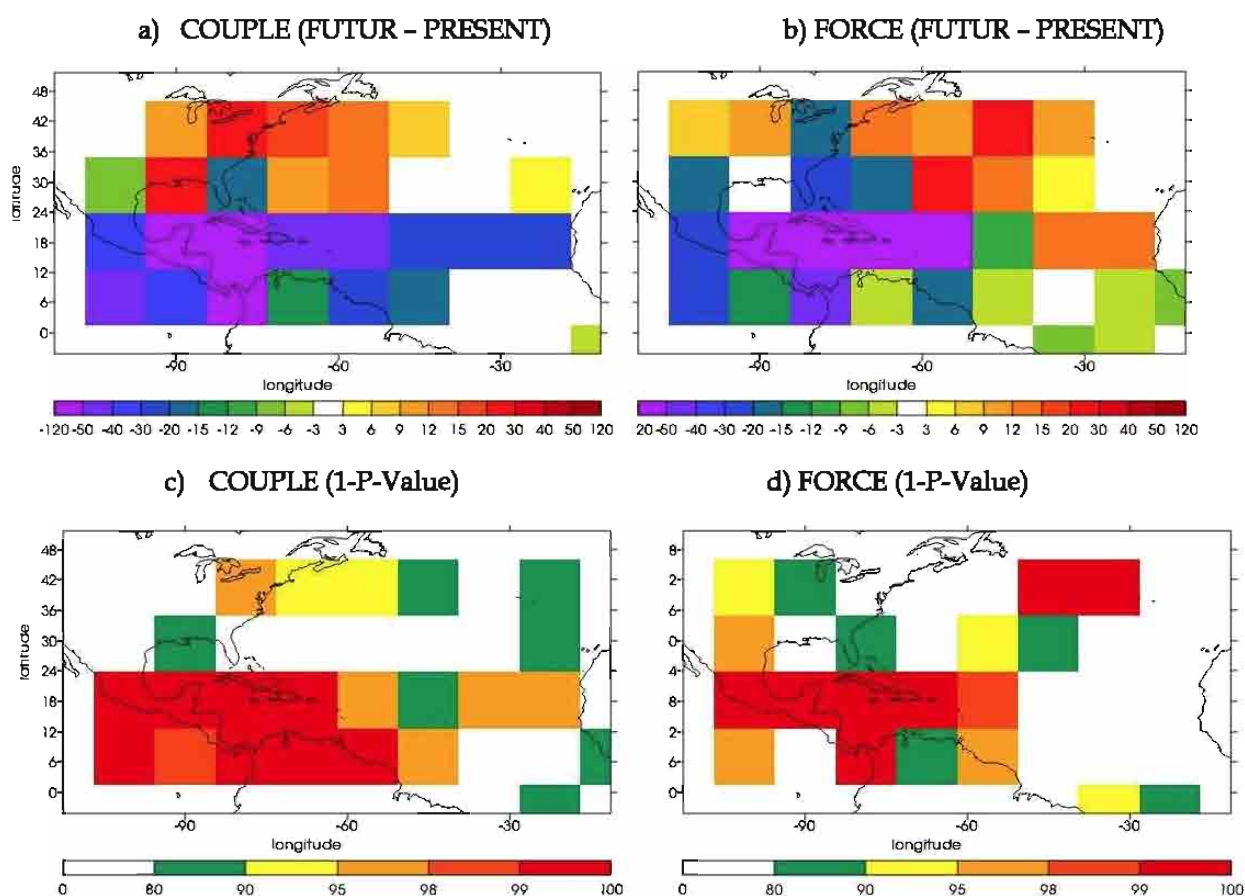


Figure 9.4 : (a) et (b), idem que la Figure 9.3 mais sur une grille de 10° par 10° en nombre d'occurrences par 20 ans. Les Figures (c) et (d) présentent le degré de significativité pour les différences (a) et (b).

Les Figures 9.4a et b présentent les cartes de densité de la Figure 9.3 sur une grille de 10° par 10° en nombre d'occurrences par 20 ans. Les Figures 9.3a et b et 9.4a et b présentent les mêmes dispositifs, avec une diminution globale de l'activité excepté à l'est de la Floride que ce soit dans le couplé ou le forcé. Comme dans le Chapitre 8, un test de significativité a été réalisé à partir de ces cartes. Les résultats de ce test sont présentés en Figure 9.4 pour les simulations couplées (c) et forcées (d). Pour le couplé comme le forcé, ce test semble indiquer une certaine confiance dans la diminution d'activité sur CWATL et SWATL, puisque

plusieurs carrés montrent des p-value supérieures à 90% dans ces zones. L'augmentation d'activité sur NWATL se trouve aussi dans des carrés indiquant des p-value supérieures à 90% pour les deux configurations. Cependant sur NWATL, les carrés dont les p-value indiquent des résultats significatifs sont décalés entre le couplé et le forcé. Le couplé (Fig. 9.4c) présente des résultats significatifs plus à l'ouest que le forcé (Fig. 9.4d). C'est aussi le cas de la zone où les CT augmentent dans le futur (Fig. 9.4 a et b). Sur EATL, la diminution observée au large de l'Afrique, dans le couplé, est significative à plus de 80%. Le forcé ne montre pas cette diminution.

En conclusion de cette partie, les résultats obtenus par le couplé sont cohérents avec ceux du forcé concernant l'évolution de la distribution géographique de l'activité dans un climat futur. De plus ces résultats sont en accord avec les études précédentes (Chauvin et al. 2007 ; Bengtsson et al. 2007 ; Gualdi et al. 2008 ; Knutson et al. 2008). On peut aussi ajouter que ces résultats sont significatifs sur beaucoup de sous-domaines du bassin Nord Atlantique. Les structures des changements ne sont, néanmoins, pas les mêmes, ce qui laisse penser que le couplage a un impact sur la réponse au réchauffement. Bien sûr, plus de simulations seraient nécessaires pour valider ces différences, mais si elles s'avéraient être robustes, cela supposerait que l'utilisation de la technologie forcée doit être progressivement abandonnée et que les efforts doivent se concentrer sur l'amélioration du système couplé.

9.2 Impact sur la nature des cyclones tropicaux

9.2.1 Pression minimum et vent maximum dans les cyclones tropicaux

Les études récentes indiquent que le changement climatique pourrait avoir pour effet de rendre les CT plus intenses en terme de vent ou de pression (Shen et al. 2000 ; Knutson et Tuleya 2004 ; Bengtsson et al. 2007). Sur le bassin Nord Atlantique, les mêmes conclusions sont obtenues par Bengtsson et al. (2007). En revanche Gualdi et al. (2008) et Chauvin et al. (2006) ne trouvent pas de résultats concluants en ce qui concerne l'intensité des CT dans le climat futur. Gualdi et al. (2008) attribuent cela à une représentation pas assez réaliste de l'intensité des CT.

La Figure 9.5 présente la distribution en PSM et en vent maximum pour le couplé (a, c) et le forcé (b, d) dans les climats présent et futur. La pression minimum à un point de la trajectoire du CT est calculée en prenant la valeur minimum dans un rayon de 750 km autour du centre du CT. Ensuite on prend la valeur minimum le long de la trajectoire. Chaque point qui contribue à cette distribution représente, par conséquent, le minimum de PSM sur chaque trajectoire relaxée (cf. Chapitre 3). Le même calcul est réalisé pour le vent maximum de la trajectoire (Figure 9.5c, d).

4% (5%) des CT du couplé (forcé) atteignent au moins 990 hPa (Fig. 5a, b), dans le climat présent. Les CT dans la simulation forcée tendent à creuser un peu plus que dans le couplé. Les Figures 9.5 (a, b) montrent que le couplé et le forcé s'accordent sur l'évolution des CT en terme de creusement. De 4% (5%) pour le couplé (forcé) dans le présent on passe à 21 % dans le futur pour les deux configurations. Le couplé et le forcé montrent donc un décalage de la distribution vers des pressions plus basses dans le climat futur.

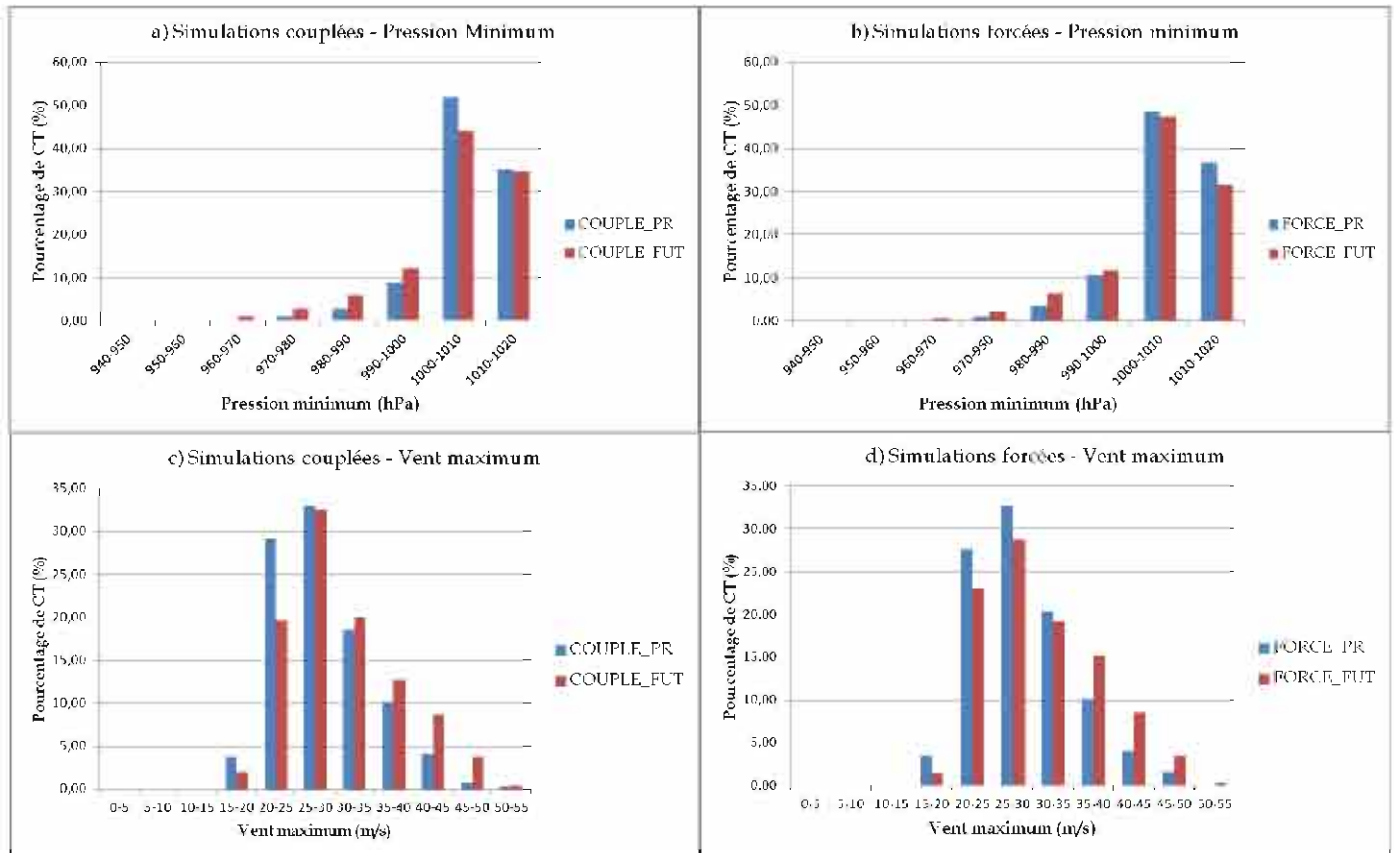


Figure 9.5 : Distribution en pression minimum (hPa) pour les simulations : a) couplées et b) forcées dans les climats présent (1945-1994 ; bleu) et futur (2045-2094 ; violet). Idem c) et d) mais pour la vitesse maximum (m/s).

En ce qui concerne le vent maximum dans les CT (Figure 9.5c, d), le couplé et le forcé montrent également une intensification. Si on considère le cumul des pourcentages des CT dont le vent maximum le long de la trajectoire est supérieur à 40 m.s⁻¹, celui-ci est de 5% dans le couplé et de 6% dans le forcé pour le climat présent. Dans le climat futur, cette proportion passe à 13% (12%) pour le couplé (forcé). De la même manière que pour les pressions (cf. Figure 9.5a, b), les CT ont tendance à être plus intenses dans le forcé et le couplé dans le climat futur.

Ainsi, les deux simulations s'accordent avec la littérature et les conclusions du GIEC (2007) sur le fait que dans un climat futur, les CT seront plus intenses en termes de pression ou de vent maximum. Ceci un résultat nouveau pour le modèle ARPEGE-Climat puisque Chauvin et al. (2006) n'avaient rien trouvé de probant sur l'augmentation de l'intensité des CT. Il faut néanmoins rappeler que dans leur étude, les comparaisons avaient été effectuées sur les intensités moyennes, alors qu'ici, c'est la distribution des vents ou des pressions qui sont étudiées et plus particulièrement les valeurs qui se trouvent en queue de distribution. Cela est également en accord avec les résultats des études passées qui avaient mis en avant que les cyclones intenses seraient plus intenses (GIEC 2007).

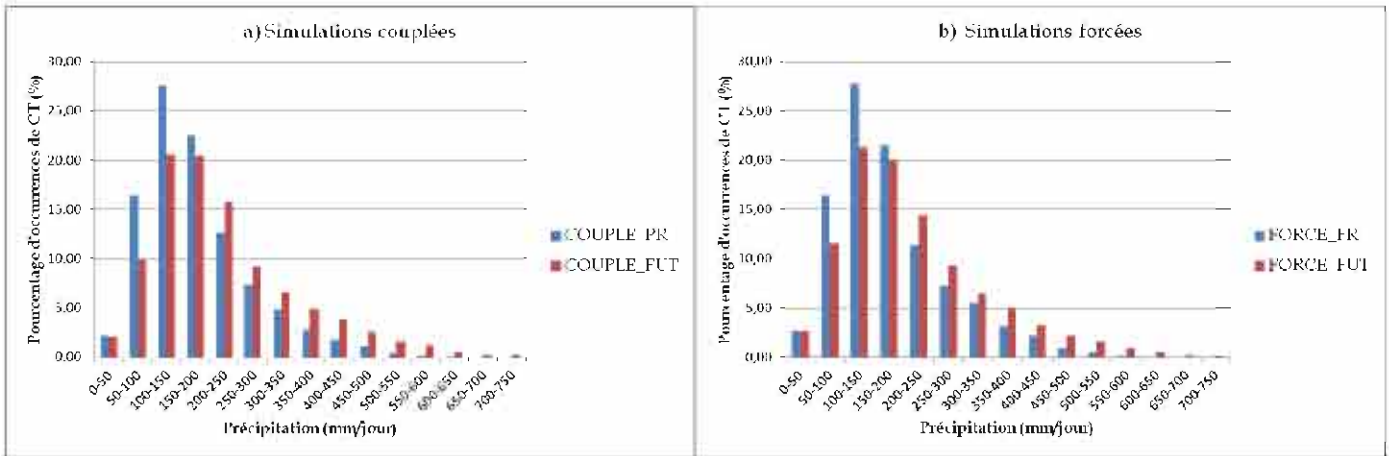


Figure 9.6 : Distribution des précipitations cycloniques maximale (mm.jour⁻¹) pour les simulations : a) couplée et b) forcée dans les climats présent (bleu) et futur (violet).

9.2.2 Les précipitations cycloniques

Au niveau de l'évolution des précipitations cycloniques, les résultats récents tendent à montrer une augmentation sur le bassin Nord Atlantique (Chauvin et al. 2006 ; Gualdi et al. 2008 ; Knutson et al. 2008) ou dans l'hémisphère Nord (Bengtsson et al. 2007).

La Figure 9.6 présente la distribution des précipitations cycloniques dans les simulations couplée (a) et forcée (b) pour les climats présent et futur. A chaque point de la trajectoire non relaxée du CT, on prend une boîte de 10° par 10° autour de ce point, considéré comme le centre du CT. On considère que les précipitations dans cette boîte sont associées au CT et on prend le maximum de précipitations dans chaque boîte de la trajectoire.

Les Figures 9.6a, b montrent, tout d'abord, que les distributions des précipitations cycloniques sur le bassin Nord Atlantique sont très proches entre le couplé et le forcé pour le climat présent. En effet, on observe un pic de la distribution autour de 150-200 mm.jour⁻¹ dans les deux simulations. De même les valeurs extrêmes atteignent entre 700 et 750 mm.jour⁻¹ dans les deux configurations. Pour le futur, on observe un décalage de la distribution des précipitations vers des valeurs plus fortes. Si, de la même manière que pour la PSM ou le vent maximum, on cumule le pourcentage de points de CT atteignant au moins 300 mm.jour⁻¹, on obtient pour le couplé (forcé) dans le climat présent 14% (20%) des points de CT pour les deux configurations. Pour le futur, ces proportions passent à environ 20% (22%) pour le couplé (forcé). L'augmentation des pluies est donc bien marquée pour le couplé mais très peu dans le forcé. L'augmentation des précipitations cycloniques est en accord avec les études précédentes réalisées sur ce sujet (Chauvin et al. 2006 ; Gualdi et al. 2008).

En complément des Figures 9.5 et 9.6, des composites des CT non-relaxés (cf. Chapitre 3) ont été réalisés pour ces deux simulations en Figure 9.7. De tels composites avaient déjà été présentés dans le Chapitre 7. Dans le cas de la Figure 9.7, les composites présentent la différence entre les climats futur et présent pour les simulations couplées et forcées de variables associées aux CT. Mais avant de s'intéresser aux résultats de ces composites, il est nécessaire de préciser qu'un test de significativité a été réalisé sur les différences observées

entre les climats présent et futur. Il faut rappeler que la figure 9.7 est un composite de toutes les occurrences de CT sur l'ensemble de la période considérée. On dispose dans chaque échantillon de plusieurs milliers de situations. Pour appliquer un test de comparaison entre deux « grands échantillons » (Saporta 2006), il est nécessaire d'avoir des données indépendantes. Ce n'est pas le cas ici, puisque toutes les occurrences successives d'une trajectoire sont liées entre elles. Pour approcher le nombre équivalent de données indépendantes, on peut considérer que chaque trajectoire est indépendante l'une de l'autre. Ainsi, si on divise l'ensemble des situations par la durée moyenne d'une trajectoire, on pourra considérer que le résultat approchera ce nombre équivalent. En fait, ce nombre n'est autre que le nombre de CT dans la simulation. Ainsi, à raison d'environ 10 CT par an sur une période de 50 ans, une simulation présente ou future possède environ 500 éléments indépendants par échantillon. On se trouve bien dans les conditions d'applications des tests de comparaison des moyennes de deux grands échantillons. Le test s'effectue en considérant les moyennes théoriques associées au deux échantillons. Le théorème central limite stipule que la moyenne théorique associée à un échantillon suit une loi normale dont la variance est celle de l'échantillon divisée par la taille de celle-ci. A l'aide de ce théorème, on peut construire la statistique en supposant que les moyennes théoriques associées aux deux échantillons sont égales et ainsi construire l'intervalle de confiance associé à la différence des moyennes calculées sur les échantillons. En comparant la valeur réelle de la différence des moyennes à l'intervalle de confiance, on peut ou non rejeter l'hypothèse initiale, avec une confiance choisie. La ligne noire sur les figures indique la zone à l'intérieur de laquelle les résultats sont significatifs à 95%. Autrement dit, à l'intérieur de cette ligne il y a moins de 5% de chances que l'hypothèse d'égalité des moyennes soit vérifiée.

La Figure 9.7 présente les composites des différences entre les climats futur et présent en précipitations pour les simulations couplée (a) et forcée (b) sur le bassin Nord Atlantique. Comme montré en Figure 9.6, les simulations couplée et forcée s'accordent pour une augmentation des précipitations cycloniques dans le futur et ce résultat est significatif pour les deux configurations. De même qu'en Figure 9.5, les CT dans le futur présentent une diminution significative de la pression mer au centre du CT associée à une augmentation autour (Fig. 9.7c et d). Les vents zonaux en surface (Fig. 9.7e et f) montrent également une intensification significative au sud du CT et les vents méridiens en surface (Fig. 9.7g et h) à l'Ouest. On peut remarquer également que les différences entre les climats présent et futur sont plus marquées dans le couplé que dans le forcé. Cette différence se voit sur les quatre variables montrées dans la figure 9.7. Cela indique qu'une plus grande partie du réchauffement anthropique est utilisée à l'intensification des CT. Cela se comprend si on se rappelle que les simulations forcées l'ont été par des TSM lissées temporellement. Ainsi, dans les simulations couplées, les CT voient localement des TSM plus variables, parfois plus chaudes, parfois plus froides que leur pendant forcé. Hors, une anomalie chaude permet un dégagement d'énergie dans le CT qui n'a probablement pas son symétrique pour une anomalie froide. Cela peut expliquer l'intensification plus forte des CT dans le couplé. En terme de pluies cycloniques, la différence est majeure et renforce l'idée que les pluies dans les cyclones futurs devraient être plus intenses. L'augmentation des pluies, dans le couplé, est presque 50% plus forte que celle obtenue dans le forcé. Ainsi, pour les deux simulations qui voient, en moyenne, le même réchauffement, les effets induits sont très différents. La variabilité des TSM autour de leur état moyen, induit, dans le couplé, une réponse plus forte de la nature des CT. Ce résultat est très important à prendre en compte pour les études futures. En terme de protection des populations, cela n'est pas sans conséquences.

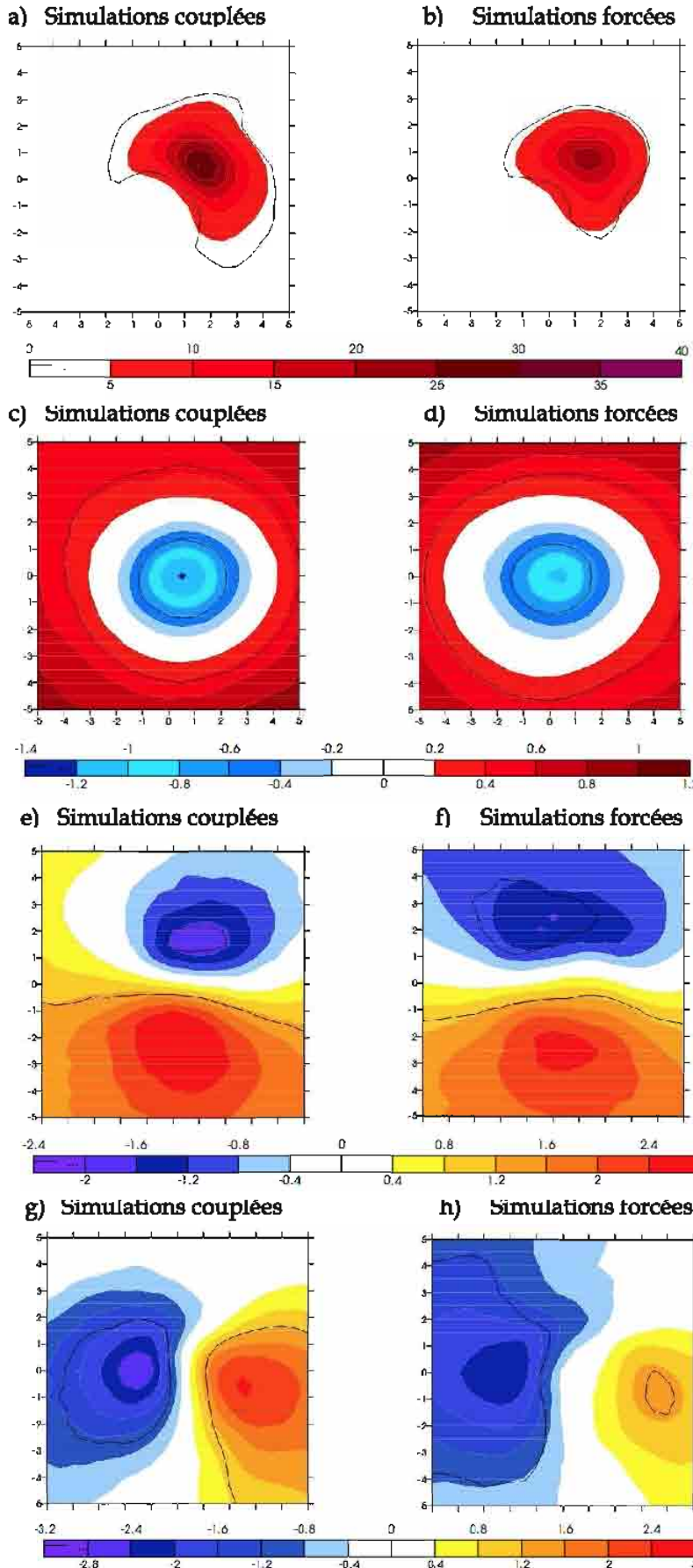


Figure 9.7 : Composites de la différence entre les climats futur et présent de la précipitation (mm.jour^{-1}) pour :
 a) les simulations couplées et b) les simulations forcées.
 Idem pour pression moyenne au niveau de la mer (PSM ; hPa) en c) et d).
 Idem pour le vent zonal en surface (m.s^{-1}) en e) et f). Idem pour le vent méridien (m.s^{-1}) en g) et h).
 Le trait en noir, indique la zone où les résultats sont significatifs.

9.3 Impact sur la réponse océanique

Les résultats qui vont être présentés maintenant ne concernent que le modèle en configuration couplée (COUPLE PR) puisque l'interaction entre l'atmosphère et l'océan n'existe pas dans la configuration forcée. Comme expliqué dans l'Introduction, au passage d'un CT on observe la formation d'un sillage froid dû à la remontée d'eaux plus ou moins profondes vers la surface de l'océan. Cette remontée d'eau froide à la surface, au cœur du CT, peut avoir un effet important sur son intensité (Bender et al. 1993 ; Schade et Emanuel 1998 ; Emanuel 1999 ; Bender et Ginis 2000 ; Emanuel 2003), en limitant les échanges océan-atmosphère. De plus, le sillage froid pourra impacter les CT ultérieurs qui seraient amenés à passer au dessus de cette anomalie froide. Il faut rappeler, néanmoins que le premier effet de la rétroaction de l'océan sur le CT est, de par la configuration adoptée ici, limité par la fréquence de couplage de 24h. Par contre, l'effet du cyclone sur l'océan peut être comparé aux observations car il n'est pas sous-estimé.

9.3.1 Profondeur de la couche de mélange

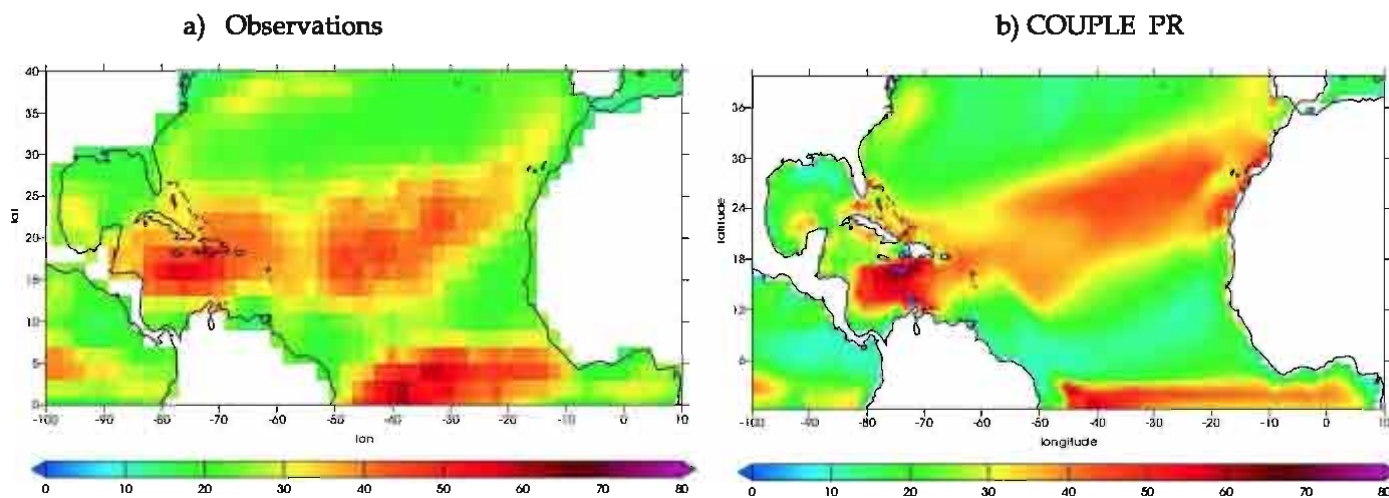


Figure 9.8 : Moyenne sur Juillet-Août-Septembre de la profondeur de couche de mélange (mètre) sur la période 1945-1994 sur le bassin Nord Atlantique pour : a) Observations de Boyer-Montégut et b) la simulation COUPLE PR.

La Figure 9.8 présente la climatologie de la profondeur de couche de mélange pour les observations (a ; De Boyer-Montégut et al. 2004) et pour la simulation couplée (b) sur le bassin Nord Atlantique de 1945 à 1994 pour la saison Juillet-Août-Septembre (JAS). Les observations (Fig. 9.8a) montrent des maximums de profondeur de couche de mélange sur la mer des Caraïbes, au centre du bassin Nord Atlantique (10°-30°N ; 20°-60°W) et proche de l'Equateur (0°-5°N ; 10°-50°W). Les deux premiers maxima atteignent des valeurs autour de 55 mètres de profondeur alors que le dernier est proche de 70 mètres. Dans le reste du bassin, sur le sud de la MDR et le Golfe du Mexique, la couche de mélange est très fine à cette saison atteignant seulement 20 mètres de profondeur. La simulation couplée (Fig. 9.8b) localise bien les maxima identifiés dans les observations et si l'on excepte une surestimation dans la mer des Caraïbes, l'amplitude est bien représentée par la simulation couplée. Il faut noter,

néanmoins, un décalage vers le Nord de la zone de couches profondes et une sous-estimation de la profondeur sur la MDR et le Nord du Golfe du Mexique.

Afin d'étudier l'impact de l'activité cyclonique sur l'océan, on s'intéresse au mélange vertical induit par le passage des CT. La Figure 9.9a présente l'anomalie de profondeur de couche de mélange induite par les CT sur le bassin Nord Atlantique de 1945 à 1994. L'anomalie de profondeur de la couche de mélange est calculée comme la différence en chaque point de la trajectoire d'un CT, sur une boîte de 10° par 10° centrée sur le CT, entre la profondeur de couche de mélange avant le passage du CT (moyennée entre -10 et -5 jours) et celle au moment du passage du CT (moyennée entre 0 et +1 jour). La Figure 9.9a montre que l'anomalie de couche de mélange induite par les CT est non négligeable. Elle atteint des valeurs supérieures à 20 m sur une large zone qui comprend, le Golfe du Mexique, la mer des Caraïbes et l'Atlantique entre 25 et 35°N . Sur le Nord de la mer des Caraïbes, où la climatologie (cf. Fig. 9.8b) montre une profondeur moyenne limitée entre 20 et 30 m, le mélange dû au passage des CT contribue à doubler la profondeur de la couche. Et ceci est également vrai sur le Golfe du Mexique, la partie Nord de l'Atlantique tropical et en sortie d'Afrique, où les couches de mélanges climatologiques ne dépassent guère 25 mètres et qui voient leur profondeur plus que doubler.

La Figure 9.9b présente la différence d'approfondissement de la couche de mélange entre le climat futur (2045-2094) et le climat présent sur le bassin Nord Atlantique. Généralement, sauf sur une région en sortie d'Afrique (15° - 45°W , 5° - 20°N) où l'effet du CT tend à diminuer dans le futur, on observe une augmentation de l'effet du CT sur la couche de mélange. Cette augmentation est en accord avec l'augmentation de l'intensité des CT dans le climat futur (cf. section 9.2.1). Etant donné que le mélange induit au passage d'un CT est proportionnel son intensité (Emanuel 1986, 1995, 2003 ; Powell et al. 2003 ; Donelan et al. 2004 ; Black et al. 2006 ; Samson et al. 2009), il n'est pas étonnant de voir cet effet augmenter dans le climat futur. Dans le cas de la zone située en sortie d'Afrique, la diminution de l'effet des CT sur la profondeur de la couche de mélange dans le climat futur suggère que, dans cette zone, l'intensité des CT détectés a diminué. Cela peut également provenir d'un problème de fluctuation d'échantillonnage car le nombre de CT détectés dans cette région n'est pas très grand.

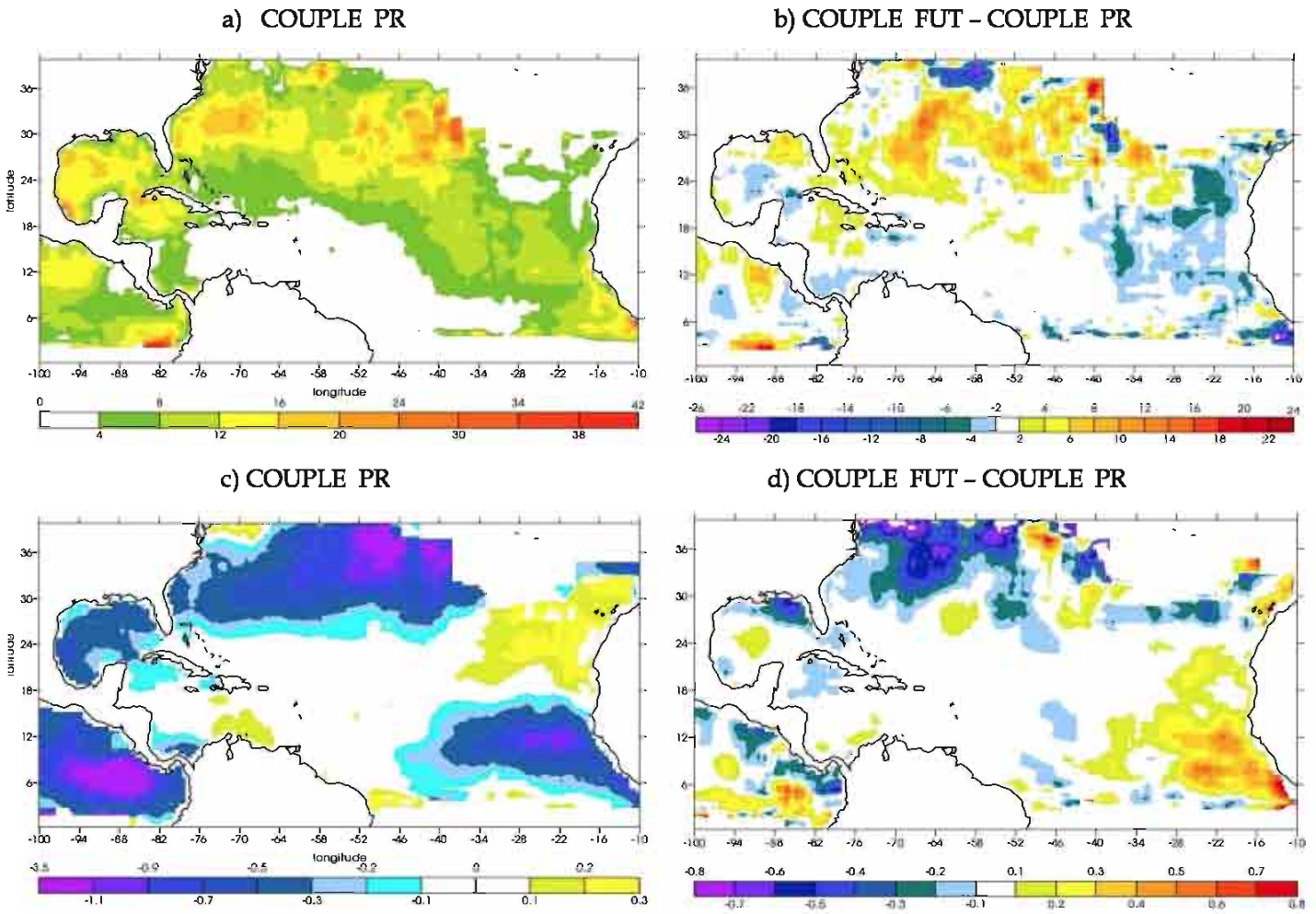


Figure 9.9 : Profondeur de couche de mélange (mètre) induite par les CT dans la simulation couplée XPP sur le bassin Nord Atlantique pour : a) le climat présent (1945-1994) et b) la différence climat futur (2045-2094) - présent. Idem pour c) et d) mais pour le refroidissement induit pas les CT.

9.3.2 Températures de Surface de la mer

Les biais concernant la TSM ont été présentés dans le Chapitre 2. On rappelle tout de même qu'un biais froid existe dans l'Atlantique Nord, pouvant atteindre 3°C sur le Nord du bassin.

La Figure 9.9c présente l'anomalie de TSM induite par le passage des CT. L'anomalie est calculée de la même manière que pour la couche de mélange, excepté que la différence se fait entre la moyenne de 1 à 5 jours après le passage du CT et celle 5 à 10 jours avant. Le fait que le calcul de l'anomalie induite par la couche de mélange et la TSM n'a pas été conduit de la même façon s'explique par le fait que les deux mécanismes en jeu ne se produisent pas au même moment. En effet, nous avons remarqué que, bien que le mélange se produise quasiment simultanément au passage du CT, l'anomalie de TSM induite est retardée, le temps que le mélange agisse sur l'ensemble de la couche. En moyenne, le refroidissement induit par le CT atteint 1°C. Cependant l'étude de cas individuels a montré des refroidissements atteignant 1°C à 4°C. Un exemple de ce genre d'étude est donné en

Figure 9.10. Elle montre le refroidissement induit par le passage de deux CT, l'un sur l'océan Atlantique, l'autre sur le Pacifique Est. Le refroidissement induit par ces CT est de 2°C pour celui de l'Atlantique et 3°C pour celui du Pacifique. Ce résultat est cohérent avec les conclusions de Price (1981) qui présente des valeurs allant de 1° à 6°C. On peut remarquer la cohérence entre les figures 9.9a et 9.9c, même si, par endroits, l'approfondissement de la couche mélangée n'induit pas forcément une anomalie de TSM proportionnelle. C'est le cas, par exemple du Nord de la mer des Caraïbes, où le fort mélange, atteignant un approfondissement de l'ordre de 30m se traduit par une faible anomalie de moins de 0.3°C. En revanche, sur l'Atlantique Nord et la sortie d'Afrique, les anomalies de TSM induites par de forts approfondissements sont importantes, ceci s'explique par le fait que la thermocline est plus proche de la surface dans ces régions, le mélange va donc ramener plus d'eau froide à la surface. En moyenne, le refroidissement par les CT, sur le bassin Atlantique, est relativement modéré. Pour expliquer cela, on peut encore invoquer la faible fréquence de couplage entre l'atmosphère et l'océan, qui a pour effet de minimiser les flux moyens vus par l'océan. En effet, sur 24 heures, le CT ayant pu se déplacer de plusieurs centaines de kilomètres, la nature des vents rencontrés en un point donné peut être très variée. Ceux-ci ont même pu s'inverser si l'œil du CT est passé au-dessus du point. Ainsi, la moyenne sur 24h des vents cycloniques, la seule que l'océan recevra, aura une intensité plus faible que les vents réellement atteints au cours de la journée. Ainsi, on peut imaginer que le mélange résultant de ces vents lissés est moindre que l'effet cumulé des mélanges qui auraient été induits par les vents forts rencontrés au cours de la journée.

On peut remarquer, sur les figures 9.9a et 9.9c, que le refroidissement au centre de l'Atlantique (Fig. 9.9c) est situé plus au Nord que l'approfondissement de la couche de mélange associée (au delà de 25°N). Ce décalage est très certainement lié à la différence de stratification océanique entre le centre et le Nord de l'Atlantique. La thermocline est plus proche de la surface dans le Nord de l'Atlantique, au niveau du Gulf Stream, le mélange va donc certainement amener plus d'eau froide en surface qu'au centre de l'Atlantique.

Refroidissement induit par des CT

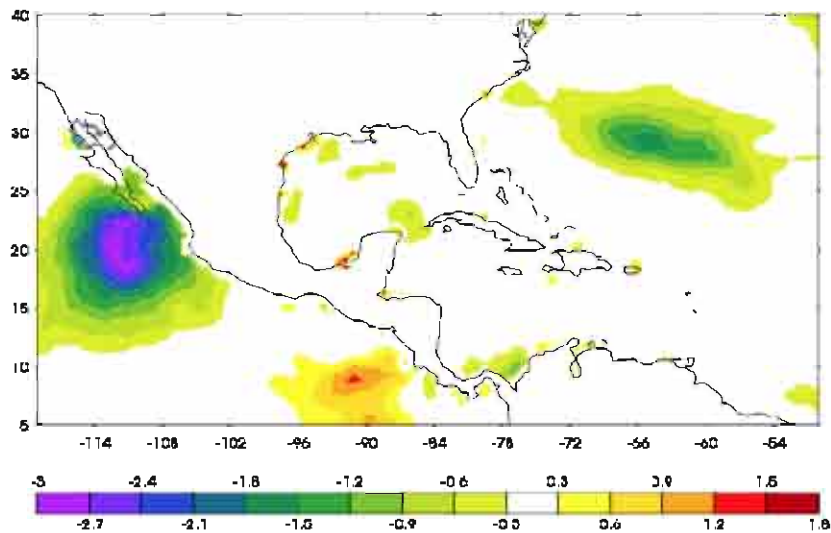


Figure 9.10 : Différence entre les TSM (°C) moyennées entre le temps t_0 de maximum de vorticité du CT plus 3 jours ($t_0 + 3$ jours) et ($t_0 - 3$ jours) dans une simulation couplée du type PIC.

La figure 9.9d présente la différence en anomalie de TSM entre le climat futur (2045-2094) et le climat présent. On peut remarquer la bonne cohérence entre cette figure et la Figure 9.9b, excepté sur la mer des Caraïbes. En sortie d'Afrique, où la Figure 9.9b montrait une diminution de l'effet des CT sur la profondeur de la couche de mélange on a parallèlement un refroidissement plus faible de l'anomalie de TSM, ce qui se traduit par une anomalie positive atteignant 0.8°C . Sur le centre de l'Atlantique, l'augmentation de l'anomalie de couche de mélange est associée à un refroidissement atteignant également 0.8°C , ce qui est encore cohérent. Par contre au niveau de la mer des Caraïbes, l'effet induit sur le refroidissement de la TSM n'est pas aussi marqué que ne pouvait le laisser supposer l'effet sur la couche de mélange. Il faut probablement voir dans la profondeur climatologique de la couche de mélange la raison de cet effet réduit. En effet, même si l'effet des CT sur la profondeur de la couche de mélange augmente dans le futur, la masse d'eau supplémentaire mise en jeu est faible comparée à la climatologie. Cette différence d'une dizaine de mètres rapportée à 80m (Fig. 9.9b) ne permet pas, finalement, un mélange si important entre eaux froides et chaudes et l'anomalie de TSM induite n'est pas très marquée.

En conclusion de cette partie, on a pu mettre en évidence que le modèle simule correctement la climatologie de la couche de mélange et que l'effet connu des CT sur celle-ci y est bien représenté. Le lien entre l'effet des CT sur la profondeur de la couche mélangée et l'anomalie de TSM induite n'est pas forcément linéaire. Il dépend de la stratification sous la couche mélangée. De plus, on a pu constater que l'effet du réchauffement sur l'est de la MDR était opposé à celui du reste du bassin. Quels processus sont-ils mis en jeu dans ce comportement ? Est-ce un effet réel ou un artefact dû à un sous-échantillonnage de cette région. Pour le moment, faute de temps pour analyser ce point particulier, c'est une question qui reste en suspens.

10. Conclusion

Le travail accompli au cours de cette thèse a permis d'étudier de manière approfondie l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique dans les modèles de climat, en s'intéressant à ses prédicteurs, sa sensibilité au couplage océan-atmosphère ainsi qu'à d'autres paramètres du modèle. Sa sensibilité au réchauffement climatique a pu également être abordée, en modes couplé et forcé.

L'étude de l'activité cyclonique à l'échelle climatique a longtemps été rendue difficile par la faible résolution des modèles de climat. L'étude concernant les modèles du programme d'intercomparaison TC-MIP en est une illustration. La faible résolution horizontale de la majeure partie des MCG de TC-MIP, entre 1° et 2.5°, est certainement une des raisons de la sous-estimation importante de l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique et plus précisément sur la MDR. Afin de remédier à ce problème, nous avons fait le choix d'utiliser la version basculée-étirée de la composante atmosphérique du MCG CNRM-CM5 (ARPEGE-Climat). Cette configuration a permis d'atteindre une résolution spatiale de la grille atmosphérique comprise entre 60 et 100 km sur le bassin Nord Atlantique. L'activité cyclonique étant, de plus, très sensible à la surface océanique, ARPEGE-Climat a été couplé au MCG océanique NEMO. Cette configuration d'ARPEGE-Climat, basculée-étirée et couplée est inédite et a été développée pour la thèse. Afin de tester la sensibilité de l'activité cyclonique au couplage océan-atmosphère, deux grands types de simulations ont été réalisées : en mode couplé ou forcé. Le premier type de simulation utilise, comme nous venons de l'indiquer, ARPEGE couplé avec NEMO, alors que la seconde correspond à une version d'ARPEGE où les TSM sont prescrites. Ces TSM sont tirées de la simulation couplée moyennées mensuellement et interpolées quotidiennement de manière à les lisser temporellement en respectant la conservation de la moyenne mensuelle et une évolution temporelle continue. Ainsi, les moyennes mensuelles des TSM des versions couplée et forcée sont les mêmes, mais leurs variations intra-mensuelles sont différentes. Le modèle couplé ayant une TSM interactive, il permet de représenter les interactions océan-atmosphère à l'échelle quotidienne, alors que dans le mode forcé les TSM sont insensibles à l'atmosphère. Dans le cadre de l'étude de l'activité cyclonique, ceci permet de prendre en compte l'effet des CT sur l'océan. Cet effet peut avoir une grande importance dans la représentation de l'activité cyclonique, en ce sens que la TSM, modulée par le CT, peut rétroagir sur le CT lui-même ou ses successeurs au cours de la saison.

- **Capacité des MCG à représenter l'activité cyclonique et ses précurseurs sur la MDR**

Ce travail a permis d'identifier, dans les MCG de TC-MIP, une combinaison de prédicteurs de l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique. Plus particulièrement, ces prédicteurs ont été identifiés sur la zone en sortie d'Afrique appelée MDR, connue pour être la zone de développement de la majeure partie des CT sur le bassin Nord Atlantique. Les paramètres suivants ont été mis en évidence :

- l'activité des OEA,
- les précipitations sahéliennes et plus particulièrement celles qui se produisent sur le Fouta-Djallon, à 11°N,
- les TSM et le cisaillement vertical du vent horizontal sur la MDR,
- l'humidité troposphérique au niveau des côtes ouest Africaines.

Les études que nous avons menées ont confirmé que les OEA et les précipitations sahéliennes sont des prédicteurs importants pour l'activité cyclonique sur la MDR, tout en étant assez mal représentées dans les modèles. Par ailleurs, la TSM, le cisaillement vertical de vent horizontal et l'humidité relative sont des paramètres qui influencent le développement de la cyclogenèse. Néanmoins, l'intercomparaison des modèles TC-MIP nous a permis de vérifier que ce ne sont pas des critères suffisants pour représenter correctement l'activité cyclonique sur le bassin Atlantique. De même, la finesse de la grille horizontale des modèles utilisés n'est pas une garantie de bien modéliser les CT. Plus généralement, il a été démontré que la représentation de l'activité des CT dans un modèle est une combinaison subtile de plusieurs critères, thermiques et dynamiques, dont l'équilibre peut aboutir ou non à la formation de CT. Ainsi, dans certains modèles, des conditions dynamiques défavorables peuvent être compensées par des conditions thermiques surestimées ou vice versa. Ce travail est à l'origine d'une publication dans *Climate Dynamics*.

L'exercice d'intercomparaison de modèle est un outil très utile pour identifier et comprendre les biais des MCG. L'article que nous avons consacré à cette comparaison, s'est attaché à interpréter les différences entre les divers modèles, différences relatives aux précurseurs connus de l'activité cyclonique Atlantique. Les mauvaises performances du modèle CCAM, malgré sa résolution beaucoup plus fine que les autres modèles a permis de mettre en évidence que le problème de la grille n'est pas la seule faiblesse des modèles. Il faut, cependant, garder à l'esprit que ces exercices d'intercomparaison présentent également leurs propres limites. En effet, afin de pouvoir comparer de manière objective l'activité cyclonique simulée par les différents modèles, une méthode de détection des CT censée s'adapter à la résolution de chaque modèle a été développée par Walsh et al. (2007). Il est pour cela supposé que le seuil de vent utilisé dans la méthode de détection des CT varie linéairement avec la résolution. Si, à notre connaissance, cette hypothèse n'a été vérifiée que dans l'étude de Walsh et al. (2007), il serait intéressant de l'explorer de nouveau, à l'aide de nouveaux protocoles expérimentaux. De plus, étant donnée la sensibilité des trajectoires détectées aux autres critères de sélection généralement utilisés, on peut se demander jusqu'à quel point on s'est réellement affranchi du problème de la résolution dans l'intercomparaison des modèles. En se reposant sur le seul vent pour rendre les modèles comparables, on fait le choix de considérer que ceux-ci ne diffèrent que par leur dynamique. Dans le futur, il serait intéressant d'affiner la technique de détection dans le cadre des intercomparaisons afin de mieux prendre en compte les caractéristiques des différents modèles.

- **Tests de sensibilité**

Cette thèse a également permis d'étudier la sensibilité de l'activité cyclonique à certains paramètres du modèle. Par exemple le déplacement du pôle d'étirement a montré que l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique est très sensible à sa position. Le déplacement du pôle d'étirement sur les côtes Ouest Africaines augmente de manière irréaliste l'activité cyclonique sur la MDR au détriment de la partie ouest du bassin. Étonnamment, ce changement dans l'activité cyclonique n'est pas lié à une augmentation de l'activité des OEA mais plutôt à la proximité même du pôle d'étirement. Cette proximité influe sur deux facteurs qui favorisent l'activité cyclonique : d'une part, l'augmentation de la résolution spatiale et d'autre part le renforcement de la convection. Le deuxième point est à mettre sur le compte du schéma de convection du modèle qui est lui-même sensible à la résolution horizontale. La parade qui a été introduite dans le passé pour pallier à cette faiblesse du schéma, le paramètre CONV, a dû être désactivé dans notre étude car il a pour

effet de fortement diminuer l'activité cyclonique en minimisant la convergence d'humidité dans le déclenchement de la convection. Ainsi, nous avons pu constater que le choix de l'emplacement du pôle d'étirement n'était pas innocent et devait être judicieux. Un positionnement du pôle aux alentours du centre du bassin Atlantique s'est avéré réaliste et a été conservé dans cette thèse.

La sensibilité de l'activité cyclonique au paramètre CONV du schéma de convection a été confirmée dans le second test de sensibilité. Dans la simulation où le CONV est activé, l'activité cyclonique tout comme les précipitations associées sont fortement inhibées. Au cours de cette thèse, quelques variables ont été développées afin d'étudier les précipitations cycloniques, leur contribution à la précipitation totale et l'efficacité des CT. Ce travail a donné lieu à une publication, présentée en Annexe 2. Ces variables montrent très nettement que l'activation du paramètre CONV entraîne un affaiblissement notable des précipitations cycloniques. Afin d'obtenir une activité cyclonique réaliste, il est donc nécessaire de désactiver ce paramètre.

Un troisième paramètre, crucial pour l'étude des cyclones dans un modèle couplé océan-atmosphère est la fréquence de couplage entre l'océan et l'atmosphère. Celle-ci doit impérativement être d'au moins 3h si l'on veut prendre en considération les interactions immédiates du CT avec l'océan. Dans la configuration utilisée pendant la thèse, pour des raisons techniques et pratiques, nous avons initialement choisi une fréquence de 24 heures. Ce choix est à revoir pour les simulations futures. Il n'en reste pas moins que, malgré cette faiblesse dans la configuration choisie, des différences sont tout de même apparues entre les configurations couplée et forcée.

• **Impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique**

L'impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique dans un MCG à haute résolution a été largement étudié dans ce manuscrit. La comparaison de deux simulations préindustrielles, couplée et forcée montre que le couplage océan-atmosphère :

- modifie la distribution géographique de l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique ;
- modifie l'activité des OEA, qui elle-même influe sur l'activité cyclonique sur la MDR ;

La simulation couplée est plus active sur la mer des Caraïbes et le Golfe du Mexique alors que la simulation forcée est plus active à l'est de la Floride et sur la MDR. Cette compétition entre le Golfe du Mexique/Caraïbes et la mer des Sargasses a été suggérée dans plusieurs études et s'est confirmée tout au long de la thèse. Il faut probablement y voir un effet de la courbure des trajectoires ou tout au moins de la zone de cyclogenèse. Plus les CT naissent près des côtes africaines, plus les trajectoires démarrent près de celles-ci et ont donc tendance à s'incurver précocement vers le nord.

Pour expliquer les différences entre les simulations couplée et forcée concernant l'activité cyclonique de la MDR, nous sommes remontés à l'activité des OEA, qui elles-mêmes montrent des comportements différents dans ces deux configurations. L'activité des OEA, dans le couplé, tout comme l'activité cyclonique sur la MDR, est plus faible que dans le forcé. Ceci confirme le lien fort déjà établi au cours de la thèse entre l'activité cyclonique de la MDR et les OEA. Plus l'activité des OEA est forte, plus l'activité cyclonique sur la MDR est favorisée.

Plus précisément, au cours de cette étude, il nous a semblé que le couplage pouvait agir sur les OEA à deux moments de leur cycle de vie : leur propagation sur le continent Africain et leur arrivée sur l'océan atlantique. Au regard des résultats de cette partie, dans le couplé, les OEA semblent interagir avec les TSM de l'océan proche des côtes africaines en deux zones, au niveau du Golfe de Guinée et du Sénégal. L'activité des OEA est plus faible dans le couplé que dans le forcé ; ce que nous expliquons par le fait que le passage d'une onde entraîne un refroidissement de la TSM locale qui inhibe les flux d'humidité sur le continent. Ceci a pour effet de diminuer les effets convectifs associés à l'onde et donc son intensité. Cette partie de la thèse est à l'origine d'une publication dans *Climate Dynamics*.

La dernière partie de cette thèse se consacre à l'étude de simulations en climats présent et futur. Une première surprise réside dans le fait que les différences de distribution géographique forcé/couplé entre les simulations préindustrielles et les simulations historiques ne sont pas les mêmes. Notamment sur la MDR, dans le climat présent, l'activité cyclonique du forcé et du couplé sont quasiment similaires, ce qui n'était clairement pas le cas dans les simulations préindustrielles. La différence d'échantillonnage peut être à l'origine de ces différences, puisque les simulations historiques ont été réalisées sur une période de 50 ans contre 107 ans pour les simulations préindustrielles. Elles sont donc plus susceptibles d'être influencées par la variabilité interne de l'activité cyclonique. Mais on peut aussi supposer que cette différence a pour origine les tendances du réchauffement anthropique, déjà présent dans les simulations historiques. Ce point reste à approfondir.

C'est donc un lien complexe entre la TSM, les OEA et l'activité cyclonique qui a été mis en évidence au cours de cette thèse. Il est clair que le couplage a un effet sur ces trois facteurs, qu'il sera, dans le futur, important de préciser. En effet, la fréquence de couplage de 24h, choisie dans les simulations, a eu pour conséquence de minimiser les effets du couplage lui-même. Il serait judicieux d'effectuer une nouvelle comparaison avec un couplage tri-horaire. La question n'est pas sans importance, car l'étude de la sensibilité au réchauffement climatique a montré quelques différences entre les modes couplé et forcé.

Du point de vue de cette sensibilité au réchauffement climatique, les différences entre les climats présent et futur sont cohérentes entre le couplé et le forcé, même si elles sont plus marquées dans le couplé que dans le forcé. Les deux simulations montrent :

- une diminution généralisée, bien que faible, de l'activité cyclonique sur le bassin Nord Atlantique,
- une diminution de l'activité cyclonique sur le sud du Golfe du Mexique et la mer des Caraïbes,
- une augmentation de l'activité sur la mer des Sargasses,
- une intensification des CT en termes de pression et de vent maximum,
- une augmentation des pluies cycloniques.

Les deux simulations présentent, néanmoins, quelques différences qui peuvent revêtir une grande importance en terme d'impact. En effet, la configuration couplée voit l'activité cyclonique augmenter le long des côtes nord-est des USA alors que l'augmentation observée dans la configuration forcée est décalée vers le centre du bassin Nord Atlantique avec une diminution de l'activité le long des côtes. Ce dernier point mériterait d'être approfondi dans les études futures si l'on veut aborder de manière plus précise les études d'impacts régionaux. Il apparaît aussi une diminution marquée et statistiquement significative de l'activité cyclonique sur la MDR, dans la simulation couplée, qui n'apparaît pas de manière claire dans la simulation forcée.

Il est également apparu que le changement de nature des CT dans le climat futur est nettement plus intense dans le couplé que dans le forcé. L'intensité des CT en termes de vent et de pression y augmente plus fortement et le renforcement des pluies associées au CT y est clairement plus marqué. Cela constitue encore un autre aspect de l'étude des changements de l'activité cyclonique. Il est en effet connu que l'augmentation des dégâts occasionnés par les cyclones croît de manière non-linéaire avec leur intensité.

D'un point de vue plus technique, nous avons pu observer, au cours de cette thèse, que même si le modèle CNRM-CM5 sous-estime le nombre de CT sur le bassin nord Atlantique, en grande partie à cause du biais froid qui existe sur ce bassin, de grandes améliorations sont visibles depuis la version CNRM-CM3 utilisée dans Chauvin et al. (2006). En effet, sur la MDR, qui dans la configuration CNRM-CM3 ne contenait quasiment aucune trajectoire, on a maintenant une représentation réaliste de l'activité cyclonique dans cette zone. Dans Chauvin et al. (2006), aucune conclusion n'avait pu être apportée quant à l'évolution de l'intensité des CT dans le futur, excepté pour les pluies. Dans la version CNRM-CM5, une augmentation significative de l'intensité des cyclones tropicaux et de leur précipitation a pu être observée. A noter que la version couplée accentue cet accroissement de manière conséquente.

De manière générale, dans les modèles forcés comme couplés, la comparaison de simulations sur des périodes de moins de 50 ans s'avère délicate au vu de la variabilité interne au système. Il paraît donc nécessaire de réaliser des simulations d'au moins 100 ans ou alors de produire des ensembles de simulations plus courtes. Comme il paraît nécessaire, quand on réalise des simulations couplées pour l'étude de l'activité cyclonique, d'utiliser une fréquence de couplage de 3h ou moins. Ceci semble d'autant plus vrai pour les études de réchauffement climatique puisqu'on s'intéresse, entre autres, à l'intensité des CT et que celle-ci est très sensible à l'interaction avec l'océan superficiel.

- **Perspectives**

Cette thèse ouvre naturellement des perspectives dans l'amélioration de la représentation de l'activité cyclonique, en partie grâce à la haute résolution horizontale mais aussi grâce à une représentation plus réaliste des échanges océan-atmosphère liés à l'introduction du couplage.

L'avenir des études locales d'activité cyclonique (à l'échelle d'un bassin) devrait se focaliser, à notre sens, sur les techniques qui permettent l'augmentation de la résolution horizontale. Les modèles à grille étirée ou les RCM sont, pour cela, de formidables outils qui permettent d'augmenter la résolution sans produire des coûts de simulations déraisonnables. Pour l'instant ces deux types de configuration atteignent des résolutions équivalentes, autour de 50 kms. Il est certain que dans les années à venir, les RCM vont être capable d'atteindre des résolutions beaucoup plus élevées, de l'ordre du kilomètre, alors que les modèles à grille étirée mettront certainement plus de temps à y arriver. Cependant, il nous semble qu'il n'est pas nécessaire de considérer ces deux approches d'un point de vue exclusif, mais plutôt comme des travaux complémentaires. Chaque configuration possède des points forts qui peuvent être exploités pour les différents aspects de l'activité cyclonique. En particulier, les problèmes de conditions aux frontières, rencontrés dans l'utilisation des RCM, laissent une place intéressante aux GCM à maille variable, surtout dans les études de scénarios climatiques.

Comme nous venons de le dire, la résolution spatiale est un facteur important lorsqu'on s'intéresse à l'intensité des CT. On peut raisonnablement supposer que l'augmentation de la résolution, jusqu'à des résolutions de l'ordre du kilomètre sera bénéfique pour obtenir une représentation plus réaliste de l'intensité des CT, voire de leurs trajectoires. Une bonne représentation du minimum de pression et du vent nécessite une haute résolution spatiale et temporelle. Mais l'augmentation de cette résolution finira par se heurter aux hypothèses même de conception des modèles. L'hypothèse hydrostatique est une limite qu'il pourrait être utile, à l'avenir de supprimer, afin d'obtenir une meilleure représentation des mécanismes de petite échelle qui se produisent dans les CT. De même, les phénomènes diabatiques qui se produisent au sein des systèmes nécessiteront d'être de mieux en mieux représentés pour affiner notre connaissance de la sensibilité des CT au réchauffement anthropique. Cette connaissance suppose de bien représenter les variabilités interannuelle ou décennale qui requièrent la prise en compte des interactions entre la grande et la petite échelle. Dans ce cadre, la configuration à maille étirée est certainement plus à même de prendre en compte l'impact des modes de variabilité de grande échelle tels que l'ENSO, l'AMO ou la NAO (North Atlantique Oscillation) sur l'activité cyclonique. Ces modes de variabilités sont parties intégrantes du climat, représentés à l'aide de cette technique. Là encore, les RCM ne pourront que traduire l'impact de ces modes sur les CT sans pouvoir étudier leurs interactions mutuelles. Dans ce type d'étude le recours aux indices de cyclogenèses, largement utilisés dans la littérature et loin d'être obsolète, permettra d'aborder un nombre important de simulations. Comme cela est fait dans le cadre du GIEC. Ainsi, il est important de continuer à confronter les techniques de tracking dans les simulations à haute résolution avec celles consistant à calculer des indices applicables à toutes les simulations climatiques.

L'activité cyclonique s'est avérée très sensible aux paramètres du schéma de convection, et certainement, de manière plus générale, sensible au choix même du schéma de convection. Il apparaît essentiel, dans l'avenir, d'améliorer les schémas de convection ; ceci est vrai de manière générale dans les MCG, mais peut se révéler particulièrement important pour l'étude de l'activité cyclonique. Cette remarque est particulièrement valable sur le bassin Atlantique pour notre modèle, et certainement sur les autres bassins. Elle l'est probablement aussi pour les autres modèles de climat. Localement, le lien fort entre les mécanismes du continent ouest Africain (OEA, pluies sahéliennes...) avec l'activité cyclonique est un bon exemple de l'importance d'une représentation correcte de la convection, à la fois sur océan mais aussi sur continent, certains mécanismes continentaux influant sur la formation des CT.

Nous avons abordé, au cours de cette thèse, l'influence du couplage océan-atmosphère dans la représentation des CT. Il s'est avéré que cette influence allait au-delà du simple impact local mais s'étendait aux phénomènes pouvant moduler leur activité. Nous avons montré, également, que le couplage renforçait la réponse des pluies cycloniques au réchauffement anthropique. Ce point nous paraît fondamental. Sur un bassin comme celui de l'océan Indien Sud, où les CT sont connus pour être particulièrement intenses en terme de précipitation, occasionnant des records de pluies sur l'île de la Réunion, la configuration couplée sera un atout pour l'étude de l'évolution cyclonique dans un climat plus chaud. Il nous semble donc qu'à l'avenir, l'insertion du couplage océan-atmosphère dans les modèles de climat paraît incontournable pour l'étude de l'activité cyclonique. De plus, bien qu'à peine abordé dans cette thèse, l'effet des CT sur l'océan ne se limite pas à la rétroaction avec les TSM. Les CT peuvent en effet induire des anomalies de température en profondeur, dont l'évolution pourra faire l'objet d'études futures. C'est un sujet qui a largement été discuté

depuis un certain nombre d'années, mais son étude n'est pas systématique dans les modèles de climat.

Annexe 1 : Tableau récapitulatif des simulations avec ARPEGE basculé-étiré

Simulations	Dates	Couplée (C) ou Forcée (F) et type de forçage	Position du pôle	Ajustement de la convergence d'humidité	Fréquence de couplage
COUPLE	Préindustriel = GHG de 1850	C	20°N - 60°W	CONV=0	24 h
FORCE	Préindustriel = GHG de 1850	F par les TSM de COUPLE	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>
ARPEGE	1950-1999	F par les observations	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>
ARPEGE EAST	1950-1999	F par les observations	10°N – 20°W	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>
ARPEGE CONV	1950-1999	F par les observations	<i>Id. COUPLE</i>	CONV=50000	<i>Id. COUPLE</i>
COUPLE24	1850-1999	C	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>
COUPLE3	1850-1899	C	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>	3 h
COUPLE PR	1945-1994	C	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>
COUPLE FUT	2045-2094	C	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>
FORCE FR	1945-1994	F par les TSM de XPP	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>
FORCE FUT	2045-2094	F par les TSM de XPP	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>	<i>Id. COUPLE</i>

Annexe 2 : Article

Tropical cyclones rainfall in the observations, reanalysis and ARPEGE simulations in the North Atlantic basin

Anne Sophie Daloz, Fabrice Chauvin et Frank Roux

Article publié pour les Proceedings du

« Second International Summit on hurricanes and Climate Change »

Corfu, Greece, 2009

Metadata of the chapter that will be visualized online

Series Title		
Chapter Title	Tropical Cyclones Rainfall in the Observations, Reanalysis and ARPEGESimulations in the North Atlantic Basin	
Chapter SubTitle		
Copyright Year	2010	
Copyright Holder	Springer Science + Business Media B.V.	
Corresponding Author	Family Name	Daloz
	Particle	
	Given Name	Anne S.
	Suffix	
	Division	
	Organization	CNRM
	Address	42 av. G. Coriolis, 31057, Toulouse Cedex 1, France
	Email	anne-sophie.daloz@cnrm.meteo.fr
Author	Family Name	Chauvin
	Particle	
	Given Name	F.
	Suffix	
	Division	
	Organization	CNRM
	Address	42 av. G. Coriolis, 31057, Toulouse Cedex 1, France
	Email	fabrice.chauvin@meteo.fr
Author	Family Name	Roux
	Particle	
	Given Name	F.
	Suffix	
	Division	
	Organization	OMP
	Address	22 av. E. Belin, 31400, Toulouse, France
	Email	frank.roux@aero.obs-mip.fr
Abstract	<p>In this chapter, we performed a climatological study of the tropical cyclone (TC) precipitation in the satellite observations and the reanalysis from the ECMWF and NCEP/NCAR centers over the North Atlantic (NATL) basin. Using the recently developed best track IBTrACS (Kruk et al. 2009; Knapp et al. 2009) we derived the mean daily TCs rainfall within $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ box around the center of the TCs, the fraction of TCs rainfall to total rainfall and the TCs precipitation efficiency (TCPE). These variables were used to assess the ability of the reanalysis to represent the impact of TCs in altering the total rainfall over the North Atlantic basin.</p>	

Chapter 4 1

Tropical Cyclones Rainfall in the Observations, 2

Reanalysis and ARPEGE Simulations 3

in the North Atlantic Basin 4

Anne S. Daloz, F. Chauvin, and F. Roux 5

AQ1 In this chapter, we performed a climatological study of the tropical cyclone (TC) 6
 AQ2 precipitation in the satellite observations and the reanalysis from the ECMWF and 7
 NCEP/NCAR centers over the North Atlantic (NATL) basin. Using the recently 8
 developed best track IBTrACS (Kruk et al. 2009; Knapp et al. 2009) we derived 9
 the mean daily TCs rainfall within $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ box around the center of the TCs, the 10
 fraction of TCs rainfall to total rainfall and the TCs precipitation efficiency (TCPE). 11
 These variables were used to assess the ability of the reanalysis to represent the 12
 impact of TCs in altering the total rainfall over the North Atlantic basin. The main 13
 results show that: 14

- The maximum of cyclonic precipitation is located in the Caribbean Sea and the 15
 Gulf of Mexico, for the observation and the reanalysis. 16
- TCs contribute to a maximum of precipitation (between 15° and 25° N) over the 17
 Southern Gulf of Mexico, the Caribbean Sea and the West Atlantic Ocean for the 18
 observation and the reanalysis. 19
- The most efficient TCs are located in the Gulf of Mexico, the Caribbean Sea and 20
 the West Atlantic Ocean for the observation and the reanalysis. 21

We used a high resolution (0.5°) stretched atmospheric global climate model 22
 (GCM) ARPEGE to simulate the present and future TCs rainfall. The tracking of 23
 TCs was realized with the method of Chauvin et al. (2006). With the present inte- 24
 gration, we assessed the ability of ARPEGE in simulating the TCs rainfall and the 25
 fraction and the efficiency of TCs rainfall. Future simulation has also been produced 26
 to study the possible evolution of those variables. The main results for the present 27
 and future simulations over the North Atlantic basin indicate that: 28

AQ3 A.S. Daloz and F. Chauvin
 CNRM, 42 av. G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 1, France
 e-mail: anne-sophie.daloz@cnrm.meteo.fr, fabrice.chauvin@meteo.fr

F. Roux
 OMP, 22 av. E. Belin, 31400 Toulouse, France
 e-mail: frank.roux@acro.obs-mip.fr

- ARPEGE detects the maxima obtained by the observations and the reanalysis for the TCs rainfall and the fraction. However, it overestimates them. 29 30
- ARPEGE obtains sparser results than the observations and the reanalysis for the efficiency of TCs, but detects the maxima over the West and East NATL Ocean. 31 32
- ARPEGE presents a sensitivity to the time period, consistent with the real variation of TCs activity. 33 34
- The difference between the future and present integration shows a decreasing contribution of the TCs rainfall and an increasing efficiency of TCs. 35 36

1 Introduction 37

Tropical cyclones (TCs) have a great impact on the environment. [Rodgers and Adler \(2001\)](#) showed in the NATL basin, that precipitation associated to TCs represents a small but significant amount of the total annual rainfall. Flooding produced by the TCs rainfall can be quite destructive; they are currently the leading cause of hurricane-related fatalities in the United States ([Fitzpatrick 2006](#)). Coastal communities devastated by strong hurricanes usually take years to recover. Inland flooding associated with TCs accounted for a majority (57%) of the 600 US deaths due to hurricanes between 1970 and 1999 ([Rappaport 2000](#)). 38 39 40 41 42 43 44 45

In the North Atlantic basin, the official hurricane season begins June 1 and ends November 30, although activity has been observed outside this time frame. Due to the changes of genesis location during the hurricane season ([Neumann et al. 1999](#)), the genesis patterns in the Atlantic and the Gulf of Mexico can be divided in three categories ([Fitzpatrick 2006](#)): early season (June 1–July 15), mid-season (July 16–September 20), and late season (September 21–November 30). In the early-season, storms mostly occur in the Western Caribbean Sea and the Gulf of Mexico. Midseason storms originate in the main basin of the tropical Atlantic Ocean even if genesis still occur in the Gulf of Mexico, but not in the majority of cases, and is virtually nonexistent in the Caribbean Sea. The mid-summer genesis lull in the Caribbean Sea is possibly due to local enhancement of trade winds mixing the ocean in the area ([Inoue et al. 2008](#)) or because conditions favorable for dynamic instability only occur in the early and late season ([Molinari et al. 1997](#)). Genesis in the tropical Atlantic Ocean peaks in the midseason. Water temperatures are warm enough to immediately impact tropical waves propagating off the African continent. The late season witnesses a quick decline in the main basin of the tropical Atlantic Ocean. However the Gulf of Mexico experiences a more gradual decline and the Caribbean Sea a revival of storm formation. 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63

According to the Fourth Intergovernmental Panel on Climate Change ([IPCC 2007](#)), it is difficult to distinguish any man-induced long-term trend of the cyclonic activity and scenarios for a warmer climate do not converge on any trend in the intensity or number of TCs. Most recent studies assessing the associated precipitation to TCs in the NATL basin indicate that an increase may be induced by a warmer climate ([Lau et al. 2008](#)). However, questions remain concerning the ability of the 64 65 66 67 68 69

4 TCs rainfall observed and simulated in the NATL basin.

reanalysis and the global climate models (GCMs, General Circulation Models) to 70
simulate the amount that TCs contribute to the total rainfall, how the cyclonic pre- 71
cipitation is distributed geographically or the precipitation efficiency of the TCs. 72

Rodgers and Adler (1999) first estimated monthly TC rainfall using Special Sen- 73
sor Microwave Imager (SSM/I) satellite data in the Western North Pacific (WNP) 74
Ocean. They indicated that about 7% of the rainfall to the entire domain of the 75
WNP from June to November is due to TCs and also that TCs rainfall contribute 76
to a maximum of 40% off the lower Baja California. They also studied the impact 77
of El Niño on the TCs rainfall, and they noticed that in general, TCs rainfall is en- 78
hanced during El Niño years. Dedicated to the WNP basin, Ren et al. (2006) studied 79
the TCs rainfall using stations observations in China. They showed that in most of 80
the southeastern regions, TCs rainfall accounts for more than 20–40% of the total 81
annual precipitation. They suggested that China has experienced decreasing TCs 82
rainfall influence over the past 48 years, presenting downwards trends of the TCs 83
rainfall volume, the annual frequency of torrential events and the contribution of 84
TCs rainfall. Wu et al. (2007) confirmed the decreasing influence of the TCs rainfall 85
using station observations in the Hainan Islands. In the WNP basin, Kubota (2009) 86
investigate the effects of TCs on seasonal and interannual rainfall variability by us- 87
ing rainfall data in stations. They showed that, in some regions, TC rainfall exceed 88
60% of the total rainfall. They also found that the interannual variability of the TC 89
rainfall is primarily modulated by El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Hasegawa 90
and Emori (2005) used a relatively high resolution (1.1°) atmospheric GCM to simu- 91
late TCs rainfall within the WNP basin under present day and doubled CO₂ climates. 92
They found an increase in mean TCs rainfall over Japan with doubling CO₂ despite 93
an accompanying decrease in the frequency and intensity of TCs. In the NATL basin, 94
Rodgers and Adler (2001) showed that the contribution was around 4% for the en- 95
tire basin, but regionally could reach 30% in the northeast of Puerto Rico, 15°W, 96
55°W and off the west coast of Africa. During warm El Niño events TCs rainfall is 97
inhibited. Larson (2004) used gridded daily rainfall analysis based on rain gauge ob- 98
servations and found that landfalling TCs contribute up to 15–20% of rainfall along 99
the US Gulf and Mexican coast on average. Moreover they noted that tropical cy- 100
clone activity was modulated on both seasonal and intraseasonal time scales by the 101
Arctic Oscillation (AO) and El Niño. During La Niña conditions with AO positive 102
conditions, the atmospheric circulation is more conducive to activity in the main de- 103
velopment region. Shepèrd et al. (2007) studied the contribution of tropical cyclones 104
to extreme rainfall in four mini-basins near coastal southeastern United States using 105
satellite precipitation dataset (TRMM). They noticed that major hurricanes produce 106
the most extreme rainfall days, but tropical depression/storm days contribute most 107
significantly to cumulative seasonal rainfall (8–17%) and are thus more critical to 108
assess trends. Lau et al. (2008) conducted a study with GPCP and TRMM rainfall 109
data on the relationship between TCs and extreme rain events in the NATL and WNP 110
basins. Results show that climatologically, TCs contribute to 8% of rain events and 111
17% of total rain amount in NATL, compared to 9% of rain events and 21% of rain 112
amount in WNP. In the NATL basin, there is a positive trend in the contribution 113
of TCs to extreme events. The last result is confirmed by Knight and Davis (2009) 114

for the Southeastern United States where they studied the contribution of tropical 115
cyclones to extreme rainfall with surface observation station. They attributed this 116
increase to the storm wetness (precipitation per storm), the storm frequency and 117
storm duration driven by natural decadal oscillations or by large-scale warming of 118
the environment. Based on the TRMM database, [Jiang and Zipser \(2009\)](#) studied 119
the global, seasonal and interannual variations of the monthly TCs rainfall in the six 120
basins of tropical cyclogenesis. For the NATL basin they found that, TCs contribute 121
8–9%, with a maximum contribution in September and more generally during La 122
Niña years. 123

The next question that should be addressed is the manner in which reanalysis and 124
GCMs simulate the influence of the TCs to the total North Atlantic rainfall. In a first 125
part, we focus on the study of the TCs rainfall from the satellite observation and the 126
reanalysis. The mean daily North Atlantic TCs rainfall is determined using the 127
recently developed best track, IBTrACS. We also established two quantitative metrics 128
for the cyclonic rainfall associated with tropical systems; the mean precipitation dis- 129
tribution of the TCs and the precipitation efficiency of the TCs. The second section 130
is dedicated to the analysis of high resolution present and future (0.5°) stretched 131
grid experiment using the tracking method presented in [Chauvin et al. \(2006\)](#). The 132
final section provides conclusion and discussions. 133

2 Observation and Reanalysis 134

2.1 Datasets and Tracking Methodology 135

2.1.1 Datasets 136

Satellite Observations 137

- TRMM 138

The Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) (daily; 3B-42; 0.25° by 139
0.25° grid) is used to generate daily gridded precipitation data ([Huffman et al. 2007](#)). 140
TRMM rainfall estimates are produced in four stages: (1) the microwave estimates 141
precipitation are calibrated and combined, (2) infrared precipitation estimates are 142
created using the calibrated microwave precipitation, (3) the microwave and IR es- 143
timates are combined, and (4) rescaling to monthly data is applied. 144

- GPCP 145

The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (daily; 1DD; 1° grid by 146
1° grid) daily precipitation is produced at the NASA Goddard Space Flight Center. 147
They used the geo-synchronous-satellite operators to collect histograms of geo-IR 148
brightness temperature that allowed the estimation of the precipitation. To complete 149

4	TCs rainfall observed and simulated in the NATL basin.	
	the global coverage, they estimated the precipitation outside of the geo-IR coverage	150
	using sounding data from low-earth polar satellites. The different methods employed	151
	for the construction of this dataset are detailed in Huffman et al. (2001) .	152
	 Reanalysis	 153
	<i>ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts) – Reanalysis</i>	154
	• ERA-40	155
	A 44-year integration (1958–2001) ERA-40 product (daily, 1.12° by 1.12° grid)	156
	has been developed by the ECMWF. This dataset is obtained through a global spec-	157
	tral model with T159L60 truncation. ERA data are freely distributed to the scientific	158
	community, but after being downgraded to a lower resolution corresponding to a	159
	T95 truncation (2.5° resolution). Analysis involves comprehensive use of satellite	160
	data, starting 1972 and later including Cloud Motion Winds will be used from 1979	161
	onwards. More details can be found in Uppala et al. (2005) .	162
	• ERA-Interim	163
	The ERA-Interim (daily, 1.5° by 1.5° grid) archive is more extensive than that for	164
	ERA-40. The number of pressure levels is increased from ERA-40's 23 to 37 levels,	165
	main advances are done in the data assimilation and the sets of observations acquired	166
	for ERA-40 are supplemented by data for later years from ECMWF's operational	167
	archive. Several of the problems experienced in ERA-40 have been significantly	168
	reduced in ERA-Interim such as the too-strong tropical oceanic precipitation begin-	169
	ning in the 1990s (Uppala et al. 2008).	170
AQ4	<i>NCEP (National Center for Environmental Prediction / NCAR (National Center for</i>	171
	<i>Atmospheric Research – Reanalysis</i>	172
	• NCEP-1	173
	This data archive is issued by NCEP/NCAR center, covering the period from	174
	1948 to present. NCEP-1 reanalysis (daily; 2.5° by 2.5° grid) was provided by a	175
	global spectral model with T62 truncation and 28 vertical levels (T62L28; Kalnay	176
	et al., 1996).	177
	• NCEP-2	178
	NCEP-2 (daily; 1.875° by 1.875° grid) is an improved version of the NCEP	179
	Reanalysis I model that fixes errors and updates parameterizations of physical pro-	180
	cesses. For a detailed explanation of the improvements see Kanamitsu et al. (2002) .	181
	 2.1.2 Tracking Methodology	 182
	The NOAA National Climatic Data Center (NCDC) created a new global tropi-	183
	cal cyclone 6-hourly best track dataset. The International Best Track Archive for	184

Climate Stewardship, IBTrACS is a global best track compilation dataset which 185
contains information on all documented tropical cyclones which have been com- 186
piled and archived by many agencies from around the world. The methods used to 187
combine the disparate datasets into a centralized repository of global TC best track 188
data are detailed in Kruk et al. (2009) and Knapp et al. (2009). 189

2.2 TCs Rainfall 190

To assemble the mean daily TCs rainfall data, observations and reanalysis of TCs 191
rain rates are used. Only the rain rates that are observed within a $10^\circ \times 10^\circ$ box 192
around the center of TCs are sampled. This TC rain-rate sampling area is chosen 193
to encompass the majority of the rainfall that is contributed by TCs. The radius 194
of a TC, defined by the location and area of threshold speed, varies widely (radii 195
between 100 and 1,100 km have been observed) and is not necessarily proportional 196
to TC intensity. Most of the time, the precipitation shield is found to be asymmetric, 197
but for an objective procedure we supposed that the TCs rainfall were symmetric 198
around the center. The radius of 5° around the center has already been tested by 199
Englehart and Douglas (2001) who showed that the distance between the center of 200
a TC and an outer edge of its cloud shield is between 550 and 600 km for 90% of 201
the cases. Larson (2004) also did some sensitivity tests between 2.5° and 7.5° radius 202
and found that radii smaller than 5° necessarily exclude much of the TCs-rainfall. 203
Centers of the sampled tropical cyclones for the time of the observations and the 204
reanalyses comes from IBTrACS data. 205

The precipitation associated with TCs is seen in Fig. 1 for TRMM (left panel) and 206
GPCP (right panel) for 1998 to 2006, in the NATL ocean. Figure 1 shows that a TCs 207
rainfall maximum is located in the Caribbean Sea and in the South-eastern part of 208
the Gulf of Mexico, for both datasets. TRMM shows higher values (310 mm/year) 209
in comparison with GPCP (240 mm/year). We can see that in the Honduras Bay, 210
GPCP clearly underestimates the local maxima detected by TRMM. TRMM and 211
GPCP also detect three rainfall maxima in the center of the Atlantic Ocean. They 212

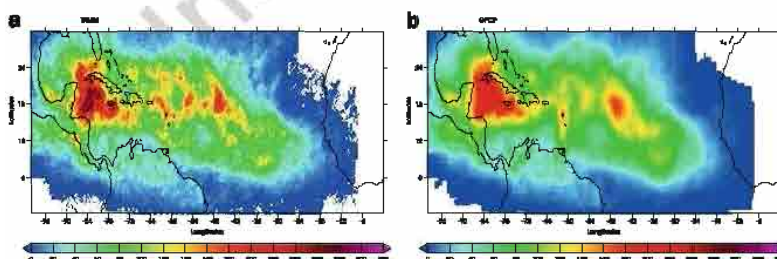


Fig. 1 A plan view showing the TRMM (a) and the GPCP interpolated on the TRMM grid (b) North Atlantic TCs rainfall (mm/year) averaged over the time period 1998–2006

4 TCs rainfall observed and simulated in the NATL basin.

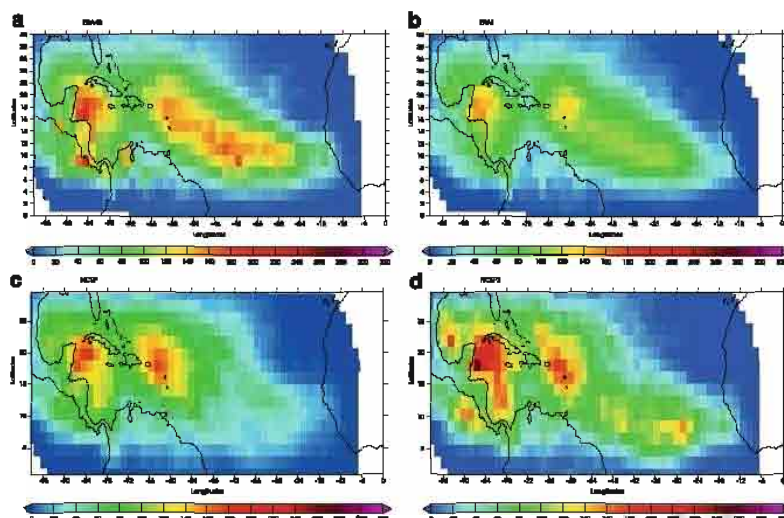


Fig. 2 A plan view showing the ERA-40 (a), ERA-Interim (b), NCEP-1 (c) and NCEP-2 (d) North Atlantic tropical cyclones precipitation (mm/year) averaged over the time period 1989–2001

are located around the latitude 18°N : on the French Antilles (64°W), at the longitudes 55°W and 46°W ; attaining values between 160 and 220 mm/year. The highest values of TCs rainfall are obtained by TRMM. Differences in range of value between TRMM and GPCP must partly be due to the higher spatial resolution of the TRMM experiment.

Figure 2 presents the TCs rainfall calculated in the reanalysis from the ECMWF and NCEP/NCAR centres in the NATL Ocean. On the top left panel, we find ERA-40 and on the top right panel ERA-Interim for 1989–2001. A comparison of these two figures shows that ERA-40 TCs rainfall is globally higher than ERA-Interim, especially in the Caribbean Sea and the center of the NATL basin. A reason for this difference is explained in (Uppala et al. 2008). ERA-40 has a problem in term of humidity from the 1990s. Strong discrepancies have been detected over the oceanic domains, where values are more likely influenced by the physics of the atmospheric model and the method used for the extrapolation of unmonitored locations. Few values of RH850 are lower than 0%, but numerous are higher than 100%. The maxima encountered in Fig. 1 for the satellite observations, in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico and the French Antilles are also detected by ERAs datasets, but with a lower range of value, around 150 mm/year for ERA-40 (Fig. 2a) and 175 mm/year for ERA-Interim (Fig. 2b). These differences in range of value must partly be due to the change of time period between Figs. 1 and 2 from 1998–2006 to 1989–2001 respectively. However, it still remains an underestimate of TCs rainfall from the reanalysis. The lower resolution could also impact local maxima in the center of the NATL Ocean (18°N , 55°W) obtained by TRMM and GPCP (Fig. 1) because

they are not detected by the ECMWF reanalysis. Except the eastern maxima (Fig. 1, 236
 18°N, 46°W) not detected by TRMM, GPCP and ERAs datasets which comes from 237
 the time period from 2002 to 2006. Figure 2 also shows the TCs rainfall calcu- 238
 lated in two datasets of the NCAR/NCEP center in the NATL Ocean. Bottom left 239
 panel shows NCEP-1 and the bottom right panel NCEP-2 for 1989–2001. The max- 240
 imum encountered in Figs. 1 and 2a, b on the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico 241
 and the French Antilles are also detected by the NCEP datasets. NCEP-1 obtains a 242
 lower range of value in comparison with TRMM and GPCP, around 175 mm/year 243
 (Fig. 2c) and NCEP-2 (Fig. 2d) attains values in between the satellite observations 244
 with 270 mm/year. Both NCEP datasets miss the local maxima situated at 18°N, 245
 55°W. It should also be noticed that a maximum appears for NCEP-1 and especially 246
 NCEP-2 in the Bay in front of Panama and Costa Rica that is not detected by ERAs 247
 reanalysis, it could be an artifact of the NCEPs reanalysis. 248

Uppala et al. (2008) allows us to identify ERA interim as the more reliable 249
 dataset in comparison with ERA-40. The results from the Figs. 1 and 2 pointed 250
 out NCEP-2 with regard to NCEP-1. NCEP-2 is even closer than ERA-Interim to 251
 the results obtained by our reference TRMM in terms of amplitude and localization 252
 of TCs precipitation maxima. The differences between ERA-Interim and NCEP-2 253
 come partly from the way of assimilating the satellite observations. NCEP-2 directly 254
 assimilates the rain rates from the instruments on the satellite TRMM, the TRMM 255
 Microwave Imager (TMI) and the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I). On 256
 the other hand, ERA-interim only uses the data from the SSM/I instruments and they 257
 do not assimilate the rain rate but the humidity profiles obtained with the variance. 258

Figure 3 presents the TCs rainfall of ERA-Interim (Fig. 3a) and NCEP-2 (Fig. 3b) 259
 on the common time period from 1998 to 2006. Figure 3 confirms the good agree- 260
 ment between TRMM and NCEP-2 in amplitude and localization of the maxima 261
 of TCs rainfall. The amplitudes of the maxima from NCEP-2 in the North of the 262
 Caribbean Sea and the French Antilles islands is nearly the same as those obtained 263
 by TRMM (Fig. 1a). However, we should also notice that the maximum in the South 264
 of the Caribbean Sea detected by NCEP-2 and discussed in the precedent section 265
 seems to be an artifact of this dataset as we are now on the same time period, and 266

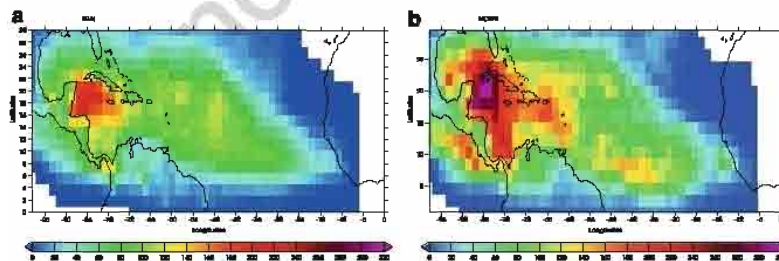


Fig. 3 A plan view showing the ERA-Interim (a) and NCEP-2 (b) North Atlantic tropical cyclones precipitation (mm/year) averaged over the time period 1998–2006

4 TCs rainfall observed and simulated in the NATL basin.

t1.1 **Table 1** TCs rainfall averaged over the four regions defined in Fig. 4 for the satellite observations TRMM and GPCP, and the reanalysis ERAI and NCEP2

t1.2 TCs rainfall (mm/year)	NW-NATL	NE-NATL	SW-NATL	SE-NATL
t1.3 TRMM	68.43	18.73	81.53	55.17
t1.4 GPCP	40.51	11.76	49.02	39.85
t1.5 ERAI	54.99	15.90	85.79	53.90
t1.6 NCEP2	89.79	16.81	128.24	62.67

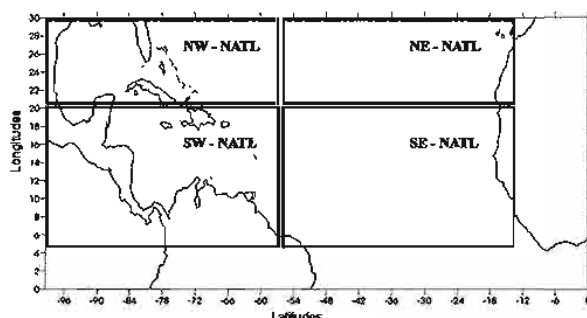


Fig. 4 A plan view showing the map of the NATL basin with four boxes presenting the areas of studies: NW-NATL, NE-NATL, SW-NATL and SE-NATL.

this maximum is not appearing in TRMM. In order to obtain a more objective vision of the performance of GPCP, ERA-interim and NCEP-2 in comparison with TRMM, we derived the mean TCs rainfall in different regions of the NATL basin presented in Table 1. The NATL basin has been divided in four areas as presented in Fig. 4. The coordinates of the regions are

- NW (North-Western) – NATL = 96–56°W and 22–30°N
- NE (North-Eastern) – NATL = 55–15°W and 22–30°N
- SW (South-Western) – NATL = 96–56°W and 5–21°N
- SE (South-Eastern) – NATL = 55–15°W and 5–21°N

Table 1 allows us to see that for the TCs rainfall in average, ERA-Interim seems to be closer to TRMM than GPCP and NCEP-2 in the four areas of study. The bias encountered for NCEP-2 in the Caribbean Sea is visible in the Table 1 as the value of TCs rainfall in the SW-NATL zone is the highest for NCEP-2. With Figs. 1 and 3, we noticed that in term of amplitude of maxima NCEP-2 offers the closest results to TRMM, but the Table 1 showed that in term of average, ERA-Interim seems to be closer.

As we have seen with the study of the Figs. 1 to 3, GPCP, ERA-Interim and NCEP-2 underestimate, miss or create some of the TCs rainfall maxima when comparing with TRMM. We hypothesized that these biases could be related to the higher spatial resolution of TRMM. The lower resolution of GPCP and the reanalysis datasets could have an effect on the winds and on the representativeness of the

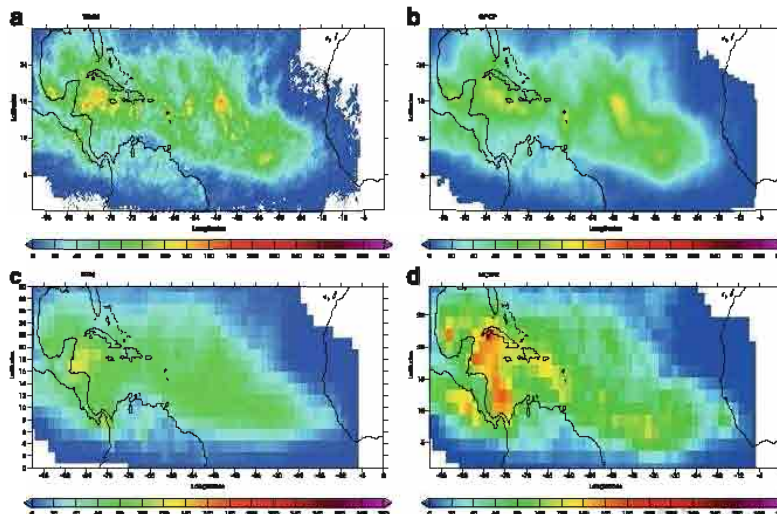


Fig. 5 A plan view showing the TRMM (a), GPCP (b), ERAI (c) and NCEP-2 (d) North Atlantic tropical cyclones precipitation (mm/year) averaged over the time period 1998–2006 for the systems from Tropical Storm to Category 2 on the Saffir–Simpson scale

different categories of TCs. Figure 5 presents the TCs rainfall associated with systems from Tropical Storms (TSs) to Category 2 of TCs for the satellite observations TRMM (Fig. 5a), GPCP (Fig. 5b), the reanalysis ERA-Interim (Fig. 5c) and NCEP-2 (Fig. 5d) for the time period 1998–2006 on the NATL basin. TRMM (Fig. 5a) shows the same maximum encountered in Fig. 1a, on the Caribbean Sea and local maximum in the center of the NATL basin (55°W and 46°W) but they attain lower values and are less spread. GPCP (Fig. 5b) presents the same maximum with an underestimate in comparison with TRMM, which is coherent with the results of Fig. 1b for the total TCs rainfall. ERA-Interim misses all the maximum obtained by TRMM and overestimates the TCs rainfall in the Honduras Bay. NCEP-2 (Fig. 5d) overestimates the maximum on the North of the Caribbean Sea and does not show those in the center of the NATL basin. NCEP-2 presents a maximum in the South of the Caribbean Sea assumed as an artifact, as it is present neither in TRMM, nor in GPCP. NCEP-2 also represents fairly well the maximum in the Main Development Region (MDR) except that it is located too West.

Figure 6 presents the precipitation from intense TCs (Category 3 to 5) for TRMM (Fig. 6a), GPCP (Fig. 6b), ERA-Interim (Fig. 6c) and NCEP-2 (Fig. 6d) from 1998 to 2006 in the NATL basin. TRMM presents a maximum of precipitation for intense TCs in the North of the Caribbean Sea with the maximum cumulated value equal to what is obtained at the same place for weak TCs (TS to Category 2). GPCP, ERA-Interim and NCEP-2 find the same maxima with nearly the same rain rate as TRMM for NCEP-2, but GPCP and ERA-Interim present an underestimate. The maxima on

4 TCs rainfall observed and simulated in the NATL basin.

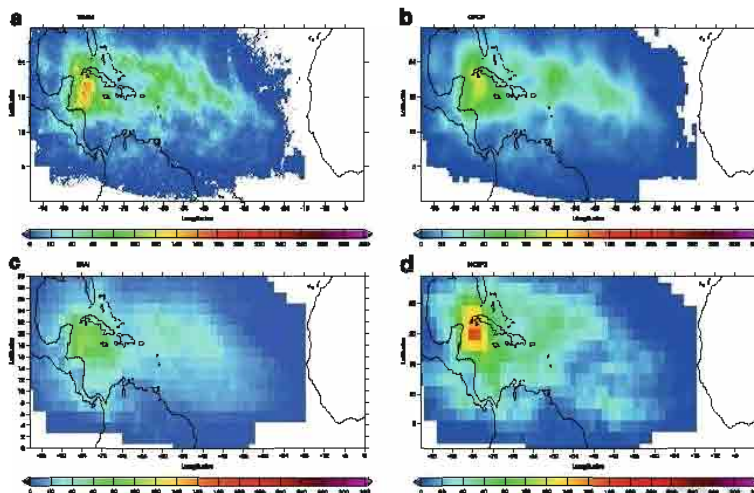


Fig. 6 A plan view showing the TRMM (a), GPCP (b), ERAI (c) and NCEP-2 (d) North Atlantic tropical cyclones precipitation (mm/year) averaged over the time period 1998–2006 for the systems from Category 3 to 5 on the Saffir–Simpson scale

the center of the NATL basin are nearly the same for GPCP in comparison with 310
TRMM, however NCEP-2 and ERA-Interim missed it, except the one on the French 311
Antilles. 312

Figures 1 to 6 present the tropical cyclonic precipitation in satellite observation 313
and reanalysis. They suggest that the tropical cyclone rainfall maxima are concen- 314
trated in the subtropical latitudes from the middle NATL basin, toward the Gulf of 315
Mexico. No TC rainfall is found off the west coast of Spain and Africa and equar- 316
torward of 5°N latitude. The regional area with the greatest tropical cyclone rainfall 317
occurs in the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico. Many weak and intense TCs 318
are born and intensify in this region. Local maximum are also found in the center of 319
the NATL Ocean. For example around the French Antilles, which is a region where 320
many TCs recurve and momentarily intensify. We also noticed that the values of 321
the maxima of TCs rainfall are higher for the satellite observations in comparison 322
with the reanalysis; this is especially true for TRMM. The dissimilarities between 323
the datasets are partly due to a difference of spatial resolution which create discrep- 324
ancies in the representation of weak and intense TCs. 325

2.3 Fraction of TCs Rainfall

326

The fraction of TCs rainfall is defined as the ratio of tropical cyclone rainfall to total 327
rainfall multiplied by one hundred. Figure 7 presents the geographical distribution of 328
the percentage of rainfall contribution by TCs over the NATL basin for 1998–2006 329
for the satellite observations TRMM (Fig. 7a) and GPCP (Fig. 7b), ERA-Interim 330

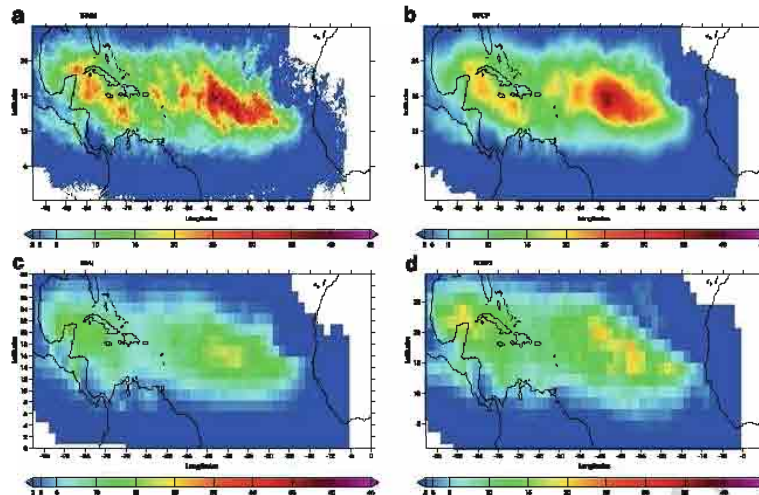


Fig. 7 Fraction of TCs rainfall (%) in the NATL basin for 1998–2006 for: TRMM (a), the GPCP interpolated on the TRMM grid (b), ERA-Interim (c) and NCEP2 (d)

(Fig. 7c) and the reanalysis NCEP-2 (Fig. 7d). In the eastern NATL Ocean (12– 331
 20°N; 56–30°W), there is a broad region where the contribution of TCs rainfall 332
 is high for TRMM (Fig. 7a), GPCP (Fig. 7b), ERA-Interim (Fig. 7c) and NCEP-2 333
 (Fig. 7d). The satellite observations obtain values between 30% and 40%, the 334
 reanalysis between 20% and 25%. This result shows that the area where contribution 335
 of TCs rainfall is the highest (eastern NATL) is not necessarily the region of highest 336
 TCs rainfall rates (cf. Fig. 1, western NATL). In the western NATL Ocean, the 337
 contribution of TCs rainfall is not negligible as it reaches around 30% for TRMM, 20% 338
 for GPCP and NCEP-2, and 10% for ERA-Interim. The fraction is lower as others 339
 mechanisms such Mesoscale Convective Systems (MCSs, Houze, 1988) contribute to 340
 the total rainfall. It should also be noticed that a large area (green in the figures) for 341
 the four datasets presents no negligible values of fraction, as it attains values around 342
 10% of the total rainfall. 343

Table 2 presents the averaged fraction of TCs rainfall for the observations and 344
 the reanalysis on the four areas of study defined in Section 2.2. In average for 345
 the four regions, all the datasets underestimate the fraction of TCs rainfall from 346
 TRMM. The closer results on the four regions are obtained by NCEP-2 in compar- 347
 ison with TRMM even if it is underestimated; GPCP and ERA-Interim are both 348
 under NCEP-2. These results put in evidence the good results of NCEP-2 in terms 349
 of maximum and average for the fraction of TCs rainfall, that is maybe due to the 350
 way of assimilating the precipitation. Table 2 also shows that GPCP and the two 351
 reanalysis datasets obtain a too low contribution of TCs rainfall to total rainfall. 352

4 TCs rainfall observed and simulated in the NATL basin.

t2.1 **Table 2** Fraction of TCs rainfall (%) averaged over the four regions defined in Fig. 4 for the satellite observations TRMM and GPCP, and the reanalysis ERAI and NCEP-2

t2.2	Fraction (%)	NW-NATL	NE-NATL	SW-NATL	SE-NATL
t2.3	TRMM	7.5	3.48	8.47	10.11
t2.4	GPCP	4.83	2.17	5.64	7.38
t2.5	ERAI	5.07	2.04	5.81	6.60
t2.6	NCEP2	6.71	2.13	6.88	7.75

2.4 Tropical Cyclonic Precipitation Efficiency – TCPE

353

We defined the TCs precipitation efficiency (TCPE) as the mean precipitation per day of TCs. TCPE is equal to the precipitation associated with TCs, divided by the number of days of TCs activity over each grid point in a $10^\circ \times 10^\circ$ box of precipitation. The unit of this variable is mm/ TC day. Figure 8 presents the TCPE over the NATL basin averaged over the time period 1998–2006 for TRMM (Fig. 8a), GPCP (Fig. 8b), ERA-Interim (Fig. 8c) and NCEP-2 (Fig. 8d). A maximum over the Southern Gulf of Mexico and the Caribbean Sea is detected by TRMM (30 mm/TC day), GPCP (35 mm/TC day) and NCEP-2 (30 mm/TC day). TRMM also detects a maximum of TCPE in front of the West African coast (20 mm/TC day). In this area GPCP (30 mm/TC day) and NCEP-2 (36 mm/TC day) also find a maximum but they overestimate it, as it is higher and further spread. Globally, GPCP is overestimating the TCPE. NCEP-2 has a maximum in the South of the Caribbean Sea, but as we have seen with the TCs rainfall Figs. 1a and 3b, it is an artifact of the reanalysis. In the Western NATL basin, all the datasets obtain a maximum off the West African coast, but NCEP-2 (Fig. 8d) overestimates it.

Table 3 presents the TCPE for the four regions of the NATL basin described in Section 2.2 for the satellite observations and the reanalysis for the time period 1998–2006. ERA-Interim is closer to TRMM but still underestimates the Northern region and overestimates the Southern region. These results show a better agreement between ERA-Interim and TRMM than from GPCP and NCEP-2 with TRMM for the average of TCPE.

The results obtained in Figs. 1 to 8 show that in the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea, we have a maximum of tropical cyclonic precipitation (Fig. 1 to 6) certainly due to the high efficiency of the TCs in this region (Fig. 8). However the contribution of TCs rainfall to total rainfall is not the highest in the western NATL basin (Fig. 7) even if it is not negligible as it varies between 10% and 25%. Nevertheless in this area other mechanisms are highly contributing to the total rainfall. It should be noticed that, the regions where the fraction is over 10% and the TCPE is over 10 mm/TC day are inhabited area such as the South of Florida, Cuba and the French Antilles. In the eastern part of the NATL basin, we do not find such high values of TCs rainfall (Fig. 1 to 6) and TCPE (Fig. 8) but the fraction is really elevated (Fig. 7) due to the type of precipitation in this area. The rainfall in this region

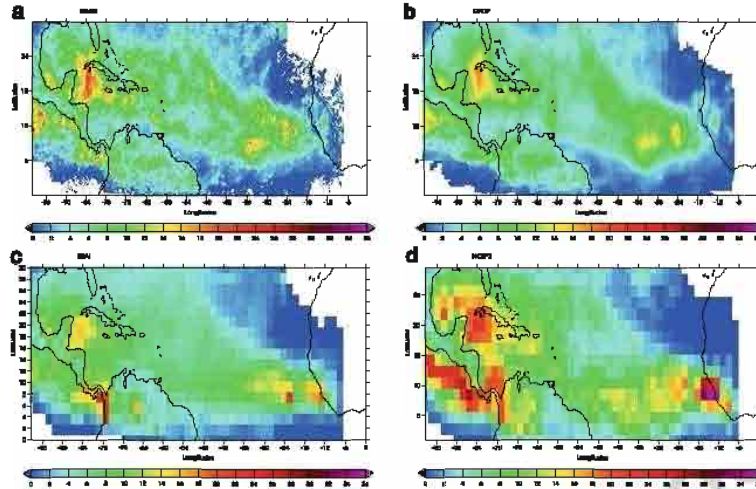


Fig. 8 Tropical cyclonic precipitation efficiency (TCPE, mm/TC day) in the NATL basin for 1998–2006 for: TRMM (a), the GPCP interpolated on the TRMM grid (b), ERA-Interim (c) and NCEP-2 (d)

t3.1 **Table 3** TCPE averaged over the four regions defined in Fig. 4 for the satellite observations TRMM and GPCP, and the reanalysis ERAI and NCEP2

t3.2 TCPE (mm/TC day)	NW-NATL	NE-NATL	SW-NATL	SE-NATL
t3.3 TRMM	6.16	12.16	5.2	8.4
t3.4 GPCP	2.32	5.76	1.88	2.08
t3.5 ERAI	7.48	10	8.4	12.28
t3.6 NCEP2	5.6	9.52	6.04	7.52

comes in majority from the tracks of the just born TCs from the West African continent. The fraction and the TCPE have allowed us to indicate the areas where TCs are the most dangerous in term of precipitation and through the possible spot of floods. These two variables have also permitted us to test the different datasets of satellite observations and reanalysis. This characteristic can also be used to test the capability of the models to represent the tropical cyclonic precipitation.

3 Global Climate Model ARPEGE

3.1 Model Description and Tracking Methodology

3.1.1 Model Description and Experiment Design

The ARPEGE-Climate model originates from the ARPEGE/IFS (Integrated Forecast System) numerical weather prediction model developed jointly by

4 TCs rainfall observed and simulated in the NATL basin.

Meteo-France and ECMWF. It is a spectral atmospheric model with a hybrid - 396
 pressure vertical coordinate. Since the first release of the ARPEGE-Climate model 397
 (Deque et al. 1994), many developments have been included, both dynamical and 398
 physical. Here we use the third generation ARPEGE-Climat model (Deque 1999). 399
 The main difference compared to former versions is the use of a time-level semi- 400
 lagrangian numerical integration scheme with a 30 min time-step. The physical 401
 package includes the turbulence-scheme of Louis et al. (1981), the statistical cloud 402
 scheme of Ricard and Royer (1993) and the mass-flux convective scheme with Kuo- 403
 type closure of Bougeault (1985). The radiative scheme is derived from Morcrette 404
 (1990) and is activated every 3 hours. More details about the physics of the model 405
 can be found in Geleyn et al. (1995). 406

A rotated-stretched twentieth–twenty-first century experiment was performed us- 407
 ing the ARP-EGE-Climat GCM (Courtier and Geleyn 1988), to represent Atlantic 408
 hurricane activity. The grid stretching technique permits distortion of the initial 409
 globally uniform grid in such a way that a maximum concentration of grid points 410
 will cover the region of interest at the expense of antipode. Once the region of in- 411
 terest is chosen, the grid is rotated so as to bring the pole over the center of the 412
 domain. This method has been used and validated for a long time in operational me- 413
 teorological forecast (Courtier et al. 1991) and in climate modeling studies (Deque 414
 and Piedelievre 1995; Lorant and Royer 2001; Moustaoi et al. 2002). It has also 415
 been validated by Chauvin et al. (2006) for the ARPEGE integrations used in this pa- 416
 per. In addition, they showed that, for a spatial resolution high enough, ARPEGE is 417
 able to represent TCs structures. The stretching coefficient is 2.5 in our simulations, 418
 and the pole of the grid is located 60°W, 20°N in the Western Atlantic. Simula- 419
 tions for present and future climates are 30 years long with year-to-year variation 420
 of SSTs, reproducing the interannual variability of 1960–1989 observed patterns. 421
 The equivalent resolution is of approximately 50 km over the Atlantic basin and 422
 decreases linearly when going far away from the pole to reach approximately 310 423
 km at the opposite. Another experiment was performed in the stretched configura- 424
 tion for the twenty-first century scenario. For the future climate, an anomaly was 425
 added to the 1960–1989 climatology. SST anomaly was taken from a Hadley Centre 426
 coupled simulation and following a SRES-A2 IPCC scenario for the GHGs (Johns 427
 et al. 2001) for 2070–2099. 428

3.1.2 Tracking Methodology 429

In order to track the tropical storms, Chauvin et al. (2006) used and updated the 430
 method developed at Mto-France by Ayrault and Joly (2000) to track mid-latitude 431
 lows for the Atlantic tropical cyclones. For the construction of the tracks, criteria 432
 from Bengtsson et al. (1995) have been introduced and the following criteria were 433
 retained: 434

- Mean sea level pressure (MSLP) is a local minimum (considered therefore as the 435
 center of the system) 436
- 850 hPa vorticity > VT (a vorticity threshold) 437

- 850 hPa wind intensity > WT (a wind threshold) 438
- Mean 700–300 hPa temperature anomaly > TT (a temperature threshold) 439
- 300 hPa temperature anomaly > 850 hPa temperature anomaly 440
- 850 hPa tangential wind > 300 hPa tangential wind 441

Anomalies are defined as the difference between the system and its environment. For 442
 each criterion, a threshold is fixed and a grid point, at a given time step, must meet all 443
 conditions to be selected for a track. Choice of the thresholds was made subjectively, 444
 partly in agreement with literature and partly to compare favourably with the real 445
 world. The threshold combinations adopted, for this case, are the followings 446

$$VT = 14.10^{-5} \text{ 1/s}, WT = 15 \text{ m/s and } TT = 3^{\circ}\text{K} \quad 447$$

The entire description of the tracking method is given in Chauvin et al. (2006). 448

3.2 Present Integration 449

3.2.1 TCs Rainfall 450

Figure 9 presents the tropical cyclonic precipitation in the NATL basin in the present 451
 integration of ARPEGE for the three decades: 1960–1969 (Fig. 9a), 1970–1979 452
 (Fig. 9b) and 1980–1989 (Fig. 9c). The first decade (Fig. 9a) presents a maximum of 453
 TCs rainfall in the Caribbean Sea (850 mm/year) and from the South of the Gulf of 454
 Mexico (500 mm/year) to the eastern Florida peninsula. We also have some traces of 455

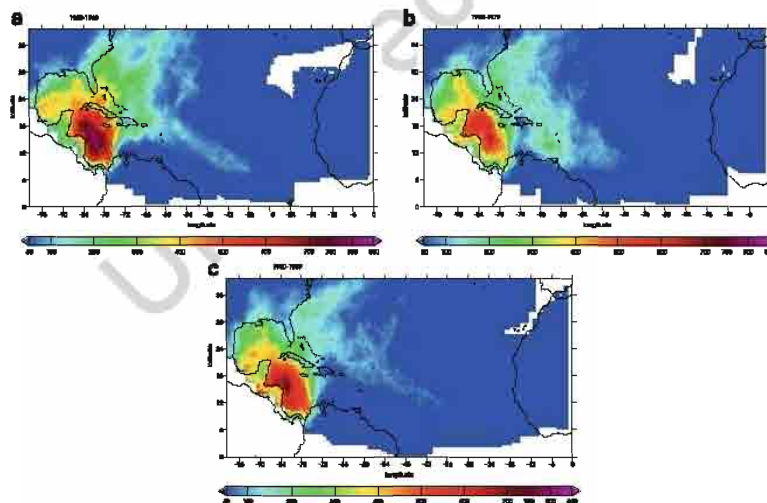


Fig. 9 TCs rainfall (mm/year) in the NATL basin in the present ARPEGE integration for the time periods: 1960–1969 (a), 1970–1979 (b) and 1980–1989 (c)

4 TCs rainfall observed and simulated in the NATL basin.

tracks in the center of the NATL basin coming from the West African coast, but the signal is really lower (100 mm/year). The second decade (Fig. 9b) presents the same position of maximum but with a lower range of value than the first decade except for the south of the Gulf of Mexico. The maximum on the Caribbean Sea attains 600 mm/year, the eastern Florida 250 mm/year. The trace of TCs from the West African coast is less visible in this decade. For the last decade, the maximum on the Caribbean Sea obtains values between the two other decades (~700 mm/year). In the Gulf of Mexico, the TCs rainfall give the same range of value as the two other decades. The TCs rainfall in the eastern Florida and the center of the NATL basin, as the second decade, are lower than the first decade. The results from Fig. 9 put in evidence the sensitivity of the simulated TCs rainfall to the period of study. The amplitude of the maxima in all the areas vary in function of the time period, except the Gulf of Mexico. We could also notice that the decades where ARPEGE simulates a lower activity are the real time period known for lower TCs rainfall. If we compare the results of ARPEGE, to those obtained by TRMM in Fig. 1, taking account that it is not the same period of study, we can still see that ARPEGE is highly overestimating the TCs rainfall. However the bias of the TCs rainfall of ARPEGE must also be due to the errors in the tracking of the TCs. We surely have too many tracks on the west side of the NATL basin and not enough in the east side explaining why we have so low precipitation in the center of the NATL basin.

3.2.2 Fraction of TCs Rainfall

Figure 10 presents the fraction of TCs rainfall simulated by ARPEGE in the North Atlantic Basin for the three decades: 1960–1969 (Fig. 10a), 1970–1979 (Fig. 10b) and 1980–1989 (Fig. 10c). The first decade (Fig. 10a) presents maxima over the Gulf of Mexico, the Caribbean Sea with equivalent values (~25%) and close to the West African coast with a higher amplitude (60%). The next decades (Fig. 10b, c) show nearly the same results for the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. However the maxima on the West African coast nearly disappears in the second decade (1970–1979) and comes back in 1980–1989. When comparing the results of the simulation with those of TRMM, we can see that the maximum in the west of the NATL basin is broader and northern for ARPEGE. The difference on the localization can come from the sensitivity to the time period. On the eastern part of the NATL basin ARPEGE finds a maximum on two decades which is, in the satellite observation, more in the center of the ocean and broader. This maximum is highly overestimated by the model. Like in the TCs rainfall, we can assume that some of the differences between the model and the observation come from the tracking in the simulations.

3.2.3 Tropical Cyclonic Precipitation Efficiency – TCPE

Figure 11 presents the TCPE simulated by ARPEGE in the North Atlantic Basin for the three decades: 1960–1969 (Fig. 11a), 1970–1979 (Fig. 11b) and 1980–1989 (Fig. 11c). In the three panels, we nearly obtain the same amplitude (25–40 mm/TC

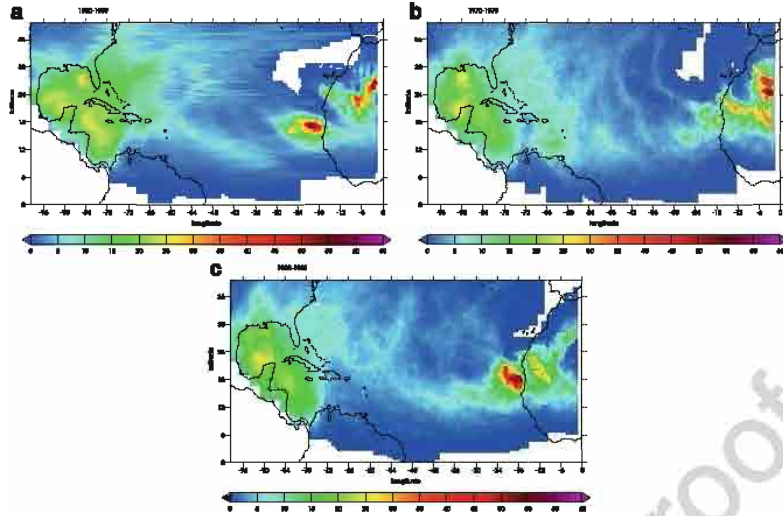


Fig. 10 Fraction (%) in the NATL basin in a present ARPEGE integration for the time periods: 1960–1969 (a), 1970–1979 (b) and 1980–1989 (c)

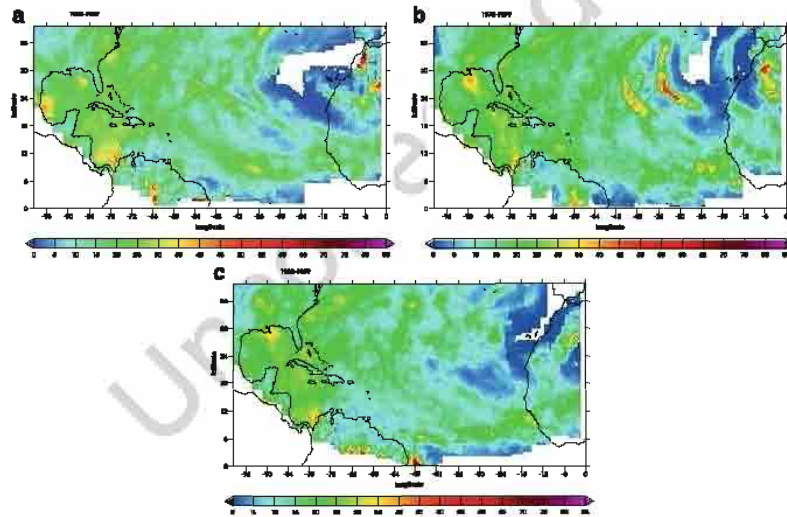


Fig. 11 TCPE (mm/TC day) in the NATL basin in a present ARPEGE integration for the time periods: 1960–1969 (a), 1970–1979 (b) and 1980–1989 (c)

4 TCs rainfall observed and simulated in the NATL basin.

day) in the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. We can also notice the trace of efficient TCs in the New Orleans and Guatemala coast, regions vulnerable to TCs. For the TCPE, the sensitivity to the time period is visible especially off the West African coast. The amplitude is nearly the same in the center and the east of the NATL basin and is really close to what obtained TRMM in Fig. 1.

3.3 Future Integration

3.3.1 Fraction of TCs Rainfall

Figure 12 presents the fraction of TCs rainfall from the future integration (2060–2089) minus the present integration (1960–1989) over the NATL basin. The blue values indicate a decrease of fraction of TCs rainfall and the red, an increase. This figure shows that for this configuration of ARPEGE, the contribution of TCs rainfall is decreasing in the future in comparison with the present. But as the fraction is a ratio this decrease means a decrease of TCs rainfall or an increase in total rainfall.

3.3.2 Tropical Cyclonic Precipitation Efficiency – TCPE

Figure 13 presents the TCPE from the future integration (2060–2089) minus the present integration (1960–1989) over the NATL basin. The blue values indicate a decrease of TCPE and the red, an increase. It seems that the efficiency is slightly increasing in the future, in comparison with the present, as the red value indicate a positive difference between the two integrations.

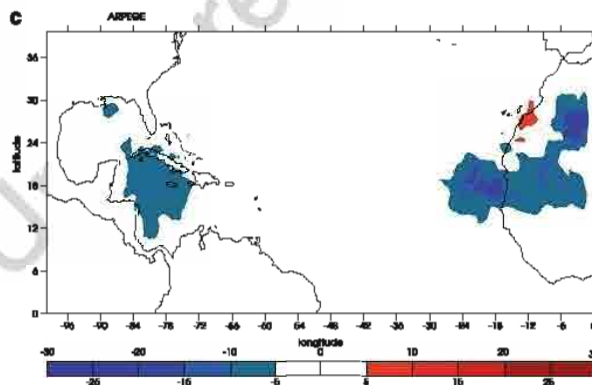


Fig. 12 Difference in fraction of TCs rainfall (%) between the future (2060–2089) and present (1960–1989) ARPEGE integration in the NATL basin

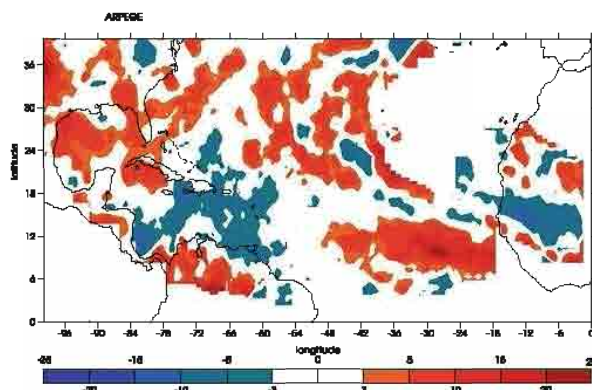


Fig. 13 Difference in TCPE (mm/TC day) between the future (2060–2089) and present (1960–1989) ARPEGE integration in the NATL basin

4 Conclusion and Discussions

516

The impacts of the TCs rainfall on geographical variability of the total rainfall over 517
the NATL basin is investigated in a first part, in daily satellite observations and 518
reanalysis. We studied TRMM and GPCP for the satellite observations, ERA-40, 519
ERA-Interim, NCEP-1 and NCEP-2 for the reanalysis. The patterns of TRMM TCs 520
rainfall are similar to GPCP features, but GPCP presents an underestimates in am- 521
plitude and misses some local maxima in the center of the NATL basin surely due 522
to the lower spatial resolution of the latter. Then, we studied the ability of GPCP 523
and the reanalysis to represent the tropical cyclonic precipitation in comparison with 524
TRMM. It may be surprising to study the TCs rainfall from the reanalysis as we said 525
before that the spatial resolution seems to be important for the TCs rainfall. However 526
the time period covered by the reanalysis is not offered by the satellite observations 527
and for the study of climate integrations, we need a longer time period, that is why 528
we tried to validate the reanalysis. In this aim, we used a variety of metrics such as 529
the fraction of TCs rainfall and the TCPE. We noticed the improvement with the new 530
versions of the reanalysis from ECMWF and NCEP/NCAR centers (ERA-Interim 531
and NCEP-2). We especially note the good representation of the TCs rainfall for 532
NCEP-2 in comparison with TRMM, that is surely due to the way that NCEP-2 as- 533
simulates the precipitation. The maximum of cyclonic precipitation is located in the 534
Caribbean Sea and the Gulf of Mexico, for the observation and the reanalysis. GPCP 535
and ERA-Interim underestimate the TCs rainfall in comparison with TRMM due to 536
an underestimate of intense TCs. TCs contribute to a maximum of precipitation (be- 537
tween 15° and 25°N) over the Southern Gulf of Mexico, the Caribbean sea and the 538
West Atlantic ocean for the observation and the reanalysis. The most efficient TCs 539
are located in the Gulf of Mexico, the Caribbean Sea and the West Atlantic Ocean 540
for the observations and the reanalysis. 541

4 TCs rainfall observed and simulated in the NATL basin.

In a second part, we studied the ability of ARPEGE to simulate the TCs rainfall in present simulation. ARPEGE is able to detect the maxima of TCs rainfall, fraction of TCs rainfall and TCs efficiency obtained in the observation and reanalysis however it overestimates them in term of amplitude. The decomposition of the 30 years of integrations in decades has permitted to show the sensitivity of the model to the time period. It is interesting to notice that the two last decades present lower TCs rainfall which is consistent with the real TCs activity. This study has also allowed to see the problems in the localization of the tracks. The tracking produces too much TCs in the western NATL basin and not enough off the West African coast. Finally, we run a future simulation to see the possible evolution of the fraction of TCs rainfall and the TCPE. The difference between the future and present simulations shows an decreasing contribution of TCs rainfall to total rainfall and an increasing efficiency of TCs.

References

Ayrault F, Joly A (2000) Une nouvelle topologie des depressions meterologiques: classification des phases de maturation. *compte-rendus l'acadmie des sciences, sciences de la terre et des planetes. Earth Planet Sci* 330:167–172

Bengtsson L, Botzet M, Esch M (1995) Simulation of hurricane-type vortices in a general circulation model. *Tellus* 47A:175–196

Bougeault P (1985) A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Mon Weather Rev* 113:2108–2121

Chauvin F, Royer JF, Deque M (2006) Response of hurricane-type vortices to global warming as simulated by the arpege-climat at high resolution. *Clim Dynam* 27:377–399

AQ5 Courtier F, Freyrier C, Geleyn JF, Rochas M (1991) The arpege project at meteo-france. ECMWF seminar proceedings, reading, 9–13 Sept 1991, Volume II pp 193–221

Courtier P, Geleyn J (1988) A global numerical weather prediction model with variable resolution: application to a shallow water equation. *Quart J R Meteor Soc* 114:1321–1346

Deque M (1999) Documentation arpege-climat. Tech Report Centre National de Recherches Meteorologiques, Meteo-France, Toulouse, France

Deque M, Piedelievre J (1995) High resolution climate simulation over europe. *Clim Dynam* 11:321–339

Deque M, Dreveton C, Braun A, Cariolle D (1994) 1994. *Clim Dynam* 10:249–266

Englehart P, Douglas A (2001) The role of eastern north pacific tropical storms in the rainfall climatology of western mexico. *Int J Clim* 21:1357–1370

Fitzpatrick PJ (2006) Hurricanes, 2nd edition. ABC-CLIO

Geleyn JF, Bazile E, Bougeault P, Deque M, Ivanovici V, Joly A, Labbe L, Piedelievre J, Piriou J, Royer J (1995) Atmospheric parameterization schemes in meteo-france's arpege nwp model. Proceedings of the ECMWF seminar parameterization of sub-grid scale physical processes, 5–9 Sept 1994. ECMWF Reading, pp 385–402

Hasegawa A, Emori S (2005) Tropical cyclones and associated precipitation over the western north pacific: T106 atmospheric gcm simulation for present-day and doubled co2 climates. *SOLA* 1:145–148

AQ6 Houze RAJ (1988) Convective and stratiform precipitation in the tropics. In: Theon JS, Fugono N (eds) Tropical rainfall measurements, pp 27–35

- Huffman G, Adler R, Morrissey M, Bolvin D, Curtis S, Joyce R, McGavock B, Susskind J (2001) Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations. *J Hydrometeor* 2:36–50 587
- Huffman G, Adler R, Bolvin D, Gu G, Nelkin E, Bowman K, Hong Y, Stocker E, Wolff D (2007) The trmm multisatellite precipitation analysis (tmpr): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J Hydrometeor* 8:38–55 589
- Inoue M, Handoh IC, Bigg GR (2008) Bimodal distribution of tropical cyclogenesis in the caribbean: characteristics and environment factors. *J Climate* 15:2897–2905 591
- AQ7 IPCC (2007) Climate change 2007: the physical science basis. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller, HL (eds) Contribution of working Group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 996 592
- Jiang H, Zipser EJ (2009) Contribution of tropical cyclones to the global precipitation from 8 seasons of trmm data: regional, seasonal and interannual variations. *J Climate*. doi:10.1175/2009JCLI3303.1 593
- Johns T, Gregory J, Ingram W, Johnson C, Jones A, Mitchell J, Roberts D, Sexton D, Stevenson D, Tett S, Woodage M (2001) Anthropogenic climate change for 1860 to 2100 simulated with the hadcm3 model under updated emission scenarios. Technical Note 22, Hadley Center p 22 594
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, et al. (1996) Ncep/ncar 40 years reanalysis project. *Bull Am Meteorol Soc* 77:437–471 595
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woolen J, Yang JK, Hnilo J, Fiorino M, Potter GL (2002) Ncep-doe amip-ii reanalysis (r-2). *Bull Am Meteorol Soc* 83:1631–1643 596
- Knapp KR, Kruk M, Levinson DH, Gibney E (2009) Archive compiles new resource for global tropical cyclone research eos. *AGU* 90. doi:10.1029/2009EO060,002 597
- Knight D, Davis R (2009) Contribution of tropical cyclones to extreme rainfall in the southeastern united states. *J Geophys Res* 14:D23,102. doi:10.1029/2009JD012,511 598
- Kruk MC, Knapp K, Levinson D, Diamond H, Kossin J (2009) An overview of the international best track archive for climate stewardship (ibtracs). Twenty-first conference on climate variability and change, Phoenix, AZ, AMS 599
- Kubota H (2009) How much do tropical cyclones affect seasonal and interannual rainfall variability over the western north pacific. *J Climate* 22:5495–5510 600
- Larson J (2004) Characteristics of landfalling tropical cyclones in the united states and mexico: climatology and interannual variability. *J Climate* 18:1247–1262 601
- Lau KM, Zhou Y, Wu HT (2008) Have tropical cyclones been feeding more extreme rainfall? *J Geophys Res* 113. doi:10.1029/2008JD009,963 602
- Lorant V, Royer J (2001) Sensitivity of equatorial convection to horizontal resolution in aquaplanet simulations with a variable-resolution gcm. *Mon Weather Rev* 129:2730–2745 603
- Louis J, Tiedtke M, Geleyn J (1981) A short history of the operational pbl-parameterization at ecmwf. In: ECMWF workshop planetary boundary layer parameterization, Nov 1981, ECMWF, Reading, UK, pp 25–27 604
- Molinari J, Knight D, Dickinson D, Vollaro D, Skubis S (1997) Potential vorticity, easterly waves and tropical cyclogenesis. *Mon Weather Rev* 127:520–534 605
- Morcrette J (1990) Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical properties in the ecmwf model. *Mon Weather Rev* 118:847–873 606
- Moustaoui M, Royer JF, Chauvin F (2002) African easterly wave activity in a variable resolution gcm. *Clim Dynam* 25:289–301 607
- AQ8 Neumann CJ, Jarvinen BR, McAdie CJ, Hammer GR (1999) Tropical cyclones of the north atlantic ocean. National Climatic Data Center, p 206 608
- Rappaport E (2000) Loss of life in the united states associated with recent atlantic tropical cyclones. *Bull Am Meteorol Soc* 81:2065–2073 609
- Ren F, Wu G, Dong W, Wang X, Wang Y, Ai W, Li W (2006) Changes in tropical cyclone precipitation over china. *Geophys Res Lett* 33. doi: 10.1029/2006GL027,951 610
- Ricard J, Royer J (1993) A statistical cloud scheme for use in an agcm. *Ann Geophys* 11: 1095–1115 611

4 TCs rainfall observed and simulated in the NATL basin.

- Rodgers EB, Adler F (1999) Contribution of tropical cyclones to the north pacific climatological rainfall as observed from satellites. *J Appl Meteorol* 39:1658–1678 640
641
- Rodgers EB, Adler F (2001) Contribution of tropical cyclones to the north atlantic climatological rainfall as observed from satellites. *J Appl Meteorol* 40(10):1785–1800 642
643
- Sheperd JM, Grundstein A, Mote TL (2007) Quantifying the contribution of tropical cyclones to extreme rainfall along coastal southeastern united states. *Geophys Res Lett* 34. doi: 644
10.1029/2007GL031,694 645
646
- AQ9 Uppala S, Dee D, Kobayashi S, Simmons A (2008) Evolution of reanalysis at ecmwf. In: *Proceedings WCRP* 647
648
- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons U A Jand Andrae, 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, Hagemann 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 Roy Meteorol Soc* 131:2961–3012 654
655
- Wu Y, Wu S, Zhai P (2007) The impact of tropical cyclones on hainan island's extreme and total precipitation. *Intl J Climatol* 27:1059–1064 656
657

Uncorrected Proof

AUTHOR QUERIES

- AQ1. Please provide Full name for Author F. Chauvin and F. Roux.
- AQ2. Please provide abstract and Keywords if appropriate
- AQ3. Please specify corresponding author.
- AQ4. Please check the closing brackets.
- AQ5. Please provide place of proceedings for Courtier et al. (1991) and Geleyn et al. 1995.
- AQ6. Please provide publisher name and location details for Houze Raj (1988).
- AQ7. For IPCC 2007, please provide name for the last editor. Only initials are given.
- AQ8. Please provide the location of the “National Climatic Data Center” in Neumann et al (1999).
- AQ9. Please provide further details in Uppala et al (2008).

Uncorrected Proof

Bibliographie

Agudelo, P. A., Hoyos, C. D., Curry, J. A., & Webster, P. J. (2010). Probabilistic discrimination between large-scale environments of intensifying and decaying African Easterly Waves. *Climate Dynamics*, DOI: 10.1007/s00382-010-0851-x.

Albignat, J., & Reed, R. (1980). The origin of African wave disturbances during Phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, Vol. 108, 1827-1839.

Arnault, J., & Roux, F. (2011). Characteristics of African Easterly waves associated with tropical cyclogenesis in the Cape Verde Islands region in July-August-September of 2004-2008. *Journal of Atmospheric Research*, DOI:10.1016/J/atmosres.2010.12.028.

Avila, L., & Pasch, R. (1992). Atlantic tropical systems of 1991. *Monthly Weather Review*, Vol. 120, 2688-2696.

Ayrault, F., & Joly, A. (2000). Une nouvelle topologie des dépressions météorologiques: classification des phases de maturation. *Compte-Rendu à l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des planètes*.

Bender, A., Ginis, I., Tuleya, R., Thomas, B., & Marchok, T. (2007). The operational GFDL coupled hurricane-ocean prediction system and a summary of its performance. *Monthly Weather Review*, Vol. 135, 3965-3989.

Bender, M., & Ginis, I. (2000). Real-case simulations of hurricane-ocean interaction using high-resolution coupled model : effects on hurricane intensity. *Monthly Weather Review*, Vol. 128, 917-946.

Bender, M., Ginis, I., & Kurihara, Y. (1993). Numerical simulations of tropical cyclone-ocean interaction with a high resolution coupled model. *Journal of Geophysical Research*, 98:23 245-23 263.

Bengtsson, L., Hodges, K., Esch, M., Keenlyside, N., Kronbluh, L., Luo, J.-L., et al. (2007). How many tropical cyclones change in a warmer climate ? *Tellus*, Vol.59, 539-561, DOI:10.1111/j.1600-0870.2007.00251.x.

Bengtsson, L., Botzet, M., & Esch, M. (1996). Will greenhouse gas-induced warming over the next years lead to higher frequency and greater intensity of hurricanes ? *Tellus*, Vol.48, 57-73.

Bengtsson, L., Botzet, M., & Esch, M. (1995). Hurricane-type vortices in a general circulation model. *Tellus*, Vol. 47A, 175-196.

Bengtsson, L., Bottger, H., & Kanamitsu, M. (1982). Simulation of hurricane-type vortices in a general circulation model. *Tellus*, Vol.34, 440-457.

- Bernie, D., Woolnough, S., & Slingo, J. (2005). Modeling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer. *Journal of Climate*, Vol. 18, 1190-1202.
- Berry, G., & Thorncroft, C. (2005). Case study of an intense African Easterly wave. *Monthly Weather Review*, Vol. 133, 752-766.
- Bister, M., & Emanuel, K. (2002). Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity.1. Interannual to interdecadal variability. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. D24, DOI: 10.1029/2001JD000776.
- Bister, M., & Emanuel, K. (1998). Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteorological Atmospheric Physics*, 52, 233.
- Black, P., D'asaro, E., Drennan, W., French, J., Sanford, T., Terrill, E., et al. (2006). Air-sea exchange in hurricanes: synthesis of observations from the coupled boundary layer air-sea transfer experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 88(3), 357-374.
- Bougeault, P. (1985). A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Monthly Weather Review*, 113 (2108-2121).
- Braun, S.A., 2010 : Reevaluating the role of Saharan air layer in Atlantic tropical cyclogenesis and evolution. *Monthly Weather Review*, Vol. 138, DOI : 10.1175/2009MWR3135.1.
- Braun, S. (2002). A cloud-resolving simulation of hurricane Bob (1991): storm structure and eyewall buoyancy. *Monthly Weather Review*, Vol. 130, 1573-1592.
- Broccoli, A., & Manabe, S. (1990). Can existing climate models be used to study anthropogenic changes in tropical cyclone climate ? *Geophysical Research Letters*, Vol. 17, 1917-1920.
- Burpee, R. (1974). Characteristics of North African easterly waves during summers of 1968 and 1969. . *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol.31, 1556-1570.
- Burpee, R. (1972). The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of Atmospheric Science* , 31 (1556-1570).
- Byers, H. (1944). General Climatology. *Mac-Graw-Hill*, 1556-1570.
- Camargo, S., Wheeler, M., & Sobel, A. (2009). Diagnosis of the MJO modulation of tropical cyclogenesis using empirical index. *Journal of Atmospheric Sciences*, 3061-3074.
- Camargo, S., Emanuel, K., & Sobel, A. (2007). Use of genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis. *Journal of Climate*, Vol.20, 4819-4834.
- Camargo, S., & Sobel, A. (2005). Western north Pacific tropical cyclone intensity and ENSO . *Journal of Climate*, Vol.18,2996-3006.
- Camargo, S., Barnston, A., & Zebiak, S. (2005). A statistical assesment of tropical cyclone activity in atmospheric general circulation model. *Tellus*, Vol.57A, 589-604.

- Camargo, S., & Zebiak, S. (2002). Improving the detection and tracking of tropical cyclones in atmospheric general circulation models. *Weather Forecast*, 17 (1152-1162).
- Carlson, T. (1969). Synoptic histories of three African disturbances that developed into Atlantic hurricanes. *Monthly Weather Review*, Vol. 97, 256-276.
- Caron, L., & Jones, C. (2011). Understanding and simulating the link between African easterly waves and Atlantic tropical cyclones using a regional climate model: the role of domain size and lateral boundary conditions. *Climate Dynamics*, DOI: 10.1007/s00382-011-1160-8.
- Caron, L., Jones, C., & Winger, K. (2010). Impact of resolution and downscaling technique in simulating recent tropical cyclone activity. *Climate Dynamics*, DOI: 101007/s00382-010-0846-7.
- Caron, L., & Jones, C. (2008). Analysing present, past and future tropical cyclone activity as inferred from an ensemble of coupled global climate models. *Tellus*, Vol. 60A, 80-96.
- Chang, S. (1985). Deep ocean response to hurricanes as revealed by an ocean model with free surface. Part I: Axisymmetric case. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 15, 1847-1858.
- Chang, S., & Anthes, R. (1978). Numerical simulations of the ocean's nonlinear, baroclinic response to translating hurricanes. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 8, 468-480.
- Chauvin, F., & Royer, J. (2010). Role of the SST anomaly structures in response of cyclogenesis to global warming. *Hurricanes and Climate Change*, 2, Springer Science + Business Media, 39-56.
- Chauvin, F., & Royer, J. (2008). Changement climatique. *La Météorologie*, 8ième série, No. 62 , p. 52.
- Chauvin, F., Royer, J., & Déqué, M. (2006). Response of hurricane-type vortices to global warming as simulated by ARPEGE-Climat at high resolution. *Climate Dynamics*, Vol. 27, 377-399.
- Chen, S., Knaff, J., & Marks Jr, K. (2006). Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM. *Monthly Weather Review*, Vol.134, 3190-3208.
- Cione, J., & Ulhorn, E.,W. (2003). Sea surface temperature variability in hurricanes: implications with respect to intensity change. *Monthly Weather Review*, Vol. 131, 1783-1796.
- Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J., Rabier, F., & Rochas, M. (1991). The ARPEGE project at METEO-FRANCE. Reading: ECMWF seminar proceedings.
- Courtier, P., & Geleyn, J. (1988). A global numerical weather prediction mode with variable resolution: application to a shallow water equation. *Quarterly J.R. Meteorological Society*, Vol. 114, 1321-1346.

Daloz, A., Chauvin, F., Walsh, K., Lavender, S., Abbs, D., & Roux, F. (2012). The ability of GCMs to simulate tropical cyclones and their precursors over the North Atlantic Main Development Region.

Daloz, A., Chauvin, F., & Roux, F. (soumis à Climate Dynamics). Impact of the ocean-atmosphere coupling on tropical cyclone activity in the variable-resolution ARPEGE GCM.

Daloz, A., & Chauvin, F. (2010). Tropical cyclone rainfall in observations, reanalysis and ARPEGE simulations in the North Atlantic basin. Proceedings du Second international summit on hurricanes and global warming. Corfou, Grèce: Springer . Annexe 2.

De Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A., Lazar, A., & Iudicone, D. (2004). Mixed-layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, C12003, DOI: 10.1029/2004JC00378.

Decharme, B., Alkama, R., Douville, H., Becker, M., & Cazenave, A. (2010). Global evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologis system. Part 2: Uncertainties in river routing simulation related to flow velocity and groundwater storage. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 11, 601-617.

Déqué, M., & Piédelièvre, J. (1995). High resolution climate simulation over Europe. *Climate Dynamics*, Vol. 11, 321-339.

Donelan, M., Haus, B., Reul, N., Plant, W., Stiassnie, M., Graber, H., et al. (2004). On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds. *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, 18.

Dunion, J.P., and Velden, C.S. 2004: The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 85, 353-365.

Emanuel, K. (2005). Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, Vol. 436, 686-688.

Emanuel, K., & Nolan, D. (2004). Tropical cyclone activity and global climate. 26th conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, American Meteorological Society (AMS), 240-241.

Emanuel, K. (2003). A similarity hypothesis of Air-Sea exchange at Extreme wind speeds. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 60, 1420-1428.

Emanuel, K. (2001). Contribution of tropical cyclones to meridional heat transport by the oceans. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, No D14, 14771-14781.

Emanuel, K. (1999). Thermodynamic control of hurricane intensity. *Nature*, Vol. 401, 665-669.

Emanuel, K. (1995). Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol.52(22), 3969-3976.

- Emanuel, K. (1988). The maximum intensity of hurricanes. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 45, 1143-1155.
- Emanuel, K. (1986). An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I steady-state maintenance. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 43(6), 585-605.
- Englehart, P., & Douglas, A. (2001). The role of eastern North Pacific tropical storms in the rainfall climatology of western Mexico. *International Journal of Climatology*, Vol. 21, 1357-1370.
- Ferreira, N., & Schubert, W. (1997). Barotropic aspects of ITCZ breakdown. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 54, 251-285.
- Fink, A., Schrage, J., & Kotthaus, S. (2010). On the potential causes of the nonstationary correlations between West African precipitation and Atlantic hurricane activity. *Journal of Climate*, Vol.23, 5437-5456, DOI:10.1175/2010JCLI3356.1.
- Fitzpatrick, P. (2006). *Hurricanes Second Edition*. ABC-CLIO.
- Fontaine, B., Garcia-Serrano, J., Roucou, P., Rodriguez-Fonseca, B., Losada, T., Chauvin, F., Gervois, S., Sijikumar, S., Ruti, P. and Janicot, S., 2010. Impacts of warm and cold situations in the Mediterranean basins on the West African monsoon: observed connection patterns (1979-2006) and climate simulations. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-009-0599-3.
- Fox-Rabinovitz, M., Cote, J., Dugas, B., Deque, M. and McGregor, J.L., 2006 . Variable resolution general circulation models: Stretched-grid model intercomparison project (SGMIP). *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, D16104, DOI : 10.1029/2005JD006520.
- Fudeyasu, H., Wang, Y., Satoh, M., Nasuno, T., Miura, H., & Yanase, W. (2008). Global cloud-system-resolving model NICAM successfully simulated the lifecycles of two real tropical cyclones. *Geophysical Research Letters*, Vol. 35, L22808, DOI: 10.1029/2008GL036003.
- Fyfe, J. (1999). Climate simulations of African easterly waves. *Journal of Climate*, Vol. 12, 1747-1769.
- Garner, S., Held, I., Knutson, T., & Sirutis, J. (2009). The roles of wind shear and thermal stratification in past and projected changes in Atlantic tropical cyclone activity. *Journal of Climate*, Vol.22, 4723-4734.
- Geleyn, J., Bazile, E., Bougeault, P., Déqué, M., Ivanovici, V., Joly, A., et al. (1995). Atmospheric parameterization schemes in Météo-France 's ARPEGE NWP model. *Proceedings of the ECMWF seminar parameterization of sub-grid scale physical processes. 5-9 sept. 1994, ECWMF Reading*, 385-402.
- GIEC (2007) . aller voir IPCC (2007).
- Goldenberg, S., Landsea, C., Mestas-Nunez, A., & Gray, W. (2001). The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications. *Science*, Vol. 293, No. 5529, 474-479.

- Goldenberg, S., & Shapiro, L. (1996). Physical mechanisms for the association of the El Niño and the West African rainfall with the Atlantic major hurricane variability. *Journal of Climate*, Vol. 9, 1169-1187.
- Gray, W. (1990). Strong association between West African rainfall and US landfalling intense hurricanes. *Science*, Vol. 249, 1251-1256.
- Gray, W. (1979). Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the tropical ocean*, D.B. Shaw, Ed. Royal Meteorological Society, 155-218.
- Gray, W. (1975). Tropical cyclone genesis. *Department of Atmospheric Science Paper, No 234, Colorado State University, Fort Collins, CO*, p. 21.
- Gray, W. (1968). Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Monthly Weather Review*, CO, p21 (234), Vol. 96, 669-700.
- Gualdi, S., Scoccimaro, E., & Navarra, A. (2008). Changes in tropical cyclone activity due to global warming: results from a high-resolution coupled general circulation model. *Journal of Climate*, Vol. 21, 5204-5227.
- Haarsma, R., Mitchell, F., & Senior, C. (1993). Tropical disturbances in a GCM. *Climate Dynamics*, Vol. 8, 247-257.
- Hall, M.J., Kiladis, G. N., & Thorncroft, C.D. (2006). Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part II : Dynamical Modes. *Journal of Atmospheric Research*, Vol. 63, 2231-2245.
- Hasegawa, A., & Emori, S. (2005). Tropical cyclones and associated precipitation over the western North Pacific : T106 atmospheric GCM simulation for present-day and double CO2 climates. *SOLA*, Vol.1, 145-148.
- Holland, G., & Webster, P. (2007). Heightened tropical cyclone activity in the North Atlantic: natural variability or climate trend ? *Philosophical transactions of the Royal Society A*, Vol. 365, No. 1860, 2695-2716.
- Holland, G. (1997). The maximum potential intensity of tropical cyclones . *Journal of Atmospheric Science*, Vol. 54, 2519-2541.
- Hopsch, S., Thorncroft, C., & Tyle, K. (2010). Analysis of African easterly waves structures and their role in influencing tropical cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, Vol. 138, 1399-1419.
- Hopsch, S., Thorncroft, C., Hodges, K., & Aiyyer, A. (2007). West African storm tracks and their relationship to Atlantic tropical cyclones. *Journal of Climate*, Vol. 20, 2468-2483.
- Houze, R. (1988). Convective and stratiform precipitation in the tropics. *Theon JS, Fugono N (eds) Tropical cyclone measurements*, 27-35.

- Hsieh, J.-S., & Cook, K. (2007). A study of the energetics of African easterly waves using a regional climate model . *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol.64, 421-440.
- Hsieh, J., & Cook, K. (2005). Generation of African easterly wave disturbances:Relationship to the African easterly jet . *Monthly Weather Review*, Vol. 133, 1311-1327.
- Huffman, G., Adler, R., Bolvin, D., Gu, G., Nelkin, E., Bowman, K., et al. (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA) : quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of hydrometeorology*, Vol.8, 38-55.
- Huffman, G., Adler, R., Morissey, M., Bolvin, D., Curtis, S., Joyce, R., et al. (2001). Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations. *Journal of hydrometeorology*, Vol. 2, 36-50.
- Inoue, M., Handoh, I., & Bigg, G. (2002). Bimodal distribution of tropical cyclogenesis in the Caribbean : Characteristics and environment factors. *Journal of Climate*, Vol.15, 38-55.
- IPCC (2007). Climate change 2007 . the physical science basis. *Salomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K., Tigor M., Miller H. Editions*. Contribution of working group I to the 4th assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 996.
- Jansen, M., & Ferrari, R. (2009). Impact of the latitudinal distribution of tropical cyclones on ocean heat transport. *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, L06604, DOI: 10.1029/2008GL036796.
- Jiang, H., & Ziepsner, E. (2010). Contribution of tropical cyclones to the global precipitation from 8 seasons of TRMM data : regional, seasonal and interannual variations. *Journal of Climate*, DOI: 10.1175/2009JCLI3303.1.
- Johns, T., Gregory, J., Ingram, W., Johnson, C., Jones, A., Mitchell, J., et al. (2001). Anthropogenic climate change for 1860 to 2100 simulated with the HADCM3 model under updated emission scenarios. *Technical note 22, Hadley Center*, p. 22.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., & Collins, W. (1996). NCEP-NCAR 40 years reanalysis project. *Bulletin of American Meteorological Society*, Vol. 77, 437-471.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woolen, J., J.K., Y., Hnilo, J., Fiorino, M., et al. (2002). NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). . *Bulletin of American Meteorological Society* , Vol. 83, 1631-1643.
- Karl, T., Meehl, G., Miller, C., Hassol, S., Waple, A., & Murray, W. (2008). *Synthesis and assessment Product 3.3. Report by the US climate change science program and the subcommittee on global change research*.
- Khain, A., & Ginis, I. (1991). The mutual response of a moving tropical cyclone and the ocean. *Beitr. Physical Atmosphere*, Vol. 64, 125-141.

- Kim, J.-H., Brown, S., & McDonald, R. (2010). Futures changes in tropical cyclone genesis in fully dynamic ocean and mixed layer ocean coupled climate models: a low resolution model study. *Climate Dynamics*, DOI: 10.1007/s00382-010-0855-6.
- Klingaman, N., Woolnough, S., Weller, H., & Slingo, J. (2011). The impact of finer-resolution air-sea coupling on the intraseasonal oscillation of the Indian monsoon. *Journal of Climate*, Vol.24(10), 2451-2468, ISSN 1520-0442.
- Klotzbach, P., & Gray, W. (2004). Updated 6-11 month prediction of Atlantic basin seasonal hurricane activity. *Weather Forecasting*, Vol.19,917-934.
- Knapp, K., Kruk, M., Levinson, D., Diamond, H., & Neumann, C. (2010). The international best track archive for climate stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone best track data. *Bulletin of American Meteorology Society*, Vol. 91, 363-376.
- Knapp, K., Kruk, M., Levinson, D., & Gibney, E. (2009). Archive compiles new resource for global tropical cyclone research EOS. *AGU 90*, DOI: 10.1029/2009EO060.002.
- Knight, D., & Davis, R. (2009). Contribution of tropical cyclones to extreme rainfall in the southeastern United States. *Journal of Geophysical Research*, Vol.14, D23, 102, DOI:10.1029/2009JD012.511.
- Knutson, T., McBride, J., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, C., et al. (2010). Tropical cyclones and climate change. *Nature Geoscience*, DOI:1038/NGEO0779.
- Knutson, T., Sirutis, J., Garner, S., Vecchi, G., & Held, I. (2008). Simulated reduction in Atlantic hurricanes frequency under twenty-first-century warming conditions. *Nature Geosciences*, Vol.1, 359-364.
- Knutson, T.R., & Tuleya, R.E. (2004). Impact of CO2-induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation: Sensitivity of the choice of climate model and convective parameterization. *Journal of Climate*, Vol. 17 (18), 3477-3495.
- Korty, R., Emanuel, K., & Scott, J. (2008). Tropical cyclone-induced upper-ocean mixing and climate : Application to equable climates . *Journal of Climate*, Vol. 21, 638-654.
- Kossin, D.J., & Vimont, D.J. (2007): A more general framework for understanding Atlantic hurricanes variability and trends. *Bulletin of American Meteorology Society*, Vol. 88, 1767-1781.
- Krishnamurti, T., Oosterhof, D., & Dignon, N. (1989). Hurricane prediction with a high resolution global model. *Monthly Weather Review*, Vol.117, 631-669.
- Kruk, M., Knapp, K., Levinson, D., Diamond, H., & Kossin, J. (2009). An overview of the international best track archive for climate stewardship (IBTrACS). *Twenty-first conference on climate variability and change*, Phoenix, AZ, AMS .
- Kubota, H. (2009). How much tropical cyclones affect seasonal and interannual rainfall variability over the western North Pacific. *Journal of Climate*, Vol. 22, 5495-5510.

- Kurihara, Y., Bender, M., & Ross, R. (1993). An initialization scheme of hurricane models by vortex specification. *Monthly weather review*, Vol. 121, 2030-2045.
- Kwon, H. (1989). A re-examination of the genesis of African waves. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 46, 3621-3631.
- Landsea, C. (2007). Counting Atlantic tropical cyclones back to 1900. *EOS*, Vol. 88, 197-208.
- Landsea, C. (1993). A climatology of intense (major) Atlantic hurricanes. *Monthly Weather Review*, Vol.121, 1703-1713.
- Landsea, C., & Gray, W. (1992). The strong association between Western Sahelian monsoon rainfall and intense Atlantic hurricanes. *Journal of Climate*, Vol.5, 435-453.
- Laprise, R., De Elia, R., Caya, D., Biner, S., Lucas-Picher, P., Diaconescu, E., et al. (2008). Challenging some tenets of Regional Climate Modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol. 100, No. 1-4, 2-22, DOI: 10.1007/s00703-008-0292-9.
- LaRow, T., Lim, Y.-K., Shin, D., Chassignet, E., & Cocke, S. (2008). Atlantic basin seasonal hurricane simulations indices. *Journal of Climate*, Vol. 21, 3191-3206.
- Larson, J. (2004). Characteristics of landfalling tropical cyclones in the United States and Mexico : climatology and interannual variability. *Journal of Climate*, Vol. 18, 1247-1262.
- Latif, M., Keenlyside, N., & Bader, J. (2007). Tropical sea surface temperature, vertical wind shear, and hurricane development. *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, L01710, DOI: 10.1029/2006GL027969.
- Lau, K., Zhou, Y., & Wu, H. (2008). Have tropical cyclones been feeding more extreme rainfall ? *Journal of Geophysical Research*, 113, DOI:10.1029/2009EO060.002.
- Lebeaupin-Brossier, C., Ducrocq, V., & Giordani, H. (2009). Effects of air-sea coupling time frequency on the ocean response during Mediterranean intense events. *Ocean Dynamics*, Vol. 54(4), 539-549, DOI: 10.1007/s10236-009-0198-1.
- Lebedev, I., Redelsperger, J.L., & Tomczak, M. (2001): Tropical ocean response to atmospheric forcing at kilometers scales. *Journal of Geophysical and Research*, Vol. 106, 11399-11410.
- Leipper, D., & Volgenau, D. (1972). Hurricane heat potential of the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, Vol.33, 649-676.
- Leipper, D. (1967). Observed ocean conditions and Hurricane Hilda, 1964. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 24, 182-196.
- Leroux, S., & Hall, N. (2009). On the relationship between African easterly waves and African easterly jet. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 66, 2303-2316.

- Lorant, V., & Royer, J. (2001). Sensitivity of equatorial convection to horizontal resolution in aqua-planet simulations with a variable-resolution GCM. *Monthly Weather Review*, Vol. 29, n°11, 2730-2745.
- Louis, J., Tiedtke, M., & Geleyn, J. (1981). A short history of the operational PBL-parameterization at ECMWF. *ECWMF Workshop planetary boundary layer parameterization, Nov 1981, Reading, UK*, 25-27.
- Madec, G. (2008). NEMO ocean engine. *Note du pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) France*, No 27 ISSN 1288-1619.
- Malkus, J. S. and H. Riehl, 1960 . On the dynamics and energy transformation in steady-state hurricanes. *Tellus*, Vol. 12, 1-20.
- Manabe, S., Holloway, J., & Stone, H. (1970). Tropical circulation in a time-integration of a global model of the atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol.27,580-613.
- Mass, C. (1979). A linear primitive equation model of African wave disturbances. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol.36, 2075-2092.
- McDonald, R., Bleaken, D., Cresswell, D., Pope, V., & Senior, C. (2005). Tropical storms : representation and diagnosis in climate models and the impacts of climate change. *Tellus*, Vol.25,19-36, DOI:10.1007/s00382-004-0491-0.
- McGregor, J., & Dix, M. (2001). The CSIRO conformal-cubic atmospheric GCM. . *IUTAM Symposium on advances in mathematical modelling of Atmosphere and ocean dynamics, P.F. Honett (Ed.), Kluwer, Dordrecht*, 197-202.
- Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver and Z.-C. Zhao, 2007 . *Global climate projection*. Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of working Group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [Solomon, S., D., Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Menkes, C., Lengaigne, M., Marchesiello, P., Jourdain, C., Vincent, E., Lefèvre, J., et al. (2011). Comparison of tropical cycloegenesis indices on seasonal to interannual timescales. *Climate Dynamics*, DOI: 10.1007/s00382-011-1126.
- Mlawer, E., Taubman, S., Brown, P., Iacono, M., & Clough, S. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere:RRTM, a validated correlated-k model for longwave. *Journal of Geophysics Research*, 102:16 663-16 682.
- Molinari, J., Knight, D., Dickinson, D., Vollaro, D., & Skubis, S. (1997). Potential vorticity, easterly waves and tropical cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, Vol. 127, 847-873.

- Montgomery, M.J., 2011. The PRE-Depression Investigation of Cloud-systems in the Tropics (PREDIC) experiment : scientific basis and some first results. *Bulletin of American Meteorology Society*.
- Montroty, R. (2008). Impact d'une assimilation de données à méso-échelle sur la prévision cyclonique. Thèse, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Morcrette, J. (1990). Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical properties in the ECMWF model. *Monthly Weather Review*, Vol.118, 847-873.
- Moustaoui, M., & Wang, B. (2002). Future change of North Atlantic tropical cyclone tracks : Projection by a 20-km-mesh global atmospheric model. *Journal of Climate*, Vol. 19, 289-301.
- Murakami, H., & Wang, B. (2010). Future change of North Atlantic tropical cyclone tracks : Projection by a 20-km-Mesh global atmospheric model. *Journal of Climate*, Vol.23, 2699-2721.
- Neumann, C., Jarvinen, B., MacAdie, C., & Hammer, G. (1999). Tropical Cyclones of the North Atlantic Ocean, 1871-1999. *NOAA/NWS/NESDIS, Historical Climatology Series*, 206 (6-2).
- Noilhan, J., & Planton, S. (1989). A simple parameterization of land processes for meteorological model. *Monthly Weather Review*, Vol. 117, 536-549.
- Oki, T., & Sud, Y. (1998). Design of total runoff integrating pathways (TRIP). A global river channel network. *Earth interaction*, Vol. 2, 1-36.
- Oouchi, K., Yoshimura, H., Mishuta, R., Kusunoki, S., & Noda, A. (2006). Tropical Cyclone climatology in a Global-Warming climate as simulated in a 20 km-Mesh Global Atmospheric Model: Frequency and wind intensity analyses. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 84 (259-276).
- Oouchi, K., Yoshimura, J., Yoshimura, H., Mizuta, R., & Noda, A. (2005). Tropical cyclones in a greenhouse-warmed climate: A projection from a 20-km mesh global climate model. *Paper presented at 85th AMS Annual Meeting, San Diego, 9-13 January 2005*.
- Palmen, E. (1948). On the formation and structures of tropical hurricanes. *Geophysica*, Vol.3, 26-38.
- Pasquero, C., & Emanuel, K. (2008). Tropical cyclones and transient upper-ocean warming. *Journal of Climate*, Vol. 21, 149-162.
- Pennington, Pennington, J., DeMaria, M., & Williams, K. (2000). Development of a 10-year Atlantic basin tropical cyclone wind structure climatology available at www.bbsr.edu/rpi/research/demaria/demaria4.html.
- Powell, M., Vickery, P., & Reinhold, T. (2003). Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, Vol. 422, 279-283.

- Price, J., Morzel, J., & Niiler, P. (2008). Warming of SST in the cool wake of a moving hurricane. *Journal of Geophysical Research Oceans*, Vol. 113, C07010, 19, DOI:10.1029/2007JC004393.
- Price, J. (1981). Upper Ocean Response to a hurricane. *Journal of Physical Oceanography*, 153-175.
- Rappaport, E. (2000). Loss of life in the United States associated with recent Atlantic tropical cyclones. *Bulletin of American Meteorology*, Vol.81, 2065-2073.
- Rayner, N., Parker, D., Horton, E., Folland, C., Alexander, L., & Rowell, D. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. D14, 4407, DOI: 10.1029/2002JD002670.
- Redelsperger J.-L., C.D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. Parker and J. Polcher, 2006. African monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) – International research project and field campaign. *Bulletin of American Meteorology Society*, 87(12), 1739-1746.
- Reed, R., Klinlker, E., & Hollingsworth, A. (1988). The structure and characteristics of african easterly waves disturbances as determined from the ECMWF operational analysis / forecast system. *Meteorological Atmospheric Physic*, Vol.38, 22-33.
- Reed, R., Norquist, D., & Recker, E. (1977). The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, Vol.105, 317-333.
- Ren, F., Wu, G., Wang, X., Wang, Y., Ai, W., & Li, W. (2006). Changes in tropical cyclone precipitation over China. *Geophysical Research Letters*, 33, DOI:10.1029/2006GL27.951.
- Renaudie, C. (2009). Etude et validation des couches limites atmosphérique et océanique à l'échelle locale. Thèse, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Rennick, M. (1976). The generation of African easterly waves. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 33, 1955-1969.
- Ricard, J., & Royer, J. (1993). A statistical cloud scheme for use in an AGCM. *Annales Geophysica*, Vol. 11, 1095-1115.
- Rodgers, E., & Adler, F. (2001). Contribution of tropical cyclones of the North Atlantic : climatological rainfall as observed from satellites. *Journal of Applied Meteorology*, Vol.10, 1785-1800.
- Rodgers, E., & Adler, F. (2000). Contribution of tropical cyclones to the North Pacific climatological rainfall as observed in satellites. *Journal of Applied Meteorology*, Vol.39, 1658-1678.

- Royer, J., & Chauvin, F. (2009). Response of tropical cyclogenesis to global warming in an IPCC AR-4 scenario assessed by a modified yearly genesis parameter. *Hurricanes and Climate changes*, J.B. Elsner and T.H. Tagger (Ed.), Springer, 213-243, ISBN:978-0-387-09409-0.
- Royer, J., Chauvin, F., Timbal, B., Araspin, P., & Grimal, D. (1998). A GCM study of the impact of greenhouse gas increase on the frequency of occurrence of tropical cyclones. *Climate Change*, 38:307-343.
- Rowell, D. P., 2003. The impact of the Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *Journal of Climate*, Vol. 16, 849-862.
- Ruti, P., & Dell'Aquila, A. (2010). The 20th century AEWs in reanalysis and IPCC simulations, from intra-seasonal to interannual variability. *Climate Dynamics*, DOI. 10.1007/s00382-010-0894-z.
- Salas-Méllia, D. (2002). A global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, Vol. 4, 137-172.
- Sall, M., Sauvageot, H., Gaye, A., Viltard, A., & De Felice, P. (2006). A cyclogenesis index for tropical Atlantic off the African coast. *Atmospheric Research*, Vol.79, 123-147.
- Samson, G., Giordani, H., Caniaux, G., & Roux, F. (2009). Numerical investigation of oceanic resonant regime induced by hurricane winds. *Ocean Dynamics*, Vol.59, 565-586.
- Saporta, G. (2006). Probabilités analyses des données et statistiques. TECHNIP.
- Schade, L., & Emanuel, K. (1998). The ocean's effect on the intensity of tropical cyclones : Results from a simple coupled Atmosphere-ocean Model. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol.56, 642-651.
- Schubert, W., Ciesielki, P., Stevens, D., & Kuo, H.-C. (1991). Potential vorticity modelling fo the ITCZ and the Hadley circulation. *Journal of Atmospheric Research*, Vol. 48, 1493-1500.
- Schulz, M. (2007). Constraining model estimates of the aerosol radiative forcing. Habilitation thesis, Université Pierre et Marie Curie.
- Shen, W., Tuleya, R., & Ginis, I. (2000). A sensitivity study of the thermodynamic environment on GFDL model hurricane intensity: implications for global warming. *Journal of Climate*, Vol. 13, 109-121.
- Sheperd, J., Grundstein, A., & Mote, T. (2007). Quantifying the contribution of tropical cyclones to extreme rainfall along coastal southeastern United States. *Geophysical Research Letters*, 34, DOI:10.1029/2007GL031.694.
- Simmons, A. (1977). A note a instability of the African easterly jet. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 34, 1670-1674.
- Sobel, A., & Camargo, S. (2005). Influence of western north Pacific tropical cyclones on their large-scale environment. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 62, 3396-3407.

- Sriver, R., & Huber, M. (2007). Observational evidence for an ocean heat pump induced by tropical cyclones. *Nature*, 447, 577-580.
- Sriver, R., Huber, M., & Nusbaumer, J. (2008). Investigating tropical cyclone-climate feedbacks using the TRMM Microwave Imager and the quick scatterometer. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Vol. 9, Q09V11, DOI: 10.1029/2007GC001842.
- Sud, Y., Walker, G., & Lau, M. (1999). Mechanisms regulating sea surface temperatures and deep convection in the tropics. *Geophysical Research Letters*, Vol. 26, No. 8, 1019-1022.
- Sugi, M., Noda, A., & Sato, N. (2002). Influence of global warming on tropical cyclone climatology : An experiment with the JMA global model. *Journal of Meteorological Society*, Vol.80, No.2,249-272.
- Szopa, S., Cozic, A., Schulz, M., Balkanski, Y., & Hanglustaine, D. (2012). Changes in tropospheric aerosol and reactive gases burdens and concentrations under IPCC-AR5 emission scenarios for 1850-2100.
- Thompson, R., Payne, S., Recker, E., & Reed, R. (1979). Structure and properties of the synoptic-scale wave disturbances in the intertropical convergence zone of the eastern Atlantic. *Journal of Atmospheric Science*, Vol.36, 53-72.
- Thorncroft, C., Hall, N., & Kiladis, G. (2008). Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part III: Genesis. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 65, 3596-3607.
- Thorncroft, C., & Hodges, K. (2001). African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. *Journal of Climate*, Vol.14, 1166-1179.
- Thorncroft, C. (1995). An idealized study of African easterly jet. *Journal Research Meteorological Society*, Vol. 121, 1589-1614.
- Thorncroft, C., & Hoskins, B. (1994). An idealized study of African easterly waves.I: A linear view. *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, Vol.120, 953-982.
- Tipett, M., Camargo, S., & Sobel, A. (2011). A poisson regression index for tropical cyclone genesis and the role of large-scale vorticity in genesis. *Journal of Climate*, DOI: 10.1175/2010JCLI3811.1.
- Uppala, S., Dee, D., Kobayashi, S., & Simmons, A. (2008). Evolution of reanalysis at ECMWF. *Proceedings WCRP*.
- Uppala, S., Kallberg, P., Simmons, U., Jand, A., Betchold, V., Fiorino, M., et al. (2005). The ERA-40 reanalysis. *Quarterly journal of Royal Meteorology Society*, Vol.131, 2961-3012.
- Valcke, S. (2006). OASIS3 User guide (prism 2-5). *technical report TR/CMCG/06/73, CERFACS, Toulouse, France*, 60.
- Vecchi, G., & Soden, B. (2007). Global warming and the weakening of the tropical circulation. *Journal of Climate*, Vol. 20, 4316-4340.

- Vitart, F. (2006). Seasonal forecasting of tropical storm frequency using a multi-model ensemble. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, Vol. 132, 647-666.
- Voldoire, A., Cassou, C., Salas-Mélia, D., Decharme, B., Sanchez-Gomez, E., Sénési, S., et al. (2011). The CNRM-CM5.1 global climate model description and basic evolution. *Climate Dynamics*.
- Walsh, K., Lavender, S., Murakami, H., Scoccimarro, E., Caron, L.-P., & Gantous, M. (2010). The tropical cyclone climate model intercomparison project. *Hurricanes and Climate change*, Springer, DOI:10.1007/978-90-481-9510-7 1.
- Walsh, K., Fiorino, M., Landsea, C., & McInnes, K. (2007). Objectively determined resolution-dependent threshold criteria for the detection of tropical cyclones in climate models and reanalyses. *Journal of Climate*, Vol.20, 2307-2314.
- Walsh, K., Nuygen, K.-C., & McGregor, J. (2004). Fine-resolution regional climate model simulations of the impact of climate change on tropical cyclones near Australia. *Climate Dynamics*, Vol.22, 47-56.
- Walsh, K., & Watterson, I. (1997). Tropical cyclone-like vortices in a limited area model: comparison with observed climatology. *Journal of Climate*, Vol.10, 2240-2259.
- Watterson, I., Evans, J., & Ryan, B. (1995). Seasonal to interannual variability of tropical cyclogenesis: diagnostics from large-scale fields. *Journal of Climate*, Vol. 8, 3052-3066.
- Webster, P., Holland, G., Curry, J., & Chang, H.-R. (2005). Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, Vol. 309, No. 5742, 1844-1846.
- Wu, Y., Wu, S., & Zhai, P. (2007). The impact of tropical cyclones on Hainan island's extreme and total precipitation. *International Journal of Climatology*, Vol.27, 1059-1064.
- Yokoi, S., Takayabu, Y., & Chan, J. (2009). Tropical cyclone genesis frequency over the western North Pacific simulated in medium-resolution coupled general circulation models. *Climate Dynamics*, Vol. 33, 665-683.
- Zhao, M., Held, I., Lin, S.-J., & Vecchi, G. (2009). Simulations of global hurricane climatology, interannual variability, and response to global warming using a 50 km resolution GCM. *Journal of Climate*, 22, 6653-6678.
- Zhu, T., & Zhang, D.-L. (2002). Impact of advanced microwave sounding unit measurements on hurricane prediction. *Monthly Weather Review*, Vol. 130, 2416-2432.