



**HAL**  
open science

# Couplage océan-atmosphère-continent dans le système climatique

Aurore Voldoire

► **To cite this version:**

Aurore Voldoire. Couplage océan-atmosphère-continent dans le système climatique. Océan, Atmosphère. Université de Toulouse III - INP Toulouse, 2022. tel-04062267

**HAL Id: tel-04062267**

**<https://meteofrance.hal.science/tel-04062267>**

Submitted on 7 Apr 2023

**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.

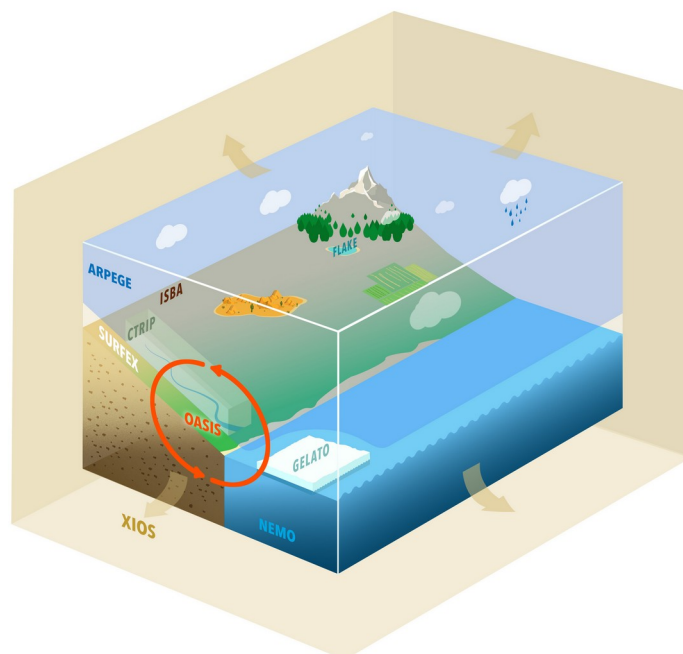
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

Université de Toulouse III - INP Toulouse

# Couplage océan-atmosphère-continent dans le système climatique



Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches présenté  
par Aurore Voldoire

Soutenu le 28 novembre 2022 devant le jury composé de :

Pascale Braconnot

Julien Jouanno

Juliette Mignot

Gaëlle De Coëtlogon

Jean-Louis Dufresne

Hervé Giordani

Directrice de recherche CEA

Directeur de recherche IRD

Directrice de recherche IRD

Maitre de Conférence

Directeur de recherche CNRS

Directeur de recherche Météo-France

Rapportrice

Rapporteur

Rapportrice

Examinatrice

Examineur

Correspondant



## Remerciements

Ce mémoire retrace une vingtaine d'années de recherche passées dans le groupe GMGEC du CNRM depuis le démarrage de ma thèse. Je tiens à remercier tous les collègues avec qui j'ai travaillé, chercheurs, ingénieurs, techniciens, administratifs, étudiants de passage ou chercheurs désirant trouver une place dans ce monde de la recherche et que j'ai essayé d'accompagner au mieux. Je pense en particulier à Karine, ma première collègue de bureau qui m'a guidée dans mes premières armes, à Bertrand qui a déroulé sa thèse en même temps que moi, et avec qui je peux avoir des discussions houleuses sans arrières-pensées ; à Sophie T qui était comme notre maman, nous jeunes pousses arrivant dans le creuset GMGEC ; à David Saint-M avec qui j'ai eu beaucoup de plaisir à travailler et qui a tant donné pour le groupe ; à Romain, toujours là pour m'aider et m'aiguiller ; à Fabrice, avec qui je partage un bureau depuis tant années. Merci également à Stéphane, qui a pris en main notre soutien technique avec une telle efficacité que j'ai pu me concentrer sur des activités de recherche, l'esprit serein. Difficile de citer tous les collègues avec qui j'ai pris plaisir à travailler, il y en a beaucoup. J'aime parfois travailler seule pour tester de nouvelles idées à mon rythme, mais j'aime avant tout le travail en équipe. Je trouve plus enthousiasmant de partager un effort et la satisfaction des réussites collectives. Ce mémoire est le fruit de ces efforts collectifs qui m'ont aidée à prendre confiance en moi. Je vous en suis extrêmement reconnaissante. Enfin, je remercie vivement les chercheurs qui ont accepté de participer au jury de cette HDR, vous avez tous accepté sans hésitation, vous vous êtes déplacés – élément remarquable en 2022 – et les discussions ont été très animées, j'en suis extrêmement touchée.



# Résumé

Les modèles de climat constituent un laboratoire numérique pour mieux comprendre le système climatique et en proposer des projections. La modélisation du climat nécessite de représenter toutes les composantes qui interagissent à ces échelles de temps : atmosphère, océan, biosphère et cryosphère. Le couplage de toutes ces composantes est nécessaire pour représenter les flux de masse et d'énergie qui régissent ces interactions. Les modèles sont imparfaits mais nous poursuivons constamment leur développement en vue de les rendre le plus réaliste possible. Au fur et à mesure que nos connaissances progressent et que les capacités des supercalculateurs s'accroissent, les modèles se font plus précis et représentent plus de processus.

Mes activités de recherche accompagnent l'évolution du modèle de climat CNRM-CM, développé conjointement par le CNRM et le Cerfacs. Elles illustrent ce processus de développement d'un modèle de climat sur deux décennies. D'une part, mes travaux ont contribué à l'amélioration de la modélisation du couplage entre les composantes du système climatique. D'autre part, je mène des études ciblées sur la représentation de processus couplés océan-atmosphère. Ces études ont un double objectif, mieux comprendre le laboratoire numérique pour guider les voies de développement futures et ainsi concourir à son amélioration, mais aussi faire avancer nos connaissances sur les processus couplés qui régissent le système climatique. Dans ce mémoire, je retrace une partie de mes travaux en suivant ces deux axes : je présente dans un premier chapitre certains de mes travaux qui ont contribué à l'amélioration du modèle et dans un deuxième chapitre, des études plus spécifiques qui ont permis de faire avancer notre compréhension des processus couplés qui régissent le système climatique. Dans cette deuxième partie, je mets plus particulièrement en avant les travaux réalisés via l'encadrement d'étudiants (stages, thèses et post-doctorats).

La communauté des modélisateurs du climat fait le constat qu'il est de plus en plus difficile d'accroître les performances des modèles, d'une part parce que l'accroissement de la complexité ne les rend pas forcément plus réalistes, mais aussi parce que notre marge de progression semble plus ténue. D'ailleurs, que veut dire améliorer leurs performances ? Cherche-t-on à développer un modèle universel qui permette d'étudier tous les processus climatiques ou bien devons-nous développer autant de modèles que d'applications ? Pour progresser, notre communauté se retrouve face à de nouveaux défis qu'elle tente de relever. Pour ma part, je propose de revenir sur la méthode de calibration des modèles. En effet, la calibration a été, jusque là, réalisée de façon heuristique et est peu documentée. Améliorer cette étape en développant une méthode objective permettra de renforcer notre confiance dans les modèles, de mieux qualifier leurs incertitudes paramétriques mais également d'affiner notre mise en œuvre de modèles à plus haute résolution.



## Table des matières

1. Contexte.....	3
1.1. Composantes d'un modèle climatique.....	3
1.2. Couplage.....	4
1.3. Complexification.....	5
1.4. Un modèle pour quoi faire ?.....	6
2. Développement du modèle couplé de climat CNRM-CM : « consolidation des fondations de notre laboratoire numérique et exploration de nouveaux couplages».....	7
2.1. CNRM-CM : suivi de plusieurs générations.....	7
2.2. CM3 : Couplage avec un modèle d'économie.....	8
2.3. de CM3 à CM5 : Intégration de SURFEX.....	12
2.4. Importance de la conservation.....	15
2.5. Evaluation et calibration.....	19
3. Déconstruire le système couplé pour mieux le comprendre.....	23
3.1. Impact des SSTs sur la mousson Africaine.....	23
3.2. Pourquoi de tels biais de SSTs dans l'Atlantique tropical ?.....	25
3.3. Analyse approfondie des rétroactions couplées : modèle uni-colonne.....	34
4. Conclusions et perspectives.....	39
5. Curriculum Vitae et activité scientifique.....	44
5.1. Publications.....	44
5.2. Présentations et posters dans des conférences et ateliers.....	51
5.3. Encadrement.....	54
5.4. Projets de recherche.....	55
5.5. Jurys.....	55
5.6. Activités relevant des missions autres que de la recherche.....	56
6. Références.....	57
7. Glossaire.....	66
7.1. Général.....	66
7.2. Modèles.....	66





# 1. Contexte

Toute mon activité de recherche est centrée sur le développement, la validation et l'utilisation d'un modèle de climat. Avant de discuter de mes travaux, je propose une brève description des modèles climatiques et des techniques associées au couplage de leurs différentes composantes (e.g. atmosphère, océan, surfaces continentales). Je discute également de leur complexification en modèle du « Système Terre » ainsi que leurs différentes utilisations.

## 1.1. Composantes d'un modèle climatique

Le système climatique est un système complexe fascinant que les humains tentent de décrypter progressivement. Après la mise en équation du comportement des fluides via les équations de Navier-Stokes, les ordinateurs nous ont permis de franchir une nouvelle étape : proposer une représentation numérique du système climatique. Dans les premiers travaux, le système climatique était réduit à sa composante atmosphérique, sans nuages et autres processus humides (Smagorinsky et al., 1965). Ces premiers modèles, même s'ils ne représentaient pas toute la complexité du système climatique, ont cependant constitué un laboratoire numérique utilisé par Manabe and Wetherald (1975) pour démontrer l'impact d'un doublement de la concentration en dioxyde de carbone sur le climat. Dans ces premiers modèles, on représentait les mouvements de la dynamique des fluides à une échelle de ~500 km. Depuis, ces modèles ont été largement étoffés, d'une part en résolvant ces équations à des échelles spatiales plus fines, en général de 50 km à 100 km et certaines études tentent actuellement d'atteindre une résolution kilométrique dans des modèles globaux (Stevens et al., 2019). D'autre part, ces modèles ont été améliorés en introduisant de nombreux processus non-résolus, dits sous-maille, via l'implémentation de paramétrisations plus empiriques. Ainsi, les processus liés à la convection, à la turbulence, à la formation des nuages et au changement de phase de l'eau sont maintenant représentés.

Le système climatique ne se réduit cependant pas à l'atmosphère ; ainsi, l'océan est une de ces composantes clés : il contribue de manière importante au transport d'énergie au sein du système climatique, il joue un rôle intégrateur de la variabilité atmosphérique et joue ainsi un rôle clé pour la représentation de la variabilité du système climatique. Ainsi, l'océan piège actuellement plus de 90 % de l'excès d'énergie lié à la perturbation anthropique du système climatique (Masson-Delmotte et al., 2021). A plus courte échelle, l'oscillation australe El Niño (ENSO), qui se caractérise par des anomalies de température de surface de la mer dans le Pacifique tropical, est le principal mode de variabilité du système climatique aux échelles interannuelles et résulte de processus d'interaction entre l'atmosphère et l'océan (McPhaden et al., 2006). Ce phénomène est dû à un mécanisme dit de recharge-décharge du contenu de chaleur de l'océan superficiel lui-même associé au mécanisme de rétroaction de Bjerknes, qui relie l'intensité du vent et la température de surface de la mer (SST) à ce contenu de chaleur. De même à l'échelle mensuelle, l'oscillation de Madden-Julian (DeMott et al., 2015), constituée d'une alternance de phases sèches et de phases de convection active se propageant dans les tropiques, est affectée par les interactions océan-atmosphère. A travers ces exemples de processus couplés, on comprend la nécessité de construire des modèles numériques représentant le couplage entre l'océan et l'atmosphère. Comme l'atmosphère, l'océan a pu être mis en équation via le système d'équations de Navier-Stokes et les

représentations numériques du système climatique ont ainsi pu être enrichies. Cela a permis d'aborder de nouvelles questions, d'un point de vue purement océanographique d'une part, mais aussi de mieux comprendre ces processus de variabilité couplés océan-atmosphère.

Par ailleurs, dans les premiers modèles atmosphériques, les continents étaient représentés de façon très simplifiée. Aujourd'hui, les surfaces continentales sont devenues une composante à part entière des modèles climatiques car elles conditionnent les flux vers l'atmosphère. Les caractéristiques des flux peuvent être très diverses selon les propriétés de la surface : un paysage enneigé génère des flux très différents d'une savane. Le couvert végétal conditionne également la profondeur à laquelle l'eau contenue dans le sol peut être transférée vers l'atmosphère par le processus d'évapo-transpiration. Les surfaces continentales sont d'autant plus essentielles à représenter dans les modèles climatiques qu'elles constituent le milieu de vie de la plupart de l'humanité. C'est ainsi le milieu que nous observons le plus facilement mais aussi le milieu que nous perturbons le plus directement.

Les modèles de climat ont également ajouté à ce trio la représentation de la banquise. Il était en effet difficile de fermer le bilan d'énergie du système climatique sans inclure cette composante, sorte de tampon entre l'atmosphère et l'océan. Cette composante joue un rôle important d'amplification des changements climatiques principalement via la rétroaction liée à son albédo, qu'ils soient générés naturellement (via des modifications de l'insolation liés à des modifications de l'orbite terrestre autour du soleil) ou via les forçages anthropiques (Sellers, 1969). De même, pour fermer le cycle de l'eau, il a été nécessaire d'inclure des modèles de fleuves qui permettent de transférer l'eau des continents vers les océans.

## 1.2. Couplage

Les modèles de climat sont maintenant tous construits au moins autour de ces 5 composantes, même si chacune de celles-ci peut être plus ou moins élaborée ; ces modèles sont dits couplés puisqu'ils consistent en un assemblage de plusieurs modèles. Dans les premiers modèles couplés, les différentes composantes n'étaient pas assemblées en un seul système, il s'agissait plutôt d'un couplage itératif asynchrone entre l'océan et l'atmosphère avec échange d'information climatologique (Manabe and Bryan, 1969): les 2 modèles étaient intégrés sur plusieurs années en prenant des conditions à l'interface climatologiques, celles-ci étant mises à jour après plusieurs années d'intégration de l'autre composante, l'échange des informations se faisant par fichier.

Actuellement, pour assembler des composantes, les groupes qui développent des modèles de climat utilisent des outils de couplage, appelés « coupleurs », qui permettent d'échanger les variables aux interfaces entre les composantes au cours de l'intégration du système complet (Mechoso et al., 2021). Il existe essentiellement deux approches différentes pour coupler les modèles : un « coupleur externe » ou un « système de couplage intégré ». Dans le premier cas, le coupleur peut être assimilé à une librairie informatique qui permet d'échanger des informations entre diverses composantes, qui, elles, demeurent représentées par des exécutables séparés. Cette méthode nécessite seulement d'ajouter quelques appels aux fonctionnalités du coupleur sans modifier le code de chacune des composantes. Dans la deuxième approche, dite intégrée, le système est constitué d'un seul exécutable : le coupleur constitue le code maître et fait appel aux composantes en tant que sous-programmes. Cela impose aux composantes de suivre un formalisme

commun et nécessite donc l'adaptation des codes des composantes. L'avantage de cette méthode est de permettre une plus grande souplesse de parallélisation du code et ainsi de permettre une meilleure optimisation. Cependant, cette approche étant intrusive, elle n'est pas toujours possible. En particulier, dans les centres de modélisation où toutes les composantes ne sont pas développées en interne, comme au CNRM, la première méthode est souvent préférée. Elle permet de conserver le lien avec le code original et de bénéficier de ses améliorations progressives.

Quelle que soit la méthode de couplage, la construction d'un système couplé nécessite de connaître les différentes composantes mises en œuvre techniquement et scientifiquement. L'utilisation de composantes développées par d'autres instituts ne signifie pas que l'on n'a pas besoin de développeurs de cette composante. En particulier, dans un modèle, il existe souvent plusieurs options pour représenter un processus donné, pour faire les bons choix, il est nécessaire de suivre les évolutions de la composante, et de maîtriser ses implémentations. Ainsi, même si le CNRM ne développe pas le modèle d'océan (NEMO) inclus dans son modèle de climat CNRM-CM, nous avons besoin d'experts sur la science océanographique, ainsi que sur le couplage océan-atmosphère.

### **1.3. Complexification**

La tendance actuelle consiste à accroître la complexité des modèles. Les modèles se sont complexifiés d'une part pour améliorer la représentation des processus physiques déjà pris en compte mais pour lesquels la recherche amont, alimentée par la disponibilité de nouvelles observations, a permis de raffiner leur représentation. Pour la composante atmosphérique, les groupes de modélisation ont par exemple amélioré la représentation des processus radiatifs et leur interaction avec les aérosols (Chen et al., 2021). Les modèles se sont également complexifiés pour étendre leur périmètre. Ainsi, durant la dernière décennie, les groupes de modélisation du climat ont cherché à représenter le cycle du carbone dans son intégralité : le stockage du carbone dans le sol et les flux liés à la photosynthèse, les flux de carbone à la surface des océans et les processus biogéochimiques de transformation du carbone dans l'océan ainsi que son transport dans l'atmosphère (Bonan and Doney, 2018). Ces modèles sont communément appelés modèles de « système Terre » (probablement de façon impropre). Dans ces modèles, le système modélisé inclut des processus liés à la biologie et à la chimie qui sont en interaction beaucoup plus directe avec l'être humain. Ces modèles permettent d'aborder d'une manière intégrée des questions liées aux rétroactions entre l'homme et son environnement (Steffen et al., 2020), en introduisant de nouvelles boucles de rétroactions possibles entre les différentes composantes du système climatique.

Cependant, cet accroissement de la complexité s'accompagne inévitablement d'une augmentation du nombre de degrés de liberté, qui se traduit par un nombre croissant de paramètres à calibrer, et n'a pas conduit pour l'instant à une réduction des biais systématiques présents dans les modèles physiques. Elle permet de prendre en compte un monde plus complexe sans rendre le modèle numérique plus fidèle au monde réel en termes de caractéristiques physiques. De leur côté, les modèles physiques ont l'avantage d'être moins coûteux numériquement et leur plus faible complexité facilite l'analyse de leur comportement. Finalement, un modèle de « Système Terre » repose toujours sur un « cœur » physique, il reste ainsi nécessaire de travailler sur le « cœur » physique des modèles en amont de leur intégration dans un modèle plus complexe.

## 1.4. Un modèle pour quoi faire ?

Les modèles climatiques sont utilisés de nombreuses façons mais l'on peut classer leur utilisation selon deux grands axes :

- un axe académique de compréhension du système climatique dans lequel on vit. Le modèle est alors un outil de laboratoire, qui sert à faire des expériences qui permettent d'approfondir notre connaissance du système réel. Il permet de réaliser des expériences que l'on ne peut pas faire dans le monde réel, comme faire évoluer les forçages externes indépendamment les uns des autres (Gillett et al., 2016), afin de mieux caractériser les effets de chaque forçage sur le système climatique, ce qui ne peut pas être fait dans le monde réel où tous les forçages sont présents et évoluent chacun différemment ; ou bien couper la forêt amazonienne pour quantifier son impact sur le climat (Lawrence and Vandecar, 2015). Comme en biologie, un modèle numérique permet de répéter la même expérience plusieurs fois afin de déterminer de façon robuste l'impact du protocole expérimental. Par ailleurs, en évaluant le réalisme d'un modèle et en cherchant à comprendre pourquoi il est différent de la réalité sur certaines caractéristiques, on est amené à comprendre les processus clefs qui expliquent ces caractéristiques du monde réel. Cela permet à la fois d'améliorer notre compréhension du système climatique et aussi éventuellement d'améliorer les modèles.
- Le deuxième axe est l'utilisation des modèles comme outils de prévision/projection. Ils sont utilisés pour faire des prévisions aux échelles mensuelles à saisonnières, échelles auxquelles l'état initial est primordial mais pour lesquelles la prise en compte des composantes lentes du système est importante (Merryfield et al., 2020). Ils nous permettent également de réaliser des projections à plus long terme, en fonction de nos émissions de gaz à effet de serre et autres substances générant des aérosols. Ils permettent d'informer la société sur notre futur et sur les risques/bénéfices des actions que nous pourrions entreprendre (Masson-Delmotte et al., 2021). Dans ce cadre, le modèle climatique est souvent une source d'information pour des études d'impact portant sur des sujets plus spécifiques et qui ont besoin d'informations sur l'évolution future du climat global.

Dans mes activités de recherche, je me suis plutôt intéressée au premier axe de compréhension du système climatique. Une part importante de mes activités a consisté à contribuer à améliorer le modèle de climat du CNRM, développé conjointement avec le CERFACS, et nommé CNRM-CM. En parallèle de cette activité de construction du modèle, j'ai utilisé ma connaissance approfondie du système couplé pour essayer de comprendre ses défauts, le plus souvent en le déconstruisant partiellement. Ces études de déconstruction ont également alimenté des études plus focalisées sur la compréhension du système climatique en lui-même. Dans la suite de ce manuscrit, la partie 2 est ainsi consacrée à mes activités de développement qui ont accompagné les évolutions du modèle CNRM-CM depuis le début des années 2000. Dans la partie 3, je détaille les études de compréhension du modèle et du système climatique que j'ai poursuivies en parallèle de mes activités de développement du modèle. Je dessine ensuite quelques lignes directrices envisagées pour mes activités futures en partie 4.

## **2. Développement du modèle couplé de climat CNRM-CM : « consolidation des fondations de notre laboratoire numérique et exploration de nouveaux couplages »**

### **2.1. CNRM-CM : suivi de plusieurs générations**

Dès ma thèse puis en tant que chercheuse au CNRM, mon activité principale a été de développer le modèle de climat du CNRM avec un focus particulier sur les couplages entre composantes. CNRM-CM est basé sur le couplage du modèle atmosphérique global ARPEGE utilisé en prévision numérique du temps et décliné en version ARPEGE-Climat (Roehrig et al., 2020); du modèle d'océan OPA (devenu NEMO, Madec et al., 2017), et du modèle de banquise GELATO (Salas Méliá, 2002). Ces composantes sont couplées grâce à l'outil OASIS développé au CERFACS (Craig et al., 2017). Ce modèle, initialement appelé ARPEGE-OPA, a vu le jour au milieu des années 1990 (Terray et al., 1995) sous l'impulsion du CERFACS. Depuis, le développement s'est poursuivi en étroite collaboration entre les deux laboratoires CNRM et CERFACS. Dès le début de ma thèse en 2001, CNRM-CM a été mon outil d'investigation principal et j'ai aussi largement contribué au développement de ses différentes versions.

Le rythme de développement des versions successives a été largement dicté par le cadre CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) qui nous a incité à développer de nouvelles versions pour chaque nouvel exercice. CMIP est un projet du programme mondial de recherche sur le climat dont l'objectif est d'intercomparer les modèles de climat afin de mieux comprendre les différences entre les modèles et ainsi d'estimer l'incertitude de modélisation des projections climatiques. Les simulations réalisées dans le cadre CMIP sont également mises à disposition de la communauté scientifique mondiale pour alimenter de nombreux travaux scientifiques sur le climat. En complément des versions développées pour alimenter la base de données CMIP, des versions intermédiaires ont aussi été motivées dans le cadre de projets européens auxquels j'ai participé (FP6-ENSEMBLES, FP7-COMBINE). La version CNRM-CM3, développée en 1999-2000 pour contribuer à la 3ème phase de CMIP, a été la version sur laquelle j'ai basé mes travaux de thèse. Ensuite, nous avons établi une version CNRM-CM4 utilisée dans le cadre du FP6-ENSEMBLE. J'ai largement contribué à développer les versions CNRM-CM5 et CM5.2 pour CMIP5 (Voldoire et al., 2013). Plus récemment, j'ai coordonné l'assemblage et la validation de la version CNRM-CM6 pour CMIP6 (Voldoire et al., 2019a).

Tout au cours du développement de CNRM-CM, je me suis attachée à généraliser les outils et à développer ou permettre d'utiliser des configurations intermédiaires. En effet, pour améliorer un modèle, il faut souvent pouvoir « décomposer » le modèle. Ce n'est pas toujours facile à faire et je me suis attachée à favoriser et simplifier la mise en place de telles configurations. De même, au cours du développement, j'ai essayé d'orienter la manière d'intégrer les nouveautés de façon à ce qu'un retour en arrière soit possible. En effet, quand un modèle a des nouvelles caractéristiques

particulièrement remarquables (qu'elles soient bonnes ou mauvaises), il est frustrant de ne pas être en mesure de comprendre quelle est la cause de chaque amélioration. Il me semble important d'apprendre sur le modèle tout au long de sa construction et cela demande une certaine stabilité des outils. Sans tomber dans le défaut de la sclérose, avoir la capacité de mettre en œuvre des versions antérieures de tout ou partie d'un code permet de faire des études approfondies a posteriori. Ce sont souvent ces études qui permettent de vraiment faire avancer notre compréhension du modèle mais aussi du système climatique.

Ce travail à mi-chemin entre la recherche et l'ingénierie m'a toujours passionnée car il permet de maîtriser l'outil, de bien en connaître les atouts et les limites. Cette connaissance m'a permis de poursuivre mes propres travaux de recherche en modélisation et à mieux comprendre le système climatique. Cela m'a aussi été utile pour mettre en place des configurations spécifiques pour les études envisagées par des collègues. Cette partie de mon travail se fait essentiellement dans un cadre de travail collectif et repose peu sur l'encadrement d'étudiants. En effet, beaucoup des travaux réalisés, même s'ils ont une visée scientifique, restent peu valorisables pour des étudiants. Par ailleurs, de mon point de vue, l'assemblage d'un modèle aussi complexe que CNRM-CM doit reposer sur des membres permanents qui « pensent » le développement sur le long terme.

Dans les sections suivantes, je reviens de façon chronologique sur des développements clés que j'ai contribué à intégrer dans le modèle depuis le début de ma thèse et qui ont accompagné le développement des versions successives de CNRM-CM3 à CNRM-CM6-1.

## **2.2. CM3 : Couplage avec un modèle d'économie**

### **a) Couplage modèle physique - modèle anthropique**

L'objectif de ma thèse, encadrée par J.-F. Royer, était d'introduire dans le modèle de climat une évolution dynamique de l'utilisation des sols en fonction des activités humaines. En 2001, le modèle de climat du CNRM était arrivé à une phase mature depuis peu. L'objectif de la thèse était très ambitieux puisqu'il s'agissait non seulement d'introduire la possibilité de faire évoluer les cartes de distribution de végétation au cours du temps mais surtout de réaliser un couplage dynamique avec un modèle d'anthropisation. Pour cela, j'ai couplé le modèle de climat du CNRM au modèle d'impact intégré IMAGE 2.2 (de Vries et al., 2000) développé au PBL Netherlands Environment Assessment Agency (Pays Bas). Ce modèle (Fig. 2.1) a pour but de représenter les interactions entre les écosystèmes naturels et l'activité anthropique dans un modèle simplifié afin de pouvoir explorer différents types de scénarios d'évolution anthropique ainsi que les incertitudes de modélisation.

Ce couplage était intéressant du point de vue de la modélisation du système physique puisque c'était une des premières fois que l'on introduisait une évolution interactive des activités humaines dans un modèle physique de climat. Du point de vue des développeurs du modèle IMAGE, il s'agissait de voir si le couplage avec un modèle de climat complexe était nécessaire dans un tel modèle d'impact.

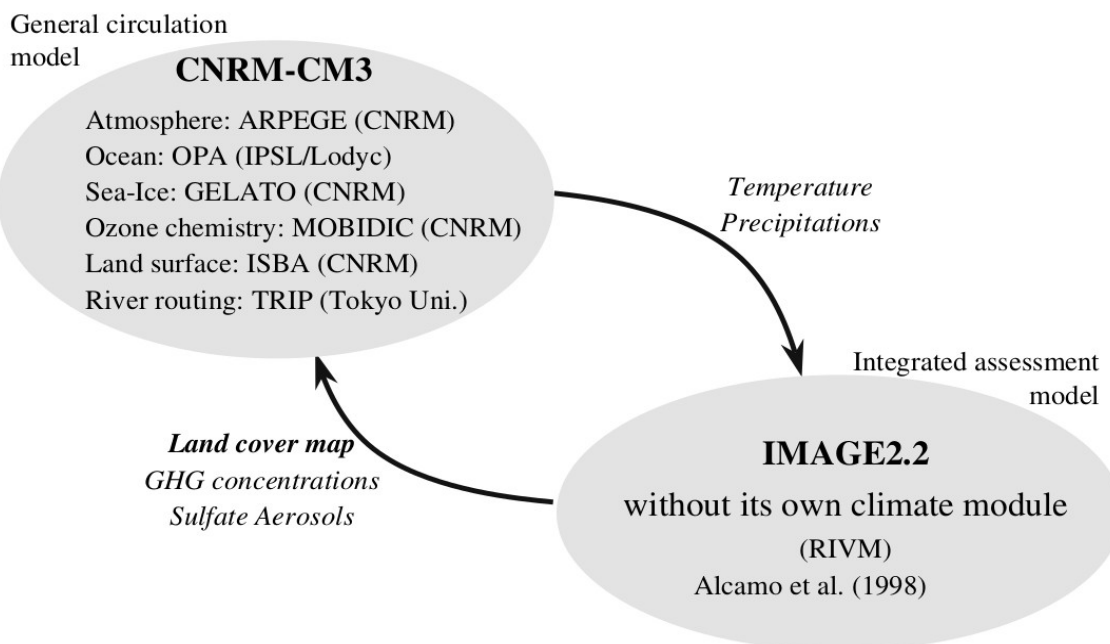


Figure 2.1 : Schéma de couplage entre le modèle de climat CNRM-CM3 et le modèle d'impact intégré IMAGE2.2

Lors du développement du couplage, je ne me suis pas contentée de coupler le module d'évolution anthropique des sols, j'ai également pris en compte l'évolution de la carte de végétation naturelle et de tous les forçages atmosphériques pris en compte dans CNRM-CM et simulés par IMAGE (gaz à effet de serre, aérosols, précurseurs de l'ozone stratosphérique). Même si le système couplé modèle physique / modèle d'impact intégré n'était pas nettement plus coûteux que le modèle climatique seul, il n'était pas encore possible à cette époque de réaliser un grand nombre de simulations scénario (encore moins des ensembles). Je n'ai ainsi pu faire qu'une seule simulation scénario avec ce modèle. Malheureusement, cette unique simulation a été entachée d'une rupture car nous avons rencontré des problèmes de stabilité numérique qui nous avaient amenés à réduire le pas de temps du modèle atmosphérique en cours de simulation. Ces limitations ont certainement limité la portée de mon travail de thèse. J'ai toutefois pu montrer que ce couplage n'était pas utile en l'état quel que soit le point de vue :

- Dans le modèle IMAGE, seule l'évolution moyenne du climat était prise en compte pour limiter l'activité anthropique. Cette évolution moyenne étant bien représentée dans le modèle simplifié utilisé dans IMAGE, il n'y avait pas d'intérêt à le coupler avec un modèle de climat plus complexe.
- L'évolution des forçages provenant du modèle IMAGE et appliqués au modèle de climat était principalement contrôlée par les activités humaines et des variations légères du climat perturbaient peu ces forçages.

Finalement, le couplage entre les deux modèles était trop « faible » pour nécessiter une interaction dynamique en cours de simulation scénario. J'ai cependant suggéré que si le modèle d'impact intégré prenait en compte l'évolution de la variabilité du climat et en particulier des



extrêmes, les impacts du climat sur l'activité humaine pourraient être plus importants. J'avais conclu que la question serait donc à ré-instruire quand les modèles d'impact auraient évolué.

Les résultats peuvent paraître décevants et il n'y a pas eu de suite immédiate à ce travail. Cependant, cela a permis aux développeurs du modèle IMAGE de conforter l'idée qu'il n'était pas nécessaire d'introduire dans leur modèle un modèle complexe d'évolution du climat et de valider leur stratégie de développement de long terme. Pour les modélisateurs du climat, cette étude a montré que représenter l'interaction entre activité humaine et climat physique pouvait se faire de façon non interactive, au moins dans un premier temps.

Dans une revue récente de la littérature sur le sujet du couplage des modèles physiques avec les modèles socio-économiques, Calvin and Bond-Lamberty (2018) montrent que peu d'études ont développé ce genre de couplage et que les résultats sont disparates. Tout en souhaitant que plus d'études se penchent sur ce genre de couplage, ils reconnaissent que de tels couplages introduisent une complexification des modèles. La complexification de l'outil de modélisation rend plus difficile la compréhension des systèmes modélisés. Cette complexification se fait aux dépens de leur robustesse, de leur coût et finalement limite notre capacité à évaluer les incertitudes associées. Une des recommandations de cette étude est finalement de bien adapter l'outil à la question scientifique posée. Introduire trop de couplages ne permet pas forcément de bien répondre à toutes les questions. D'une manière générale, j'ai appris de ce travail qu'il est important de bien hiérarchiser les problèmes en amont et d'introduire de nouveaux couplages seulement s'ils sont nécessaires à l'étude envisagée.

## **b) Découplage pour focus sur l'impact de l'utilisation des sols sur le climat**

Ainsi, en mettant de côté le couplage entre le modèle économique et le modèle physique, je me suis servie des cartes de végétations projetées par le modèle IMAGE2.2 afin de quantifier le rôle relatif d'une augmentation de la concentration des gaz à effet de serre et d'un changement d'utilisation des sols réaliste dans le futur (Voldoire, 2006). Cette étude a montré que les impacts des changements de végétation tendaient plutôt à accroître les effets des gaz à effet de serre mais pouvaient aussi les réduire dans certaines régions, en particulier lorsque la réduction de la conductivité thermique de la surface engendrait une chute des températures nocturnes. Les effets des changements de végétation sur la température de l'air en surface peuvent s'élever à 15 % de ceux des gaz à effet de serre sur de grandes régions (Fig 2.2, en particulier en zones tempérées). Plus généralement, j'ai conclu de cette étude que les changements d'utilisations des sols étaient importants surtout à l'échelle régionale et qu'ils devaient donc être surtout intégrés dans les études réalisées avec des modèles régionaux. De même, temporellement, les changements de végétation ont un impact modéré sur le climat moyen mais peuvent avoir des impacts plus notables sur les événements extrêmes.

C'était à ma connaissance la première fois qu'une telle quantification de l'impact des changements de végétation futurs versus l'impact de l'augmentation des gaz à effet de serre était réalisée. Il était assez clair que ces résultats étaient probablement assez dépendants du modèle utilisé. Ainsi la communauté scientifique a ensuite organisé un exercice d'intercomparaison multi-modèles nommé LUCID (Land-Use and Climate, IDentification of robust impacts, Pitman et al.,

2009) que j'ai contribué à définir et qui se focalisait sur les changements d'utilisation des sols au 20<sup>ème</sup> siècle. Sur cette période, les changements principaux consistent en une déforestation des moyennes latitudes pour étendre les cultures et les pâturages. Il s'agissait ainsi d'évaluer l'impact d'une déforestation modérée des moyennes latitudes. L'impact était majoritairement une chute de la température locale mais les processus différaient d'un modèle à l'autre : la moitié simulaient une chute de l'évaporation, l'autre moitié une augmentation et cet effet était plus ou moins compensé par un effet albédo. Ce projet a permis d'étudier l'impact des changements d'utilisation des sols sur les extrêmes (Pitman et al., 2012) et a montré des effets sur les extrêmes de température cohérents avec les changements moyens. En revanche, il n'a pas été identifié d'effet robuste sur les extrêmes de précipitation.

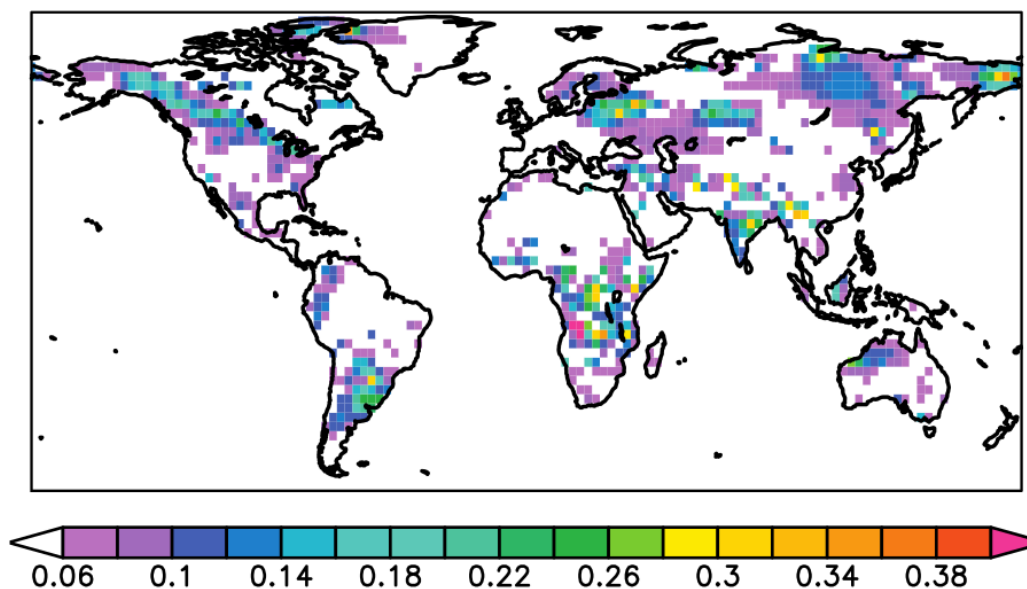


Figure 2.2 : Ratio de l'impact d'un changement de carte de végétation versus l'impact de l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre entre 1980 et 2050 sur la température moyenne à 2 mètres (Fig 3. dans Voltaire, 2006)

Cette étude a aussi montré que les différents effets obtenus ne sont pas seulement dus à des différences de paramétrisations des modèles mais sont aussi étroitement liés à la façon de prendre en compte les changements de cartes de végétation dans les modèles. Ceci a montré la difficulté de mettre en place des protocoles d'intercomparaison de modèles : pour que les résultats soient comparables, il faut que l'implémentation du protocole soit très clairement définie au préalable. Par ailleurs si le protocole est trop complexe, il y a aussi de fortes chances qu'il ne soit pas correctement mis en place. Pour ces raisons, j'ai appris de cet exercice que tout projet d'intercomparaison doit reposer sur des protocoles aussi simples que possible, parfois au détriment de la portée scientifique des simulations.

### **c) Conséquences sur les priorités de développement de la version suivante**

Outre les questions scientifiques soulevées dans la thèse, ce travail m'a permis de réellement prendre en main le modèle de climat mais aussi de bien comprendre comment sont réalisés les scénarios de forçages couramment utilisés comme des informations externes par les modélisateurs du climat. Les modèles d'impacts intégrés ont évolué depuis mais cela m'a apporté un éclairage important sur les forçages appliqués aux modèles de climat et sur les méthodes utilisées pour leur élaboration. Les modèles d'impact intégrés sont relativement mal connus dans la communauté de modélisateurs de la physique du climat, cette entrée en matière atypique s'est révélée très enrichissante pour la suite.

Au cours de ce travail, j'ai aussi été limitée par le modèle utilisé pour représenter les surfaces continentales. En effet, les surfaces continentales étaient modélisées grâce au module ISBA (Noilhan and Planton, 1989) qui était intégré directement dans ARPEGE au même titre que les paramétrisations atmosphériques. La version d'ISBA incluse dans ARPEGE avait peu évolué durant la dernière décennie alors qu'il existait une version off-line qui avait été largement améliorée. En particulier, la version off-line introduisait le concept de mosaïque de type de sols au sein d'une même maille. Ce concept permet de calculer des flux au sein du même point de grille pour différents types de végétation puis de recomposer un flux mixte en prenant en compte les fractions de chacun de ces types de végétation au sein de la maille. Les changements d'utilisation des sols concernent des surfaces parcellaires et cette approche mosaïque permettent de mieux représenter ces changements sur les flux que l'approche où la maille est recouverte d'une végétation « moyenne » (Essery et al., 2003). La version off-line permettait aussi de représenter les flux de carbone dans la végétation (version A-gs) ainsi que le cycle de vie du carbone dans le sol grâce au couplage avec le modèle century (version ISBA-CC, Gibelin et al., 2006).

La priorité de développement pour la version suivante du modèle couplé aura ainsi été l'inclusion de la version off-line d'ISBA. Cette inclusion a été réalisée dans le cadre d'un travail plus global lié à la création de la plateforme SURFEX (Masson et al., 2013).

## **2.3. de CM3 à CM5 : Intégration de SURFEX**

### **a) Intégration de SURFEX**

La plateforme SURFEX a été développée au CNRM au début des années 2000 afin de construire une version unique du modèle de surface qui puisse être utilisé aussi bien dans un modèle atmosphérique que seul, forcé par des observations atmosphériques (mode off-line). SURFEX vise à représenter les flux de surface sur tous les milieux (surfaces continentales, océans et banquise). Pour les surfaces continentales, le schéma utilisé est toujours ISBA, SURFEX étant un cadre pour intégrer les développements de ce schéma de façon coordonnée.

SURFEX a été utilisé dès son développement dans les modèles atmosphériques AROME (modèle de prévision du temps à méso-échelle) et Meso-NH (modèle recherche). Son intégration dans ARPEGE avait été pensée dès le début, mais nous avons été les premiers à l'utiliser réellement dans ARPEGE (version climat plutôt que version prévision numérique du temps) puis à l'intégrer dans le système couplé océan-atmosphère complet. Tous les développements concernant les

surfaces continentales réalisés au début des années 2000 (ISBA-diff, schéma de diffusion de chaleur multi-couches par B. Decharme, ISBA-CC, cycle du carbone par A.-L. Gibelin) l’avaient été en mode off-line. Pour pouvoir les utiliser en climat, il nous a semblé prioritaire d’introduire SURFEX dans le système couplé.

Avec B. Decharme, nous avons ainsi lancé un chantier technique important afin de développer une version consolidée du couplage entre SURFEX et ARPEGE-Climat. Nous avons dû revoir le couplage tel qu’il avait été prototypé afin :

- d’assurer la conservation énergétique dans le modèle sur continents
- de permettre le couplage avec un modèle d’océan tout en garantissant la conservation énergétique lors de la mise à jour des conditions de surface océaniques.

Ce travail technique minutieux a abouti et nous avons pu geler une version consolidée à temps pour réaliser l’exercice CMIP5 en 2009. Pour cette version, nous n’avons pas pu activer les développements récents qui demandaient une longue phase de validation en mode couplé surface-atmosphère. Cela a toutefois permis de mener ces validations sur la base de la version CM5 et d’en bénéficier dans la version ultérieure.

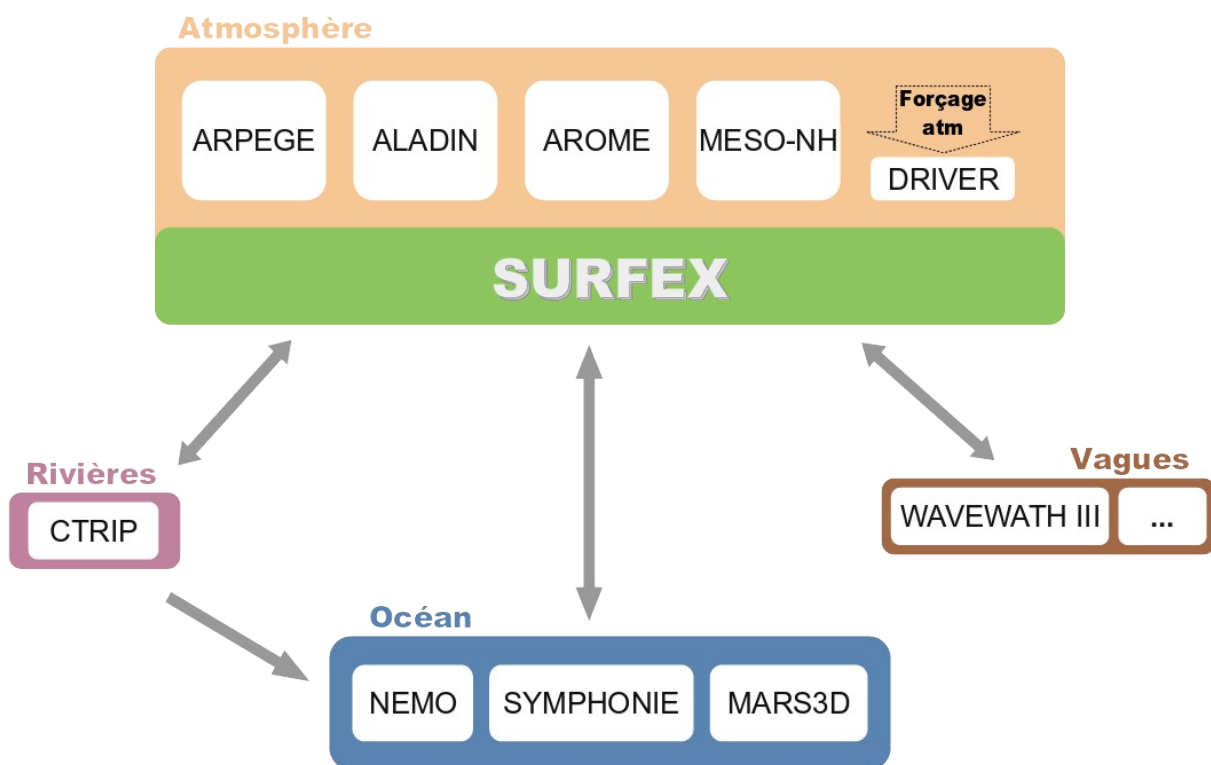


Figure 2.3 : Intégration de l’interface de couplage dans SURFEX permettant de coupler l’ensemble des modèles atmosphériques utilisés au CNRM à plusieurs autres composantes : océan, rivières, vagues.

L’exercice CMIP5 passé, nous avons également revu l’implémentation du couplage avec l’océan dans SURFEX. En effet, devant la contrainte temporelle de CMIP5, l’interface de couplage avec OASIS était restée dans ARPEGE et il n’était donc pas activable en mode SURFEX off-line. Nous avons ainsi intégré l’interface de couplage à SURFEX rendant cette interface utilisable à la

fois dans SURFEX off-line et dans les autres modèles atmosphériques utilisant SURFEX (Fig. 2.3). B. Decharme a ajouté de la même façon la possibilité de coupler SURFEX avec le modèle de fleuves CTRIP, ce qui lui a permis d'activer dans le modèle de climat ses développements récents sur le système hydrologique. Ceux-ci permettent en particulier de représenter les aquifères et les plaines d'inondations (Vergnes et al., 2014).

L'interface de couplage générique est décrite dans (Voltaire et al., 2017) où des applications avec ARPEGE-Climat, ALADIN-Climat, AROME et Meso-NH sont présentées. Dans ce papier, nous présentons aussi le couplage avec un modèle de vagues, couplage qui a été développé au Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatial et intégré à l'interface générique. Ce dernier développement n'a pas encore été utilisé en mode climatique mais nous permet d'envisager de réaliser des études sur l'intérêt du couplage avec les vagues pour la représentation du climat sans nouveau développement important.

Cette nouvelle interface a permis de développer des configurations couplées avec SURFEX off-line, SURFEX-CTRIP (Decharme et al., 2019), utilisé pour valider le modèle hydrologique, ou SURFEX-NEMO qui permet de valider le modèle d'océan dans une configuration plus proche de celle du couplé : même paramétrisation pour le calcul des flux, même interpolation.

## **b) Sensibilité du calcul des flux à la grille utilisée pour ce calcul**

Ainsi, cette configuration s'est révélée utile pour évaluer l'intérêt d'utiliser une grille commune aux modèles océan et atmosphère pour le calcul des flux. En effet, en configuration standard, les flux sont calculés à la résolution du modèle atmosphérique. Au moment du calcul des flux, les paramètres océaniques entrant dans le calcul (température de surface, courants, albédo de la banquise) sont au préalable interpolés sur la grille atmosphérique. La grille de calcul du modèle océanique étant en général plus fine que la grille atmosphérique, cela induit que les gradients sont sous-estimés au moment du calcul des flux.

Afin de déterminer quelle est l'erreur commise sur le calcul des flux en faisant une telle interpolation, nous avons mis au point une configuration du modèle dans laquelle le flux est calculé sur une grille d'« échange », qui est constituée de l'intersection des grilles atmosphériques et océaniques. Ce travail a été réalisé dans le cadre de l'ANR COCOA, par E. Maissonave (CERFACS). Pour réaliser cette évaluation, nous avons utilisé la configuration SURFEX-NEMO forcée par des paramètres atmosphériques à la résolution du modèle atmosphérique. Pour chaque point de grille NEMO, nous avons calculé autant de flux que de mailles atmosphériques intersectées. Le flux sur la grille atmosphérique a été reconstruit comme la somme des flux de la grille d'« échange » correspondant à chaque point de la grille atmosphérique (Fig. 2.4).

Cette étude a montré que ce découpage était important pour le calcul des flux dans les zones marginales de banquise où différentes classes de banquises génèrent des températures de surface très différentes. Dans les zones marginales de glace, tous les flux de chaleur non solaires sont impactés par la non-linéarité. Ce qui est particulièrement remarquable, c'est que l'effet n'est pas symétrique entre les périodes de formation et de fonte de banquise. Les flux sont réduits surtout en période de formation, ce qui favorise la formation de glace et permet d'étendre les zones marginales dans les 2 hémisphères, sans favoriser la fonte au printemps.

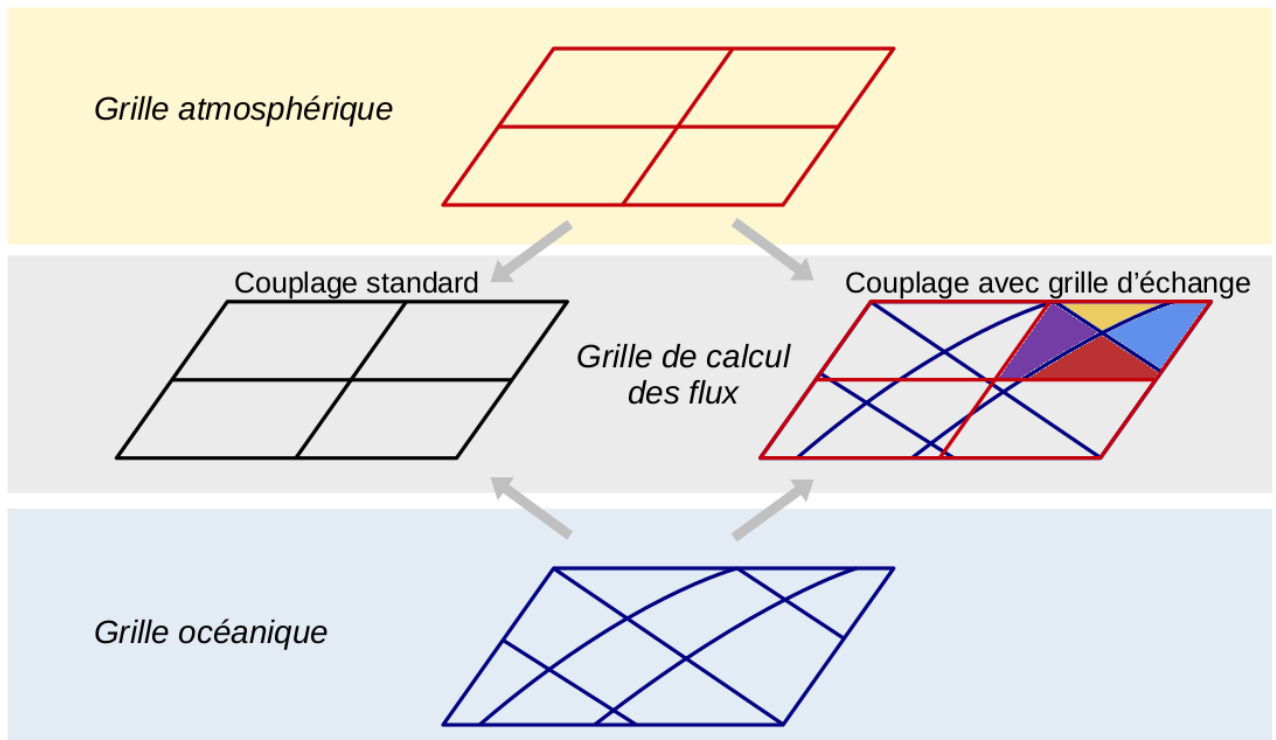


Figure 2.4 : Schéma de fonctionnement de la grille d'échange. Dans le couplage standard, les flux sont calculés à la résolution du modèle atmosphérique, dans le cas du couplage avec grille d'échange, les flux sont calculés à la plus fine résolution possible, ie sur la grille intersection des grilles atmosphériques et océaniques.

Dans les zones de forts gradients de température de surface de la mer comme le Gulf Stream ou le Kuroshio, les effets sont nettement moins marqués à la résolution de CNRM-CM6. Toutefois, cela mériterait d'être testé dans un modèle à plus fine résolution.

## 2.4. Importance de la conservation

### a) Conservation dans ARPEGE

Dans la version précédente de CNRM-CM, il avait été mis en évidence que le modèle présentait des dérives importantes de la pression atmosphérique en surface mais aussi de la salinité dans l'océan. J'ai ainsi démarré un chantier conséquent de contrôle des sources et puits de masse dans la composante atmosphérique. Malheureusement, en raison du schéma spectral utilisé pour la dynamique et du schéma lagrangien utilisé pour calculer les advections, le modèle ARPEGE est intrinsèquement non conservatif. Pour la masse d'air sec atmosphérique, il existait un module de correction de la masse totale qui pouvait être activé à intervalles de quelques jours. Je l'ai adapté pour être utilisé à chaque pas de temps et ainsi éviter toute dérive de la masse (même transitoire). Cette correction consiste à corriger la pression de surface de façon à conserver l'intégrale de la masse.

J'ai ensuite adapté le calcul pour l'appliquer à la masse d'eau atmosphérique. Pour la masse d'eau, le calcul est plus compliqué car l'atmosphère échange de l'eau avec les autres composantes,

il faut donc prendre en compte les termes de flux vers les autres composantes. La manière de corriger n'a pas été anodine : corriger la masse d'eau atmosphérique s'est révélé inefficace, nous avons opté pour une correction du flux sortant du modèle, ie des précipitations. Ce faisant, nous avons diagnostiqué les termes puits/sources et nous avons remarqué que les erreurs étaient beaucoup plus grandes avec le nouvel ensemble de paramétrisations de la physique atmosphérique envisagé pour CM6. Nous avons identifié que cela était dû au fait que les hydrométéores sont devenus des variables pronostiques et que leur transport via le schéma lagrangien était largement non-conservatif. L'activation du module de conservation globale permettait certes d'assurer une conservation, mais il en résultait une pondération des précipitations de presque 10 %. La conservation a posteriori est nécessaire dans ce type de modèle mais elle est là pour assurer une stabilité du modèle pour de longues intégrations, pas pour masquer une erreur importante du modèle. D. Saint-Martin a donc introduit dans le modèle la paramétrisation décrite par Bermejo and Conde (2002) qui propose une version quasi-conservative du schéma semi-lagrangien. Cette méthode itérative vise à contrecarrer l'effet de lissage du schéma lagrangien en renforçant les gradients dans les zones de forts gradients. Grâce à l'utilisation de ce schéma plus conservatif, l'erreur globale résiduelle a été réduite à moins de 1 % du total des précipitations.

## **b) Conservation dans le couplage GELATO-NEMO**

Malgré les efforts faits au sein d'ARPEGE et dans le couplage vers SURFEX, le modèle CNRM-CM5 présentait une dérive importante de la salinité (Fig 2.5). J'ai donc étendu le travail en analysant les bilans des modèles GELATO et NEMO. Le couplage entre le modèle de banquise et l'océan est particulièrement complexe, puisque les hypothèses faites dans le modèle NEMO imposent que la banquise soit en « lévitation ». En effet, dans la réalité, la banquise « déplace » l'eau liquide et le niveau de la mer est ainsi réduit sous la banquise. Représenter l'impact de la banquise sur le niveau de l'eau est complexe en termes de dynamique océanique, si bien que l'on fait l'hypothèse que la banquise est posée sur la surface de l'eau.

Afin de ne pas créer de biais sur le niveau marin, le système océan-banquise est considéré comme fermé et tous les flux d'eau entrant/sortant de ce système impactent la masse de l'océan, la contrepartie étant que les flux d'eau entre la banquise et la mer n'impactent pas la masse de l'océan. Toutefois, afin de prendre en compte les impacts des flux d'eau entre la banquise et l'océan sur la salinité, un flux de sel est considéré lorsque la banquise se forme (et inversement lorsqu'elle fond). A l'inverse, lorsque la banquise échange de l'eau avec l'atmosphère (par évaporation ou précipitations), le flux de masse d'eau généré vers l'océan est associé à un flux de sel qui permet de compenser la dilution et ainsi de ne pas affecter la salinité de l'océan. Afin d'assurer une conservation précise de l'eau et du sel, j'ai mis en place une catégorisation des flux dans le modèle GELATO qui a permis de contrôler que chaque flux était bien pris en compte tant en termes de masse que de sel. Cette catégorisation nous a permis dans les années qui ont suivi de nous adapter aux nouvelles hypothèses faites dans les versions ultérieures du modèle NEMO sans avoir à retravailler spécifiquement le code de GELATO.

Suite à ce travail, nous avons pu vérifier que la masse d'eau était bien conservée dans le système couplé et surtout la dérive en sel a été supprimée (Fig. 2.5, première ligne). Ces modifications ont eu des effets importants sur la représentation de la circulation de grande échelle dans le modèle. En particulier, cela a impacté la circulation thermohaline, comme le montre la

figure 2.5 (2<sup>ème</sup> ligne) où l'on voit que la circulation méridienne de retournement Atlantique est intensifiée suite à la correction de la non-conservation. L'impact est vu en mode océan seul (à gauche) ainsi que dans le système couplé complet (à droite).

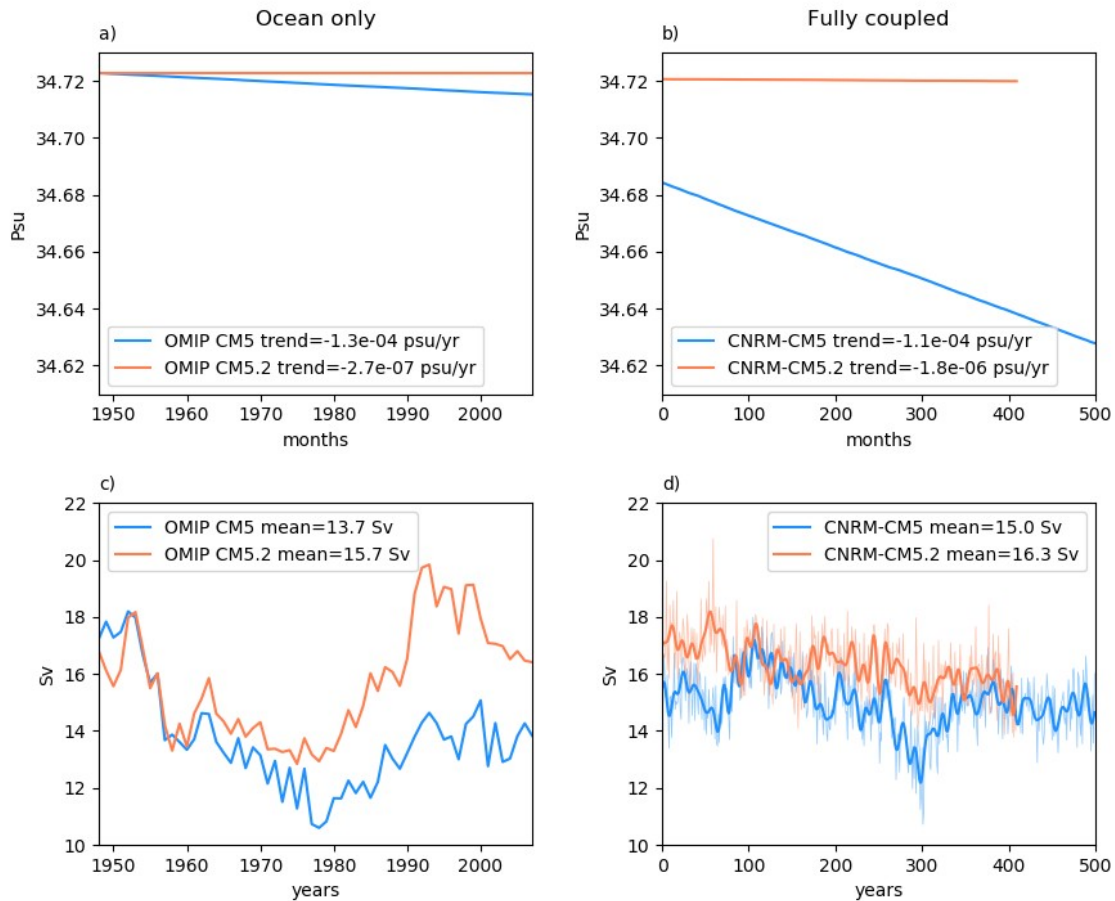


Figure 2.5: a), b) Evolution de la salinité intégrée 3D, et c), d) de l'intensité de l'AMOC (Atlantic Meridional Ocean Circulation) dans a), c) des simulations de la composante océanique seule (forçages CORE2) pour l'expérience avec la composante du modèle telle que dans CM5 (simulation CMIP5) et après amélioration de la conservation en eau et sel (version CM5.2) ; b), d) dans des simulations couplées préindustrielles (ie forçages fixes, climat stable) pour la version CM5 et la version CM5.2 de CNRM-CM (CM5.2 est une mise à jour de CM5 qui inclut essentiellement les améliorations liées à la conservation du sel et de l'eau dans la composante NEMO-GELATO).

Il apparaît ainsi que ces questions de conservation sont essentielles pour un modèle de climat. Dans notre système couplé, nous utilisons des composantes qui ne sont pas développées spécifiquement pour des applications climatiques et ces questions de conservation ne sont pas au centre des préoccupations des développeurs, en particulier pour le modèle atmosphérique ARPEGE utilisé en prévision numérique du temps. Leur utilisation en mode climatique nécessite de réaliser ce travail de conservation, peu reconnu, mais absolument nécessaire pour assurer la fiabilité du modèle et des études qui pourront être faites avec.



### c) Conservation de l'énergie ?

Pour la masse d'air et d'eau, la mise en place de la conservation a été possible et bien contrôlée. En ce qui concerne le bilan d'énergie, le travail est plus complexe. Actuellement, le couplage entre les composantes assure une conservation des flux entre les composantes même s'il y a une interpolation des flux échangés via le coupleur. En revanche, un certain nombre de processus ne sont pas pris en compte ou le sont de façon approchée. Ainsi pour chaque flux d'eau entrant dans la composante océanique, il faudrait connaître la température de l'eau (issue des précipitations ou des fleuves) pour déterminer le flux d'énergie associé à ce flux d'eau. Or dans les modèles actuels, la température des hydrométéores n'est pas diagnostiquée. On ne peut donc pas calculer ce flux d'énergie avec précision. On en fait une estimation approchée en considérant que l'eau déversée est à la température de la surface de la mer. Ces approximations n'ont pas été bien quantifiées mais le bilan global de ces erreurs est supposé rester faible.

Par ailleurs, au sein des composantes, la conservation de l'énergie est relativement bien respectée, sauf pour la composante atmosphérique. Pour les mêmes raisons que pour la masse d'air et d'eau (dynamique dans l'espace spectral, transport lagrangien), le modèle ARPEGE n'assure pas intrinsèquement la conservation de l'énergie. Selon les choix faits à la construction d'un modèle sur le type de grille, et les méthodes numériques utilisées pour représenter les équations de Navier-Stokes, le cœur dynamique d'un modèle est plus ou moins conservatif (Lin, 2003). Ces choix sont faits sur des critères de coût et de précision. Ainsi, le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) a toujours veillé à ce que le cœur dynamique de son modèle soit conservatif tant pour l'ancienne version de leur modèle atmosphérique LMD-Z que pour le nouveau cœur dynamique, appelé DYNAMICO (Dubos et al., 2015). Au CNRM, le modèle ARPEGE étant développé en premier lieu pour la prévision numérique du temps, le curseur a plutôt été mis sur l'efficacité du cœur dynamique plutôt que sur la conservation. Des erreurs systématiques très faibles auront peu d'impact sur la prévision à l'échelle de quelques jours, mais pour des intégrations longues de plusieurs centaines d'années, ces erreurs se cumulent et ne sont plus négligeables. Son utilisation pour réaliser des simulations climatiques demande donc un travail supplémentaire pour assurer une conservation ad-hoc. Lauritzen and Williamson (2019) ont mené une analyse du bilan d'énergie dans le modèle atmosphérique CAM développé au NCAR. Ils ont analysé le bilan d'énergie du système atmosphérique à chaque étape de calcul : calcul de la dynamique, paramétrisations physiques, couplage dynamique/physique et montrent qu'il y a des puits/sources à chaque étape. Il faudrait faire le même travail avec ARPEGE pour quantifier les erreurs faites à chaque étape. Une fois les erreurs quantifiées, il faudra envisager la meilleure façon de corriger les pertes à chaque étape.

La conservation de l'énergie est une caractéristique critique pour l'étude du système climatique puisque l'on cherche à comprendre comment est redistribuée l'énergie en cas de modification des forçages radiatifs. Entre la version CM5 et la version CM6, probablement grâce à un effet indirect de la conservation de l'eau, le puits d'énergie de la composante atmosphérique du modèle est passé de  $2,8 \text{ W.m}^{-2}$  à  $0,6 \text{ W.m}^{-2}$ . Pour les études du système climatique, nous faisons l'hypothèse que ce puits d'énergie est indépendant des forçages en première approximation. C'est une hypothèse forte et qu'il est difficile de vérifier. Même si l'amplitude de ce puits a été largement réduite, il semble important de travailler à proposer une méthode de correction de ce puits dans le modèle, à chaque

pas de temps) pour s'affranchir de cette hypothèse et renforcer notre confiance dans les projections du modèle.

#### **d) Conservation globale et régionale ?**

Le modèle CNRM-CM6-1 a ainsi été construit sur des bases plus solides avec une conservation globale de l'eau et de l'air assurée et une conservation de l'énergie assurée au premier ordre excepté dans la composante atmosphérique. En ce qui concerne les interfaces entre composantes, nous utilisons le coupleur OASIS développé au CERFACS. Lors du développement de CNRM-CM6, nous avons voulu que cette interface de couplage soit pensée de façon générique pour qu'elle puisse être facilement adaptable à un changement de résolution d'une ou plusieurs de ses composantes. Ceci nous a poussé à utiliser exclusivement les méthodes d'interpolations proposées par le coupleur. Par ailleurs, OASIS permet d'assurer une conservation globale des flux à l'issue de l'interpolation quel que soit le type d'interpolation choisi, ce qui nous a semblé suffisant.

Lors de l'analyse des simulations faites avec CNRM-CM6, nous avons identifié que l'interpolation des flux d'eau des rivières vers l'océan était certes conservative à l'échelle globale mais ne l'était pas à l'échelle régionale. Après une analyse détaillée, j'ai proposé une nouvelle méthode d'interpolation qui permet d'assurer une conservation locale et qui a depuis été implémentée dans OASIS. L'implémentation de cette méthode a montré que les erreurs faites étaient importantes. Le changement de salinité des eaux de surface près des exutoires induit une modification de la stabilité des masses d'eau en Atlantique Nord à proximité des zones de convection profonde. Ces modifications induisent ainsi une réduction importante de la circulation thermohaline Atlantique (-3 Sv, Voltaire, 2020). Comme pour les flux d'eau et de sel entre le modèle de banquise et le modèle d'océan, cela a mis en évidence la nécessité de traiter très correctement les flux d'eau et de sel dans et entre les composantes. Ceux-ci conditionnent fortement la convection profonde qui entretient la circulation thermohaline, un mécanisme majeur du système climatique.

A toutes les étapes, assurer la conservation est clairement un enjeu majeur pour un modèle de climat. Ces travaux sont peu connus, rarement publiés, et pourtant ils sont essentiels et conditionnent la fiabilité et la confiance que l'on peut avoir dans un modèle.

## **2.5. Evaluation et calibration**

### **a) Qu'est-ce que la calibration d'un modèle de climat ?**

Le développement d'un modèle de climat s'accompagne d'une étape de calibration du modèle. Le terme calibration est un peu vague et peut recouvrir des notions différentes selon les disciplines. Les modèles de climat reposent sur un certain nombre de paramétrisations dont les paramètres sont plus ou moins connus. Certains sont directement observables, d'autres ne le sont pas. Dans tous les cas, il existe une plage d'incertitude pour ces paramètres que l'on peut appeler plage de validité. Calibrer le modèle consiste à fixer des valeurs de ces paramètres qui permettent de « mieux représenter le climat ». Cette idée de mieux représenter le climat repose elle-même sur la définition de métriques clés qui caractérisent cette bonne représentation.

Hourdin et al. (2017) ont proposé une définition complète de ce terme de calibration des modèles de climat (tuning en anglais) et mis en avant l'importance de cette étape. Ils définissent trois échelons de calibration des modèles de climat :

1. Choix des paramétrisations au sein des composantes, ie on définit l'ensemble des paramétrisations qui constituent le modèle.
2. Calibration des paramètres au sein des composantes de façon indépendante, en utilisant des forçages observés.
3. Calibration du modèle couplé regroupant toutes les composantes.

L'étape de calibration est longtemps restée dans l'arrière-cuisine des centres de modélisation, ie elle était peu mentionnée, peu documentée, même si on en trouve quelques traces, souvent relayées dans les annexes des publications (Manabe and Wetherald, 1975a). Pourtant, cette étape peut avoir un impact important sur les modèles de climat et sur la façon de les analyser. Ainsi plusieurs études (Zhao et al., 2016a; Mauritsen et al., 2012) montrent qu'un même modèle peut-être calibré de plusieurs façons et que les différentes versions obtenues sont toutes également réalistes dans leur représentation du climat actuel. Pourtant, ces différentes versions présentent une sensibilité climatique très différente. Documenter cette étape de calibration apparaît ainsi essentiel. Pour l'exercice CMIP5, cette phase de calibration avait encore été peu documentée et l'article de Hourdin et al. (2017) donne quelques informations générales basées sur un questionnaire envoyé aux groupes de modélisation ayant participé à CMIP5. Pour CMIP6, la nécessité de documenter cette étape est devenue plus évidente, la plupart des articles décrivant les modèles y consacrent une section dédiée (Sellar et al., 2019a; Li et al., 2020; Voltaire et al., 2019b; Danabasoglu et al., 2020; Kelley et al., 2020) et certains groupes ont même publié des articles décrivant uniquement le tuning de leur modèle (Mignot et al., 2021; Sellar et al., 2020; Mauritsen and Roeckner, 2020).

## **b) La calibration de CNRM-CM**

Le développement de CNRM-CM a toujours plus ou moins suivi les 3 échelons de calibration mais de façon complètement informelle et entremêlée. En particulier, la 2ème étape n'a pas toujours été possible. Ainsi, avant SURFEX, la version dite « off-line » d'ISBA n'était pas identique à celle présente dans ARPEGE et il était donc impossible de faire une calibration de la composante « surfaces continentales » de façon séparée. Ces 2 dernières décennies, j'ai participé à un effort pour disposer systématiquement des versions indépendantes des composantes identiques à celles qui sont présentes dans le système couplé intégral. Pour les surfaces continentales, j'ai accompagné le passage à SURFEX ; pour la composante océanique, j'ai pris en main les configurations océan forcé (global) qui n'étaient jusque-là pas utilisées au CNRM. Dans tous les cas, avec Stéphane Sénési, nous avons intégré ces configurations particulières du système couplé dans l'outil ECLIS (Environnement for CLimate Simulations) utilisé pour lancer des simulations climatiques. Cette intégration dans un système commun a permis de mieux travailler sur les composantes individuellement ou partiellement couplées tout en assurant une ensemble cohérent de versions et d'outils.

Pour la première fois, pour CNRM-CM6, nous avons suivi un processus de validation plus rigoureux selon ces 3 étapes. Ce canevas reste toutefois théorique puisqu'il y a eu de fréquents aller-retour entre les 3 étapes. En particulier, pour la composante atmosphérique, nous avons modifié un certain nombre de paramètres liés au schéma de convection (entraînement/déentraînement), au schéma de nuages et au rayonnement afin d'assurer un équilibre énergétique du modèle et une répartition géographique raisonnable des flux radiatifs solaires et grande longueur d'onde. Nous avons aussi déterminé que nous étions capables d'ajuster le bilan énergétique moyen en jouant sur le facteur d'inhomogénéité solaire des nuages, ceci sans perturber le profil zonal du rayonnement solaire ni induire de rétroaction dans le rayonnement dans les grandes longueurs d'onde. Ce paramètre est ainsi devenu le paramètre clef pour régler le système couplé complet et éviter des dérives importantes.

Nous avons progressé dans nos méthodes mais le processus de calibration s'est avéré long et fastidieux. Il repose par ailleurs sur les connaissances d'un petit nombre de personnes. Il est ainsi difficile d'envisager de refaire une calibration complète pour chaque nouvelle version du modèle couplé. Par ailleurs, la méthode employée reste empirique et on peut penser que d'autres choix des paramètres auraient pu donner de résultats meilleurs ou différents. Il est donc apparu nécessaire d'envisager des méthodes plus automatiques.

### **c) Vers une calibration automatique ?**

Dans le cadre du projet ANR High-Tune, des collègues de l'IPSL et du CNRM ont développé une méthode automatique, appelée « history matching » (Williamson et al., 2017a) qui permet d'envisager de calibrer les modèles de façon plus automatique. Un des atouts de la méthode proposée est d'éviter l'écueil du sur-ajustement des paramètres soulevé par Dommenget and Rezny (2018) en proposant une plage de validité pour chaque paramètre testé du modèle. L'idée est plutôt de déterminer les plages de valeurs des paramètres qui sont incompatibles avec une représentation réaliste du climat actuel. Il en résulte que cette méthode permet de déterminer plusieurs choix des paramètres qui permettent de bien représenter le climat. Cela ouvre la voie à de nouvelles méthodes de travail, nous n'aurions plus un modèle de climat mais un ensemble à physique perturbée. A l'instar de l'étude de Zhao et al. (2016), on peut alors se demander si toutes ces versions ont la même sensibilité climatique, si les forçages en général ont le même impact sur le climat dans les différents membres de cet ensemble.

Dans sa première application, Williamson et al. (2017) avaient appliqué la méthode au modèle océanique NEMO, mais le projet High-Tune s'est essentiellement intéressé à la calibration de modèles atmosphériques. Pour le modèle océanique, Williamson et al. (2017) ont montré que le processus nécessitait des intégrations longues pour prendre en compte le temps d'ajustement plus long de cette composante. Il serait intéressant de poursuivre cette étude en proposant des méthodes pour réduire le temps d'ajustement. Par ailleurs, la configuration forcée du modèle d'océan n'est peut-être pas le meilleur protocole pour arriver à calibrer un modèle d'océan. En effet, il existe 2 façons de forcer un modèle d'océan : i) en mode « bulk », ie le modèle est forcé par les paramètres atmosphériques de basse couche et le modèle calcule des flux en fonction des paramètres atmosphériques et de surface océanique ; ii) en mode forcé par « des flux », cette méthode repose sur le fait de disposer d'une climatologie de flux globale et qui présente un bilan énergétique fermé, sous peine de voir le modèle dériver et de ne pas pouvoir faire de longues intégrations du modèle,

ou bien de lui associer un terme de rappel de la température de surface océanique pour éviter ces dérives. Comme un tel jeu de flux global n'existe pas, dans le second cas, on est plus ou moins obligés d'imposer un rappel de la température de surface océanique. Si on utilise la première méthode, il y a indirectement un rappel important de la température de surface océanique vers la température atmosphérique à 2 mètres, puisque le flux de chaleur sensible calculé dépend du gradient de température, si le gradient est fort, le flux va tendre à ajuster la température de surface océanique vers le forçage atmosphérique.

En terme d'observation de l'océan, nous disposons essentiellement d'observations de surface, même si le déploiement du réseau ARGO (Riser et al., 2016) a permis de combler en partie ce manque. De ce fait, on dispose de peu d'observations permettant de valider les simulations océaniques qui soient indépendantes du forçage. Il serait intéressant de réaliser l'étape de calibration du modèle océanique dans une configuration moins contrainte. Diverses options sont possibles, comme par exemple utiliser le modèle couplé dans lequel l'atmosphère serait rappelée vers les observations. Une autre possibilité serait d'utiliser une couche limite atmosphérique au-dessus du modèle d'océan comme celle développée pour le projet Albatros (Lemarié et al., 2021). Il serait aussi intéressant de réfléchir à l'intérêt éventuel de mener une dernière étape de calibration automatique du système couplé intégral.

Le travail amorcé dans le projet High-Tune doit être poursuivi afin de mettre au point des méthodes automatiques pour l'ensemble des composantes du système climatique et du système couplé. Afin de réduire le coût et faciliter ces études méthodologiques de calibration, il serait utile de bénéficier d'une version plus basse résolution du modèle qui permettrait de faire de nombreux tests et des simulations longues pour un coût réduit. De tels outils de calibration automatique seront également nécessaires pour envisager de développer des modèles à plus haute résolution. Ainsi sur la base de CNRM-CM6, nous avons dérivé une version haute résolution du modèle (T359 dans l'atmosphère, 0,25° dans l'océan) en appliquant une simple augmentation de résolution sans nouvelle calibration (si ce n'est de la composante océanique en mode forcé). Cette version « HR » s'est avérée intéressante, mais moins bien calibrée que sa contrepartie à résolution standard (T127 dans l'atmosphère, 1° dans l'océan), ce qui limite in fine son intérêt pour l'utilisation des projections climatiques réalisées avec ce modèle.

Dans les prochaines années, je souhaite m'investir pour participer à la mise au point d'une méthode automatique de calibration de notre modèle de climat. En complément de l'intérêt que cela peut avoir pour simplifier cette étape et renforcer notre confiance dans les modèles de climat, ce processus nous amène à réfléchir à notre façon d'évaluer un modèle de climat. Définir les métriques sur lesquelles appuyer une calibration automatique, c'est se poser la question de ce que nous voulons faire d'un modèle de climat, c'est définir quelles sont les propriétés attendues. C'est aussi revenir sur nos méthodes de validation des composantes. Pour ma part, je pense que la question de la configuration océanique adaptée à une évaluation de la composante océanique est un point clef qui mérite qu'on s'y attarde.

La question de la calibration des modèles, qui a pu être considérée comme une question d'arrière cuisine des centres de modélisation climatique, est en réalité essentielle. Dans les années à venir, il est essentiel de développer cette thématique et de former les étudiants sur ce sujet.

### **3. Déconstruire le système couplé pour mieux le comprendre**

Lors du développement des modèles, l'approche la plus généralement suivie est d'améliorer les paramétrisations et/ou les composantes pour parvenir à réduire les biais des modèles. Cette approche est naturelle et nécessaire, mais probablement pas suffisante. En effet, les modèles de climat souffrent de biais systématiques (ie communs à la plupart des modèles) et qui subsistent malgré les améliorations substantielles apportées. Parmi les plus connus, le biais de double ITCZ (Inter-Tropical Convergence Zone) qui se manifeste par un dédoublement persistant de la zone de précipitation intense en 2 bandes fines de précipitations de part et d'autre de l'Équateur (Tian and Dong, 2020). De même, les modèles simulent une SST excessive sur les bords Est des bassins Tropicaux (au large du Pérou, de la Californie, de l'Angola et du Sénégal ; Zuidema et al., 2016). Dans les 2 cas, ces biais sont présents dans la plupart des modèles océan-atmosphère globaux malgré les développements des 20 dernières années. Dans le cas des biais des bords Est, la mauvaise représentation des nuages bas a souvent été évoquée pour expliquer les biais, mais l'incapacité des modèles d'océan à bien représenter les upwellings côtiers a aussi été avancée. Des progrès ont été faits dans la représentation des nuages bas ces dernières années, qui ont permis de réduire partiellement les biais de SSTs dans certains modèles (Richter and Tokinaga, 2020). Pour la double ITCZ, les pistes d'améliorations sont moins claires, probablement en raison de la nature couplée du processus en jeu (Oueslati and Bellon, 2015; Shonk et al., 2018 ; Adam et al., 2018).

Face à ces biais « résistants », une autre approche possible consiste à analyser le comportement du modèle pour comprendre les processus qui expliquent les biais. Cette approche « par le haut » est complémentaire de l'amélioration « par le bas ». En particulier, elle permet d'orienter les développements vers l'amélioration de la représentation des processus qui sont à l'origine des biais des modèles. Cette approche est plus difficile à suivre car les processus sont en interactions les uns avec les autres et il est souvent difficile de trouver la véritable origine des biais. C'est encore plus vrai pour les modèles couplés complets. Essayer de comprendre l'origine des biais des modèles nécessite souvent de les découpler entièrement ou partiellement pour les contraindre et couper certaines boucles de rétroactions. C'est cette voie que j'ai souvent suivie ces dernières années, en m'appuyant sur les outils de modélisation que j'avais contribué à développer et sur notre capacité à utiliser les composantes seules dans un cadre le plus proche possible de celui du couplé. Ces études permettent à la fois de mieux comprendre les modèles, de les améliorer mais aussi souvent de mettre en lumière les processus physiques importants (et/ou subtils) qui gouvernent le système climatique réel et donc de faire progresser notre compréhension.

#### **3.1. Impact des SSTs sur la mousson Africaine**

En lien avec le programme AMMA qui a encouragé des études sur la mousson africaine, au cours de la thèse de Mathieu Joly, nous avons démarré une étude sur la représentation des téléconnexions entre la mousson Africaine et les SSTs dans les tropiques. Dans cette étude, nous nous sommes intéressés à l'ensemble des modèles de la base CMIP3 et l'objectif était de déterminer la capacité des modèles couplés à représenter les téléconnexions observées. Lors de cette étude (Joly et al., 2007), nous avons montré que la plupart des modèles parvenaient à représenter un

premier mode de téléconnexion, reliant la variabilité dans le Pacifique équatorial et la mousson Africaine, mais seulement la moitié des modèles simulaient un lien du bon signe: un épisode El Niño dans le Pacifique est généralement associé à une réduction des précipitations de mousson sur le Sahel, mais la moitié des modèles simulaient plutôt une augmentation des précipitations de mousson sur l’Afrique de l’Ouest dont le modèle CNRM-CM3.

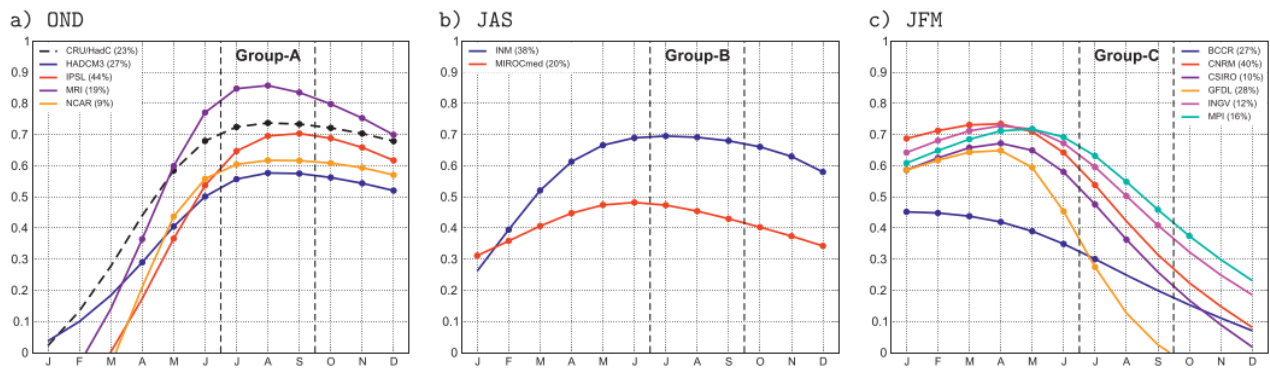


Figure 3.1: figure extraite de la figure 13 de Joly and Voltaire,(2009). Corrélations glissantes entre un index de variabilité interannuelle des précipitations sur l’Afrique de l’Ouest et un index SST ENSO. Les 3 figures correspondent à un tri des modèles et des observations selon que l’index des précipitations maximise la covariance pour les précipitations de la saison a) Oct-Nov-Déc, b) Juil-Août-Sept ou c) Jan-Fev-Mars. L’index ENSO est le premier mode obtenu par une analyse en composantes principales des anomalies de SST par rapport au cycle annuel moyen sur le domaine Pacifique équatorial [10°S-10°N ; 160°E-80°W]. L’index de précipitation correspond au premier mode de variabilité des précipitations obtenu à l’aide d’une analyse en maximum de covariance entre les précipitations sur l’Afrique de l’Ouest et les SST sur le même domaine Pacifique équatorial. Les corrélations glissantes sont obtenues en prenant les séries interannuelles de SST du mois indiqué en abscisse. Ces figures montrent que seuls les 4 modèles de la figure a) parviennent à simuler un impact des événements ENSO en phase de développement sur les précipitations de l’Afrique de l’ouest en automne, tandis que dans 6 modèles du groupe c) la téléconnexion se fait après la survenue des anomalies ENSO.

Afin de comprendre pourquoi cette téléconnexion était mal représentée, Mathieu a eu l’idée de faire une simulation de « type pacemaker » dans laquelle la chronologie observée de l’ENSO est imposée en fixant les flux de quantité de mouvement reçus par le modèle d’océan dans le Pacifique Ouest, le modèle demeurant couplé partout ailleurs. Cette méthode permet de déclencher des événements El Niño/La Niña au même moment que dans les observations, si le flux de quantité de mouvement imposé vient d’une réanalyse. Grâce à ce protocole, Mathieu a pu comparer plus finement la propagation des anomalies atmosphériques liées à ces événements avec des observations et montrer que la propagation des ondes de Kelvin générées par ces événements était trop lente dans le modèle, si bien que la mousson était impactée une année plus tard que dans les observations. Cette utilisation de l’outil de modélisation, nous a permis de comprendre notre modèle mais aussi de déterminer quelles sont les métriques clés à évaluer dans les modèles et a pu expliquer plus finement quels étaient les processus erronés dans les 15 modèles de la base CMIP3 qu’il avait analysés (Fig. 3.1).

Le deuxième mode de variabilité détecté dans les observations est plus local : il indique une relation entre les SSTs du golfe du Guinée et la mousson africaine (Joly et al., 2007). Dans la base

CMIP3, ce mode de variabilité n'était présent que dans un seul des modèles analysés (GFDL). A partir de cette étude, il semblait difficile de comprendre pourquoi les modèles ne représentaient pas bien cette téléconnexion pourtant beaucoup plus locale que la téléconnexion avec le Pacifique. Par ailleurs, dans les observations comme dans certains modèles, nous avons montré que la variabilité des SSTs dans le Pacifique tropical était souvent liée à celles des SSTs du Golfe de Guinée et qu'il était difficile de séparer les 2 modes de variabilité (dans les observations nous avons en effet montré que cette relation n'était pas stable dans le temps mais modulée à une fréquence multidécennale).

Avec Mathieu Joly, nous avons eu l'idée d'utiliser le protocole « pacemaker » à l'envers afin de supprimer la variabilité dans la bassin Pacifique pour voir s'exprimer le mode de variabilité Atlantique indépendamment du bassin Pacifique (Fischer et al., 2005).

Dans ces expériences, au lieu d'imposer la chronologie des flux de quantité de mouvement à l'océan dans le Pacifique Ouest, nous avons imposé la climatologie des flux de quantité de mouvement. En supprimant l'effet des coups de vents d'Ouest sur la composante océanique, nous avons empêché le déclenchement des événements El Niño/La Niña. Grâce à ce protocole, nous avons pu évaluer la téléconnexion entre les SSTs du Golfe de Guinée et la mousson Africaine indépendamment de la variabilité du Pacifique. Cette analyse a montré que la variabilité des SSTs dans l'Atlantique tropical était en grande partie liée à la variabilité ENSO dans notre modèle. De façon plus générale, cette étude a mis en évidence que la variabilité simulée était irréaliste car elle était conditionnée à la bonne représentation du cycle saisonnier moyen. Or, les modèles CMIP3, même les plus performants dans la région, montrent des biais importants (Richter and Xie, 2008); en particulier, ils peinent à représenter la langue d'eau froide Atlantique qui induit un refroidissement de plus de 5°C des SSTs à l'Équateur au printemps. Ce refroidissement participe à l'intensification de la mousson et à sa propagation vers le nord en intensifiant le gradient de température de surface. Nous avons conclu que ces biais moyens de SSTs ne permettaient pas de bien représenter la variabilité interannuelle dans le bassin Atlantique. Ces travaux ont motivé une partie importante de mes activités de recherche les années qui ont suivi.

### **3.2. Pourquoi de tels biais de SSTs dans l'Atlantique tropical ?**

Les études existantes à cette période suggéraient de nombreuses raisons pour expliquer les biais de SSTs dans l'Atlantique tropical, qui sont liés à un renversement est-ouest de la pente de la thermocline à l'Équateur :

- le rôle des erreurs des vents de surface (Wahl et al., 2011)
- les biais radiatifs générant un flux de rayonnement solaire trop fort en surface (Hu et al., 2011)
- une incapacité des modèles d'océan à représenter les upwellings côtiers et le transport de chaleur par les courants d'Ekman (de Szoeké et al., 2010 ; Zheng et al., 2011).
- des rétroactions couplées

Il faut noter que l'étude détaillée des modèles couplés dans l'Atlantique tropical n'était pas très répandue avant le milieu de la décennie 2000, les projecteurs étaient plutôt tournés vers l'étude de l'ENSO. Les programmes AMMA et PIRATA ont permis d'alimenter un intérêt pour cette région. Cela dit, les processus en jeu dans les 2 régions sont relativement similaires, et les études réalisées



dans la région Pacifique ont largement nourri les recherches sur la région Atlantique. En particulier, les régions d'upwellings côtiers sur les bords Est des océans tropicaux souffrent de biais chauds de SST de nature comparable.

Les études réalisées jusque-là invoquaient donc soit des insuffisances des modèles d'atmosphère, soit des insuffisances des modèles d'océan et un effet des rétroactions couplées, sans qu'une réelle comparaison des effets ait été entreprise dans un cadre commun. Par ailleurs, les communautés des atmosphériciens et des océanographes avaient tendance à s'incriminer respectivement. Devant l'ampleur du problème présent dans notre modèle et l'impasse dans laquelle on semblait se trouver scientifiquement, j'ai eu envie d'étudier ces biais plus en détail dans notre modèle (sans être la seule, Small et al., 2015). Ma première intention était de déterminer l'ampleur des rétroactions couplées, par rapport aux erreurs intrinsèques des composantes atmosphérique et océanique.

### **a) Une première étude avec CNRM-CM**

La première idée qui vient à l'esprit est de comparer les simulations forcées avec des simulations couplées. C'est ce type d'analyse qui a permis à Richter and Xie (2008) de démontrer le rôle des biais de vent dans les modèles atmosphériques. En revanche, pour les modèles océaniques, comme déjà pointé par Lübbecke et al., (2010), il est difficile d'évaluer leur capacité intrinsèque à bien reproduire les SSTs car celles-ci ils sont fortement contraintes dans les simulations océans non couplées. En effet, comme je l'ai expliqué précédemment, en mode forcé, il existe 2 méthodes de forçage : par les flux, le bilan étant difficilement fermé, les SSTs du modèle sont en général rappelées vers des observations ; en mode « bulk », où le forçage de la température à 2 mètres induit indirectement une forme de rappel.

Dans les 2 cas, les SSTs ne sont pas complètement libres et les simulations en océan forcé ne permettent pas de bien évaluer le comportement intrinsèque du modèle à représenter les SSTs. On pourrait se dire qu'il en est de même pour les modèles atmosphériques. Mais dans les modèles d'atmosphère, les choses sont plus claires : la SST est forcée et la représentation de la température atmosphérique à 2 mètres au dessus des océans n'est pas un critère particulièrement évalué. On valide plutôt la représentation des vents et des flux radiatifs en surface qui sont moins contraints par les SSTs.

J'ai donc pensé évaluer le comportement intrinsèque du modèle d'océan dans un cadre moins contraint et plus proche du couplé : le modèle partiellement couplé. J'ai d'abord tenté de rappeler les vents atmosphériques vers une réanalyse pour corriger le forçage dynamique et voir son impact sur la représentation de l'océan. Malheureusement, l'introduction du rappel rompt l'équilibre énergétique du modèle et engendre une dérive de l'état moyen du modèle. Cette dérive rendait difficile l'analyse des effets de la correction de vent seule. J'ai alors eu l'idée de faire ce type de test dans des simulations plus courtes avant que l'état moyen ne dérive fortement. Pour cela, je me suis intéressée à un nouveau jeu de simulations qui avait été produit dans le cadre de CMIP5 : les simulations de prévisions décennales. Jusque là, nous avons principalement étudié des simulations longues qui étaient peu impactées par l'état initial et qui avaient dérivé vers l'état d'équilibre du modèle. Il est alors difficile de déterminer les liens de cause à effet entre les biais des différentes composantes. Avec le protocole des simulations décennales, c'était la première fois que nous avons

à disposition des simulations initialisées avec un état observé avec le modèle CNRM-CM (hormis les prévisions saisonnières, mais celles-ci n'étaient pas réalisées avec les mêmes versions du modèle). En analysant ces simulations, j'ai pu voir que les biais de premier ordre s'établissaient en 1 à 2 mois, ils n'étaient donc pas liés à des rétroactions lentes et pouvaient être décortiqués dans des simulations courtes.

J'ai alors réalisé des expériences partiellement découplées dans lesquelles je corrigeais soit le rayonnement solaire en surface reçu par l'océan, soit les vents de surface par rappel du modèle atmosphérique vers une réanalyse. Ces simulations m'ont permis de montrer que 50 % à 80 % des biais de SSTs pouvaient être corrigés par ces corrections atmosphériques (Fig. 3.2), dans un cadre avec rétroactions couplées partielles (Voltaire et al., 2014). En particulier, dans la région équatoriale, j'ai pu montrer que les erreurs intrinsèques de vents atmosphériques expliquaient la pente inversée de la thermocline et que le modèle océanique était capable de bien la représenter si le forçage était amélioré. J'ai également montré que les rétroactions couplées étaient importantes et que le vent simulé était dégradé par la mauvaise représentation des SSTs.

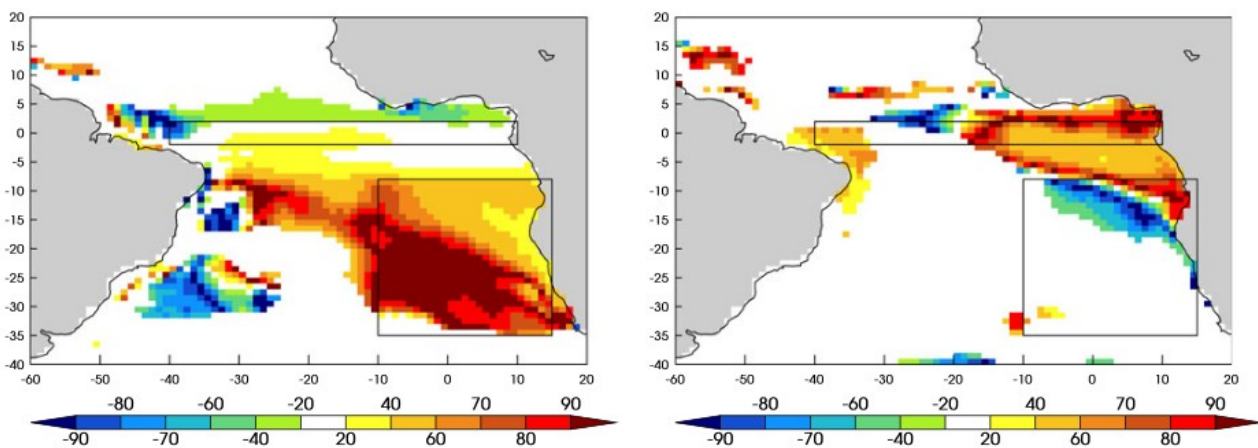


Figure 3.2: figure extraite de la figure 17 de (Voltaire et al., 2014). Pourcentage de réduction a) du biais de SST b) de l'intensité du refroidissement saisonnier au printemps, ie intensité de la langue d'eau froide, dans des simulations où le vent est rappelé dans le cadre équatorial et où le rayonnement solaire est corrigé dans le cadre du sud-est du bassin.

Ces expériences m'ont aussi permis de montrer que les processus différaient selon que l'on considère la région équatoriale ou le sud-est du bassin. Par ailleurs, dans la région équatoriale, le biais concerne plutôt le cycle saisonnier avec la mise en place de la langue d'eau froide au printemps tandis que le biais du sud-est est plus permanent (Fig 3.2). Il faut donc bien considérer au moins 2 régions. On notera que même si cette étude était centrée sur le fonctionnement d'un modèle, elle a permis de mieux comprendre les processus dans la région.

Cette étude aurait pu être prolongée en réalisant des expériences similaires en corrigeant partiellement le modèle océanique. C'est ce qui a été fait par Small et al. (2015) à la même époque pour l'étude de l'upwelling côtier dans le sud-est de l'Atlantique. Il s'est également placé dans le système couplé et a modifié successivement le forçage des vents et la résolution locale du modèle d'océan. Il a pu montrer que la précision du forçage atmosphérique en termes de vent (et son

rotationnel) était un élément majeur. Il a également montré que la résolution du modèle océanique était importante pour bien représenter l'upwelling côtier.

## b) La suite en multi-modèle

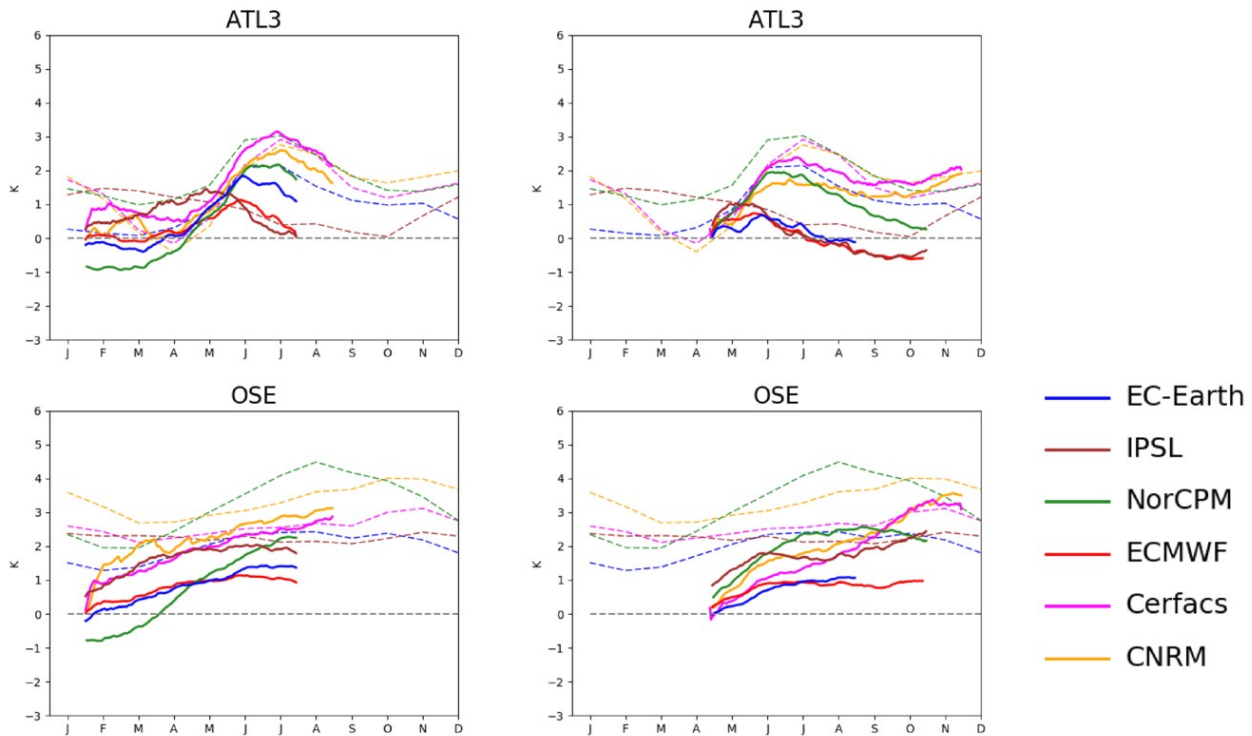


Figure 3.3: Evolution du biais de SST en fonction du temps (mois) dans des simulations initialisées (traits pleins) et dans des simulations où le modèle a atteint son état d'équilibre (traits tiretés) pour un ensemble de 6 modèles. La première ligne correspond à une moyenne de la SST sur la région Atlantique équatoriale « ATL3 » [3°S-3°N ; 20°W-0°E], la deuxième ligne à une moyenne sur le sud-est [20°S-5°S ; 0°E-10°E], à distance de la côte. La colonne de gauche correspond aux simulations initialisées en février, la colonne de droite à celles initialisées en avril.

Cette première étude a motivé mon implication forte dans le montage du projet européen PREFACE. Ce projet visait à améliorer les projections climatiques et les prévisions saisonnières dans la zone Atlantique tropicale en proposant éventuellement des approches statistiques en complément des approches dynamiques. L'idée d'analyser la dérive dans des simulations relativement courtes et initialisées avec des observations était aussi envisagée par d'autres partenaires du projet (Toniazzi and Woolnough, 2013) ; nous avons donc proposé de systématiser cette approche dans un contexte multi-modèle, cette approche est appelée Transpose-CMIP (par analogie avec l'approche Transpose-AMIP qui analyse la dérive dans un modèle atmosphérique initialisé).

Nous avons finalement réalisé des expériences similaires à celles que j'avais réalisées avec un seul modèle dans un cadre coordonné et avec des modèles à l'état de l'art (CMIP5). Nous avons

adapté le protocole expérimental afin qu'il soit applicable à un ensemble de modèles. Ainsi, au lieu de rappeler le vent dans le modèle d'atmosphère, nous avons envoyé au modèle d'océan des flux de quantité de mouvement issus de réanalyses sur des zones spécifiques dans le modèle couplé (découplage partiel). La mise en place des expériences a demandé beaucoup de temps, et il a fallu quelques années pour obtenir des résultats. Nous avons envisagé plusieurs types de tests, mais nous n'avons finalement réalisé que les tests sur le forçage en quantité de mouvement. J'ai coordonné l'analyse de cet ensemble et nous avons malgré tout confirmé quelques résultats et esquissé de nouveaux axes.

La comparaison de la dérive dans les simulations idéalisées a confirmé une distinction nette entre les processus à l'Équateur et dans la zone d'upwelling au sud-est. A l'Équateur, les biais surviennent beaucoup plus vite pour une initialisation au printemps que pour une initialisation en hiver (Fig. 3.3). Dans les deux cas, le biais se met en place au moment du développement de la langue d'eau froide. Cela suggère que le biais s'installe du fait d'un défaut de la représentation de la langue d'eau froide saisonnière. A l'inverse, dans le sud-est, le biais chaud de SST apparaît progressivement et semble donc être lié à une intégration continue d'un excédent de chaleur. Un excès de flux de rayonnement solaire est bien détecté dans les premiers jours, mais cet excès est rapidement réduit, le bilan énergétique demeurant excédentaire, on en déduit que des rétroactions prennent le relais pour expliquer que l'anomalie de chauffage perdure.

Les expériences de sensibilité au forçage de quantité de mouvement ont permis de confirmer l'importance du forçage en vent pour tous les modèles à l'Équateur (Fig. 3.4, colonne du milieu). Corriger le flux de quantité de mouvement permet d'une part de rétablir la pente de la thermocline à l'Équateur, une forme de pré-conditionnement de l'océan, d'autre part, d'assurer que l'intensification saisonnière du flux de quantité de mouvement au printemps favorise la formation de la langue d'eau froide. En améliorant la représentation de la thermocline, la rétroaction de Bjerknes devient plus intense (en cohérence avec l'étude de Dippe et al., 2018). En particulier la corrélation entre des anomalies de profondeur de couche de mélange et la SST est très nettement accrue. Nous avons par ailleurs observé qu'une réduction des biais de SSTs permet une réduction des biais locaux de précipitation sur océan mais aucun impact sur les biais de précipitation sur le continent africain contrairement à ce qui a pu être suggéré dans d'autres études (Brandt et al., 2011; Giannini et al., 2003)

Nous avons également mis en évidence que les biais dans le sud-est, en dehors des zones côtières, étaient d'origines diverses selon les modèles, certains modèles montrant un effet non local lié à une amélioration à l'Équateur, d'autres montrant une sensibilité au forçage local en vent.

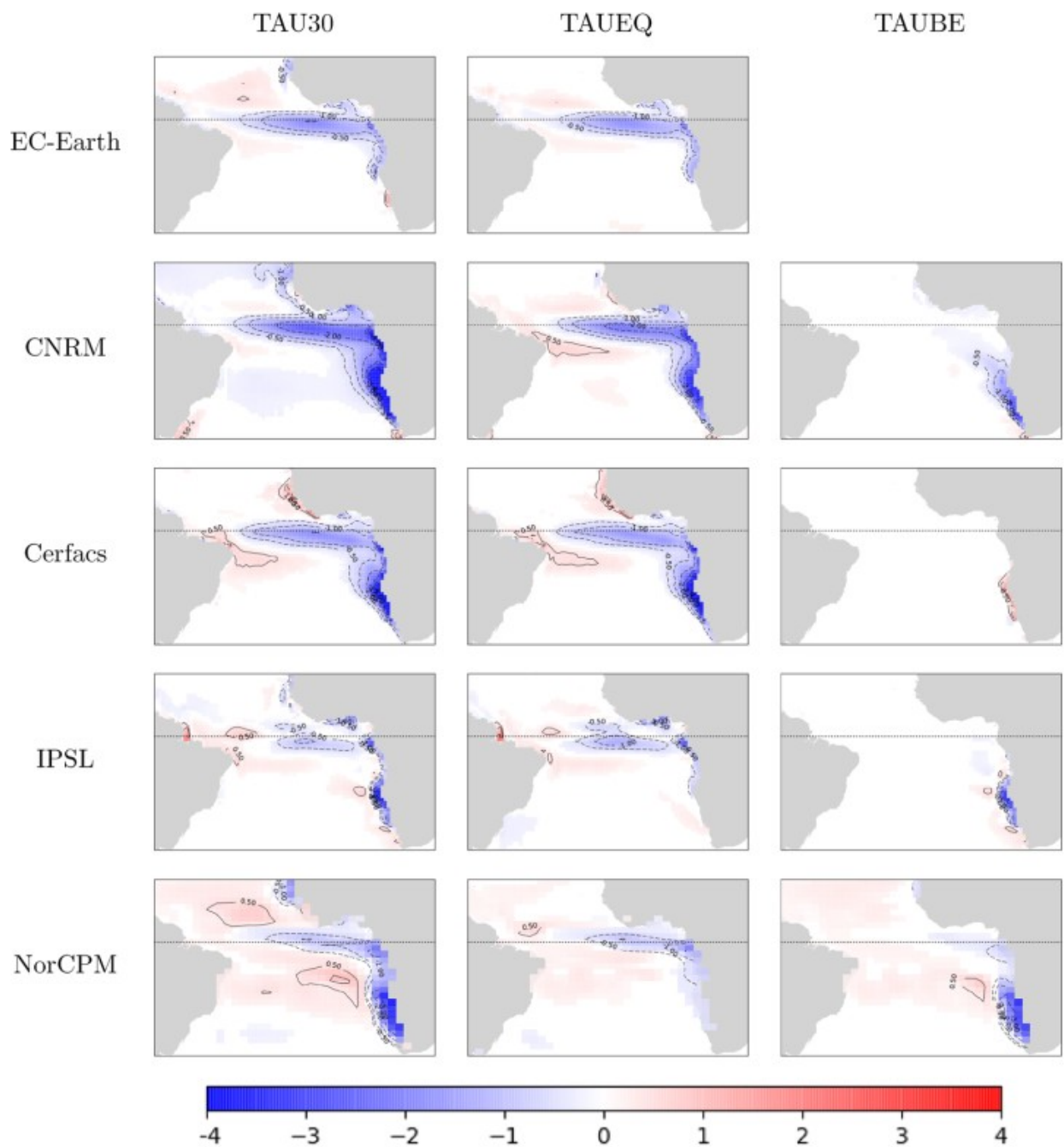


Figure 3.4: Impact de la correction du flux de quantité de mouvement sur tout le bassin (TAU30, colonne de gauche), à l'équateur (TAUEQ, colonne du milieu), ou dans le sud-est (TAUBE, colonne de droite) sur la SST en moyenne Mai-Juin-Juillet dans des simulations initialisées en avril pour chacun des modèles (un par ligne).

### c) Pour mieux revenir à CNRM-CM

Il a été difficile de mener une analyse plus approfondie en mode multi-modèle et des analyses plus détaillées ont eu lieu sur certains modèles. En collaboration avec le CERFACS, nous avons évalué de façon plus approfondie la représentation des processus océaniques dans le modèle CNRM-CM à 2 résolutions dans la région sud-est (Goubanova et al., 2018). Une analyse du bilan

de chaleur océanique a montré que le modèle simule un excès de transport de chaleur en provenance de l'Équateur via des ondes de Kelvin côtières trop intenses et trop rapides. L'effet non local du biais équatorial explique ainsi plus de 50 % du biais dans le sud-est. Il est aussi montré que les processus d'upwelling côtiers sont mieux représentés dans le modèle à haute-résolution océanique (0,25° dans l'océan) mais que l'effet reste très localisé à la côte et impacte peu les biais au large de la côte, ce qui explique un comportement relativement comparable du modèle quelle que soit sa résolution. Cette étude a aussi confirmé un résultat que j'avais observé dans l'étude avec la version du modèle précédent : la couverture nuageuse dans la zone sud-est n'est pas améliorée quand le biais de SST y est réduit. Il n'y a donc pas de rétroaction couplée ici, la mauvaise représentation de la SST n'est pas à l'origine du biais de nuages et il est donc très important de travailler sur leur représentation dans le modèle atmosphérique seul.

Dans le cadre du projet PREFACE, nous avons alors réalisé une analyse plus approfondie de la représentation des nuages bas dans le modèle atmosphérique dans le cadre du contrat de post-doc de Florent Brient que j'ai co-encadré avec Romain Roehrig. Pour ce travail, nous avons envisagé une approche similaire en mode atmosphère seule : le protocole Transpose-AMIP. Dans ces simulations, nous avons pu montrer que le déficit de nuages apparaît en quelques heures, bien avant les biais de grande échelle, démontrant l'utilité d'un tel protocole. Florent a ainsi pu réaliser de nombreux tests de sensibilité dans un cadre bien contraint. Il a ainsi montré qu'un des éléments clés à revoir dans la paramétrisation des nuages du modèle est la fonction de distribution sous-maille de la température et de l'humidité. On notera que dans ce cas, l'étude « par le haut » du biais a permis de parvenir à des conclusions sur les défauts de paramétrisations du modèle.

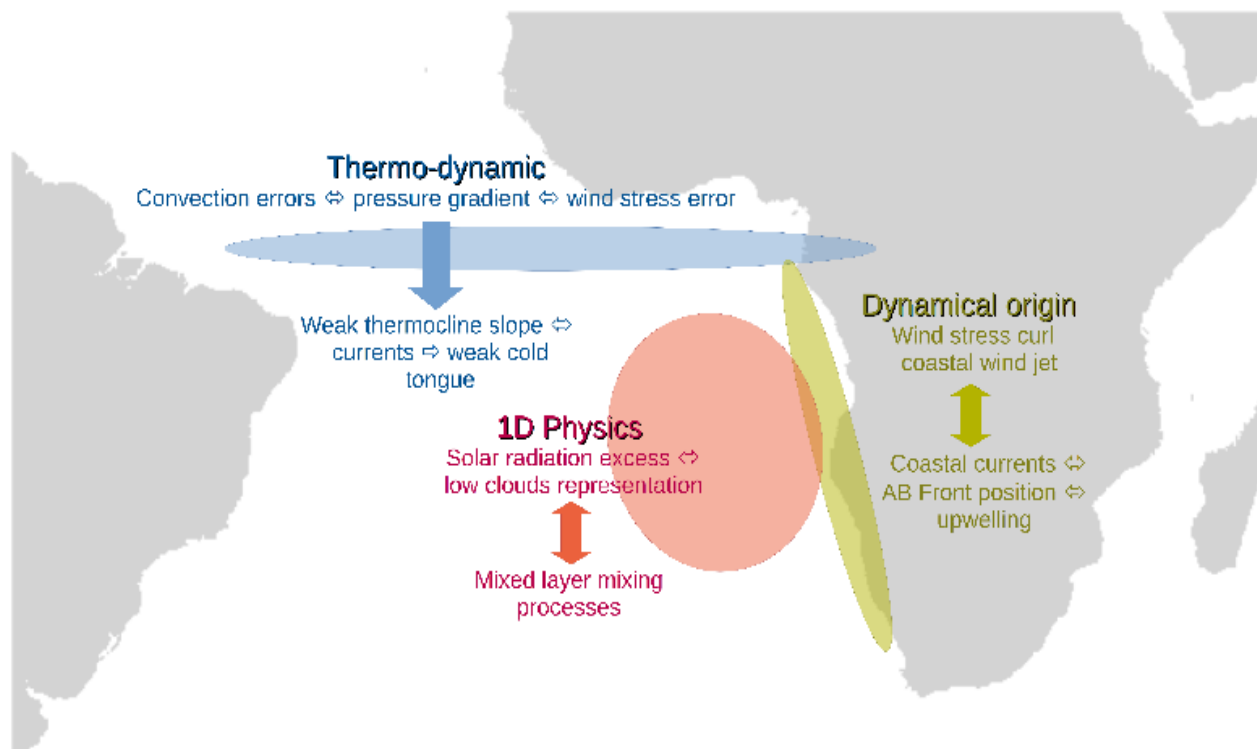


Figure 3.5: Représentation schématique des processus en jeu dans l'explication des biais de SSTs dans l'Atlantique tropical en fonction des sous-régions.

Des quatre années du projet PREFACE, j'ai beaucoup appris, tant sur le plan humain que scientifique. La figure 3.5 résume les conclusions auxquelles je suis parvenue quant aux origines des biais des modèles. Il y a donc finalement 3 régions à considérer : l'Équateur où les biais atmosphériques liés à la convection et à la représentation des vents conditionnent la bonne représentation de la dynamique océanique ; la région côtière du sud-est où les processus dynamiques de petite échelle sont primordiaux tant dans l'océan que dans l'atmosphère ; la région du sud-est au large où les biais de SSTs sont essentiellement la conséquence de biais radiatifs liés à la mauvaise représentation des nuages bas. Le bassin étant relativement petit, en comparaison du bassin Pacifique, les biais des différentes régions se contaminent mutuellement par processus advectifs.

#### **d) Un modèle pour décortiquer les processus expliquant la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique**

En parallèle de ces travaux centrés sur la compréhension du climat du modèle, je me suis également intéressée aux processus qui expliquent la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique. Pour ce travail, j'ai encadré la thèse de Yann Planton avec H. Giordani et G. Caniaux. Dans un premier temps, nous avons caractérisé cette variabilité en utilisant un grand nombre de jeux observationnels. Nous avons pu mettre en évidence différents types d'événements chauds et froids. Parmi ceux-ci, nous avons distingué les événements dits canoniques (Richter et al., 2013), pour lesquels les anomalies de SST sont reliées à des anomalies de tension zonale de vent de surface de même signe dans l'Ouest du bassin équatorial dans les mois qui précèdent, et des événements non-canoniques pour lesquels on n'observe pas une telle anomalie de vent.

Nous nous sommes focalisés sur les événements canoniques qui sont majoritaires et dont les caractéristiques communes permettent de déterminer un comportement assez général. Une première analyse à partir des jeux d'observation et des réanalyses a montré que les anomalies froides étaient précédées d'un renforcement de l'anticyclone de Saint-Hélène confirmant les résultats de Lübbecke et al. (2014). Dans le cas des événements chauds, nous avons mis en évidence des anomalies de pression mais plus faibles et concentrées à l'est du bassin, le long des côtes africaines. Leur rôle précurseur des anomalies de tension de vent à l'équateur est ainsi moins évident. Lübbecke et al. (2014) avaient réalisé leur étude par une méthode de corrélation qui masquait la non-linéarité entre événements froids et événements chauds. Notre méthode basée sur des composites d'événements canoniques a permis de mieux étudier ces non-linéarités. A l'aide des réanalyses océaniques disponibles, nous avons également montré qu'il existait des anomalies de contenu de chaleur et de courant dans les 300 premiers mètres de l'océan les mois précédant les anomalies de SST.

Dans sa thèse, M. Wade avait réalisé un bilan de chaleur de la couche de mélange à partir des observations (Wade et al., 2011); dans cette étude, il avait associé le terme résidu au terme de flux turbulent ce qui restait une hypothèse forte. Pour étudier la variabilité interannuelle du bilan de chaleur de la couche de mélange, qui repose sur des signaux de plus petite amplitude que l'étude du cycle annuel, nous avons choisi une autre approche : utiliser le modèle d'océan pour déterminer les termes du bilan de chaleur tels que simulés par le modèle. Dans ce contexte, les résultats vont dépendre du modèle utilisé mais une validation approfondie permet de lui associer un niveau de confiance accru. Nous avons utilisé le modèle d'océan NEMO utilisé dans CNRM-CM avec la même résolution (1°). Cela peut paraître faible mais la grille ORCA du modèle présente un



raffinement à  $1/3^\circ$  en latitude à l'Équateur permettant de reproduire de façon assez réaliste la dynamique équatoriale. Par ailleurs, en préalable à l'étude de la variabilité interannuelle du bilan de chaleur, nous avons procédé à un réglage minutieux du bilan de chaleur de la couche de mélange en se comparant aux études existantes. En particulier, nous avons adapté les réglages de la paramétrisation de pénétration du rayonnement solaire dans l'océan afin de contraindre la quantité de rayonnement solaire pénétrant sous la couche de mélange. L'analyse du cycle annuel moyen de la couche de mélange équatoriale a confirmé le rôle prépondérant du mélange vertical pour expliquer la formation saisonnière de la langue d'eau froide saisonnière.

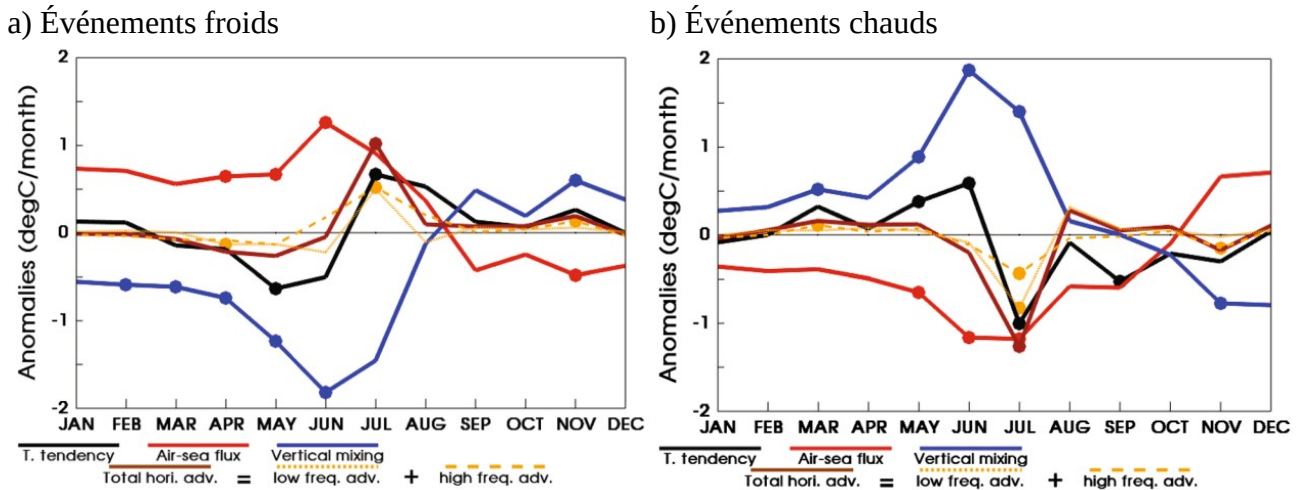


Figure 3.6: figures extraites de *Planton et al. (2018)*. Anomalies par rapport au cycle annuel moyen des termes du bilan de chaleur de la couche de mélange océanique (en  $^\circ\text{C}/\text{mois}$ ) moyennés dans la région  $[15^\circ\text{W}-6^\circ\text{W} ; 4^\circ\text{S}-1^\circ\text{N}]$  pour les événements canoniques a) froids et b) chauds.

A partir de ce modèle, nous avons pu montrer que lors des événements canoniques, c'était également le mélange vertical qui contrôlait l'apparition des anomalies de température de la couche de mélange (Fig 3.6). L'anomalie de mélange vertical peut ainsi être attribuée à l'anomalie de tension de vent. Notre étude a également confirmé que le flux de chaleur latente tend à compenser l'anomalie de température. L'effet de l'anomalie négative de tension de vent pourrait renforcer le flux de chaleur latente, et ainsi renforcer le refroidissement initial mais l'effet du changement de gradient vertical d'humidité généré par le changement de SST l'emporte. Notre étude a également montré le rôle important de l'advection horizontale qui tend à compenser les anomalies générées par mélange vertical une fois celles-ci établies. L'advection horizontale joue ainsi un rôle de contrôle de la durée des événements canoniques.

Yann a pu montrer que le mélange vertical était aussi le terme clef dans plusieurs autres événements non canoniques. Ce mélange vertical est généré par des anomalies de travail de vent. Les événements non canoniques se distinguent des événements canoniques par le fait que la source de l'anomalie de travail du vent n'est pas la tension de vent zonale mais l'intensité du courant sud équatorial. Ainsi la conclusion majeure de ce travail est que les anomalies de la langue d'eau froide sont liées à des anomalies de mélange vertical le mois qui précède. Le mélange vertical apparaît ainsi comme un précurseur clé à étudier dans des travaux sur la prévisibilité.



Ce travail nous a permis de faire progresser notre connaissance à plusieurs niveaux :

- en tant que modélisateur : accroître notre compréhension de la capacité du modèle à bien représenter la dynamique du bassin Atlantique équatorial (et plus techniquement à utiliser les fonctionnalités de bilan de chaleur de NEMO).
- en termes de recherche amont : mieux comprendre les processus générant la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide
- en terme d'application : proposer des quantités clefs utiles à la prévisibilité

### **3.3. Analyse approfondie des rétroactions couplées : modèle uni-colonne**

#### **a) Cas d'opportunité**

Au cours des travaux de compréhension du système couplé dans l'Atlantique tropical, pour comprendre les processus en jeu, j'ai procédé par étapes en découplant partiellement le modèle pour s'affranchir d'une partie des rétroactions couplées. Cependant, à chaque fois, les rétroactions couplées sont tout ou partiellement supprimées ; les comprendre en détail dans le système couplé complet reste très difficile. Cette difficulté m'a suggéré l'idée de simplifier le modèle mais de conserver le couplage : mettre en place une version uni-colonne (ou 1D) du modèle couplé. Ma première intention était de mieux comprendre le couplage entre SST et nuages bas. Les nuages bas étant très dépendants de la représentation de la couche limite, il me semblait crucial d'étudier leur représentation dans un cadre où les couches limites atmosphériques et océaniques étaient en interaction. Plus généralement, je me suis dit que cette configuration pouvait être utile pour mieux étudier l'impact de la représentation des flux océan-atmosphère dans les 2 milieux.

Jusqu'à présent, il existe peu de modèles 1D couplés dans la communauté internationale mais quelques études récentes ont montré l'intérêt d'une telle configuration (Clayson and Chen, 2002; Deppenmeier et al., 2020). Étant donné que toutes les composantes de notre modèle disposaient chacune d'une version uni-colonne, développer une telle version n'était pas un défi technique, le point bloquant est plutôt de disposer d'un forçage adapté. Cette opportunité s'est présentée dans le cadre du projet ANR COCOA, orienté vers le développement et l'amélioration de la représentation des flux et plus généralement du couplage océan-atmosphère dans les modèles de climat. Dans le cadre de ce projet, nous avons collectivement choisi de développer un cas d'étude 1D adapté aux questions de couplage. La campagne de mesure CINDY2011/DYNAMO nous a semblé particulièrement adaptée puisqu'elle était conçue pour étudier le couplage océan-atmosphère dans l'océan Indien et son importance pour la représentation de l'oscillation de Madden-Julian. Dans cette région, on observe de forts cycles diurnes de SST, et des phases de convection atmosphérique profonde. Ce n'était ainsi pas un cas adapté à l'étude des nuages bas mais j'ai accepté de faire un « détour » par rapport à mes objectifs initiaux. D'une part, ce cadre d'étude m'a permis de développer la version uni-colonne dans un cadre collaboratif très stimulant. Par ailleurs, la question de la représentation du cycle diurne des SST et des flux dans le modèle était une question tout à fait intéressante et liée à mes compétences.

Nous n'avons pas pu utiliser directement les forçages atmosphériques de grande échelle développés suite à la campagne CINDY2011/DYNAMO car ils étaient représentatifs d'une grande région (~1000 km) et nous ne disposons pas de l'équivalent pour l'océan, les données océaniques relevées pendant la campagne étant très locales, faites par des bateaux principalement utilisés comme points fixes. Dans le cadre de COCOA, H. Belenger a contacté Y. Zhang et S. Xie (LLNL, USA) pour créer un forçage atmosphérique de grande échelle adapté à une analyse à plus petite échelle (50 km) autour du bateau de mesure R/V Revelle. L'échelle 50 km reste grande par rapport aux mesures locales du bateau mais notre étude a montré que l'échelle était suffisamment petite pour que les résultats du modèle océanique ne soient pas très différents, que le modèle soit forcé par des observations locales ou par le forçage de plus grande échelle.

## **b) Impact du couplage sur la représentation du cycle diurne**

Le cadre uni-colonne s'est avéré extrêmement utile et la rapidité d'utilisation de l'outil a permis de comparer de nombreuses configurations des composantes et de leur couplage : de l'utilisation de SURFEX seul pour évaluer les flux dans un cadre bien contraint, au modèle couplé intégral en passant par le modèle d'océan forcé par les flux ou forcé par les paramètres atmosphériques.

Cette étude m'a permis de montrer que le modèle d'océan a des difficultés à représenter le refroidissement nocturne de la couche de mélange dans le cas de couches de réchauffement diurne très marquées. Ce défaut ne semble pas être lié uniquement à un manque de résolution verticale dans le modèle d'océan, mais plutôt à un déficit de mélange vertical. Par ailleurs, même si le modèle a une résolution verticale de 1 mètre près de la surface, l'intensité du cycle diurne simulé est relativement réaliste. Ceci est contre-intuitif puisque les études antérieures suggèrent que l'amplitude du cycle diurne décroît rapidement avec la profondeur et celui-ci devrait donc être nettement diminué à 1 mètre. Il semblerait ainsi que la profondeur de pénétration du cycle diurne soit surestimée dans le modèle mais nous ne disposons malheureusement pas des observations nécessaires pour valider ces hypothèses. Il est à noter que même si certains profilers comme l'instrument Chameleon (Moum J., 2016) ont pris des mesures dans les premiers mètres, il est avéré que ces mesures sont impactées par la traînée du navire jusqu'à 8 m (Moulin et al., 2018). Ceci nous a montré la nécessité de disposer de jeux d'observations plus complets et à haute fréquence des premiers mètres sous la surface. F. Gasparin avec qui nous échangeons dans le cadre du projet LEFE / PODIOM poursuit cet objectif dans le cadre du programme PIRATA. J'espère que nous aurons ainsi des éléments pour aller plus loin sur ce sujet.

De façon inattendue, le couplage a eu un impact relativement faible sur la couche de mélange océanique et je n'ai pas observé de rétroactions couplées. En revanche, le couplage permet d'introduire une représentation du cycle diurne de la SST dans le modèle atmosphérique. En général nous ne disposons pas d'observations du cycle diurne de la SST, les simulations atmosphériques non couplées négligent donc l'effet du cycle diurne de la SST. Côté atmosphérique, le premier effet du couplage est ainsi d'introduire cet effet du cycle diurne de la SST sur le cycle diurne de la couche limite atmosphérique. L'effet du cycle diurne de SST est le même que l'on soit en forcé ou en couplé, on ne peut donc pas parler d'une rétroaction couplée. Il est à noter que lorsque l'on étudie l'influence du couplage dans les modèles 3D, la distinction entre l'effet du cycle diurne de SST et l'effet du couplage à proprement parler est rarement faite. Dans cette étude nous montrons

que les rétroactions couplées sont moins importantes que les effets de l'introduction du cycle diurne.

Il ne faut peut-être pas en conclure trop vite qu'il n'y a pas de rétroactions couplées dans un cadre uni-colonne. Il est tout à fait possible que la conclusion dépende de notre cas d'étude, où la convection est limitée et où les processus de la couche limite atmosphérique ne sont peut-être pas aussi cruciaux que dans des régions où il y a des nuages bas. Il faudra donc poursuivre cet effort dans d'autres cas correspondants à des situations climatiques différentes. L'enjeu est maintenant de trouver de tels cas d'études adaptés à une étude couplée.

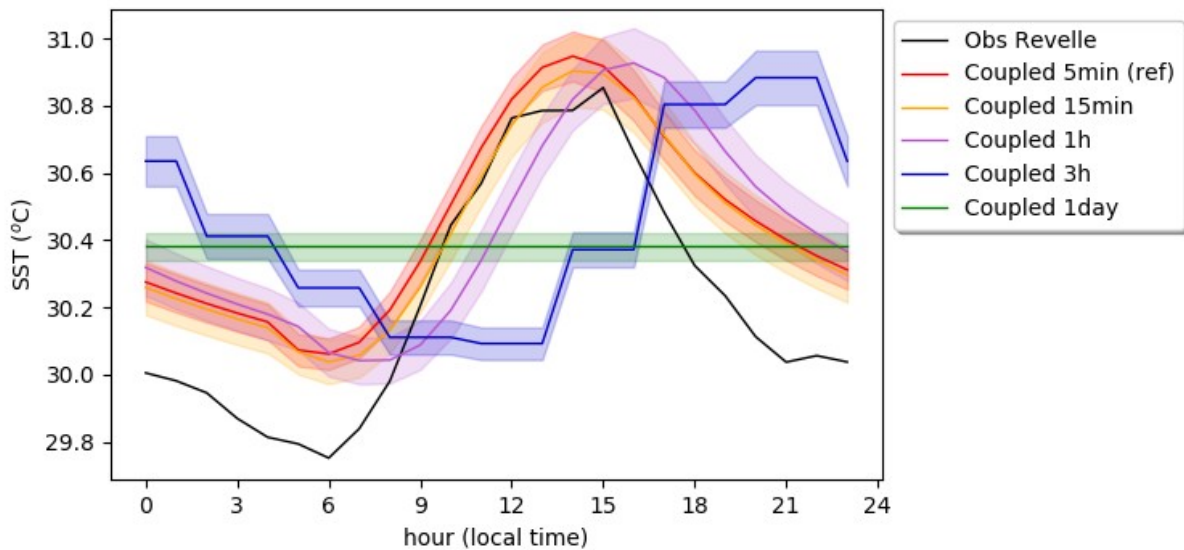


Figure 3.7: figure extraite de Voldoire et al. (2022). Cycle diurne moyen de SST simulé par CNRM-CM6-1D en fonction de la fréquence de couplage. Le cas d'étude couvre une période de 10 jours du 13 au 22 novembre 2011, voir Voldoire et al. (2022) pour plus de détails sur le cas d'étude.

Au-delà de la (petite) déception de ne pas avoir pu étudier des rétroactions couplées, l'outil a permis de bien mettre en évidence l'importance du choix de la période de couplage entre l'océan et l'atmosphère (Fig 3.7). J'ai pu montrer que la période de couplage n'impacte pas l'état moyen ni l'amplitude du cycle diurne, tant que la période de couplage est inférieure à 6 heures. En revanche, elle est cruciale pour parvenir à un calage temporel du cycle diurne des SSTs. Ainsi, une période de couplage de trois heures décale le maximum de SSTs de plus de cinq heures, une grosse erreur relative, tandis qu'un couplage horaire permet de maintenir une temporalité beaucoup plus réaliste. Énoncée comme cela, cette conclusion peut paraître évidente mais lorsqu'on développe un modèle 3D, il n'est pas si trivial de se rendre compte de l'impact d'un tel choix. Nous avons nous-mêmes failli faire l'erreur lors du développement de CNRM-CM6-1 et c'est ce qui a été choisi dans le modèle UKESM1 pour CMIP6 (Sellar et al., 2019b). Dans le modèle complet, s'intéresser à cette question demande de traiter un gros volume de données alors que le cadre uni-colonne permet une analyse détaillée beaucoup plus rapidement.

Dans les années 2000, plusieurs études ont montré que le cycle diurne des SSTs pouvait avoir un impact sur la variabilité intra-saisonnière du climat, via l'effet dit de « rectification » (Bernie et

al., 2005 ; Bernie et al., 2008 ; Guemas et al., 2011) : en prenant en compte le cycle diurne, la SST maximale est accrue ainsi que la stratification des couches superficielles, cette stratification favorise la concentration de la chaleur reçue les jours suivants dans les couches superficielles, renforçant la température maximale. J'ai pu mettre en évidence ce type d'effet dans le cas d'étude uni-colonne CINDY2011/DYNAMO avec le modèle d'océan en mode forcé par des observations. En revanche, je n'ai pas retrouvé ce mécanisme en mode couplé. Pour évaluer cet effet de rectification, il faut comparer des simulations couplées avec une période de 1 jour à des simulations couplées à haute fréquence. Malheureusement, avec notre schéma de couplage temporel dit asynchrone où l'océan reçoit les flux calculés le pas de temps précédent, lorsque le couplage est à fréquence journalière, l'océan voit les flux de la veille et la plus grosse différence avec la simulation au couplage horaire vient du fait de cette asynchronicité. Dans un tel contexte, il n'a pas été possible d'aller plus loin sur cet effet de rectification. Il faudrait modifier l'algorithme temporel de couplage pour vérifier cet effet de rectification en mode couplé.

Ces travaux ont fait l'objet d'une publication (Voldoire et al., 2022) et même si nous avons trouvé peu d'effet du couplage dans cette première étude, je reste persuadée que c'est un outil extrêmement utile pour développer et comprendre le système intégré 3D. En peu de temps, cet outil s'est révélé décisif pour accélérer la mise en place de nouveaux développements du système complet.

### **c) Au delà du cycle diurne**

Dans le cadre de l'ANR COCOA, S. Valcke a utilisé ce modèle pour explorer l'impact de l'utilisation d'un algorithme de Schwarz qui permet de mettre en cohérence les composantes du couplage par un processus itératif. En effet, comme décrit ci-dessus, dans le modèle de climat CNRM-CM, chacune des composantes calcule un état qui est pris en compte par l'autre composante au pas de temps de couplage suivant. Cette asynchronicité engendre une incohérence des interfaces. Lemarié et al. (2015) avaient proposé de tester un algorithme itératif de Schwarz pour mettre les 2 milieux en cohérence et d'évaluer l'impact de cette cohérence sur le climat simulé. C'était une des idées phares du projet COCOA. L'algorithme a été implémenté dans le modèle complet à l'IPSL (Marti et al., 2020), et S. Valcke a utilisé le modèle couplé uni-colonne pour faire des tests complémentaires dans ce cadre simplifié. Le caractère itératif de l'algorithme de Schwarz rend la méthode coûteuse et il serait nécessaire de développer une méthode simplifiée, par exemple limitée aux interfaces pour rendre la méthode utilisable dans les modèles de climat. Ce travail a cependant montré que cette asynchronicité pouvait être fortement réduite en modifiant l'algorithme temporel de couplage.

Grâce à l'outil 1D, j'ai pu mettre en place très rapidement un algorithme de couplage plus adapté, le cadre uni-colonne permettant de contrôler le bon fonctionnement de façon beaucoup plus minutieuse que dans le modèle complet. Ces vérifications effectuées, l'activation de la nouvelle méthode dans le modèle complet a été immédiate. Ces travaux, réalisés conjointement avec les deux modèles de climat français avec O. Marti à l'IPSL, sont en cours et se poursuivent dans le cadre d'un projet LEFE ESM2. O. Marti ayant identifié que l'algorithme de Schwarz était instable dans les régions de glace de mer, nous avons ainsi prévu de mettre en place un cas d'étude avec le modèle uni-colonne en présence de glace de mer afin de mieux comprendre ces instabilités et de proposer des solutions. Ce couplé uni-colonne pourra également être utilisé dans le cadre de

l'amélioration des paramétrisations des formulations de flux sur glace de mer, au cœur du projet de recherche de V. Guémas.

Nous poursuivons également les travaux sur la représentation du mélange vertical dans l'océan. Le modèle uni-colonne s'avère ainsi un outil très précieux pour alimenter les travaux sur le mélange océanique. En particulier, je teste l'impact de l'activation de la paramétrisation de la convection océanique développée par Giordani et al. (2020). Dans le cas CINDY2011/DYNAMO, nous avons observé une trop faible activation du mélange la nuit, la convection pourrait concourir à générer plus de mélange. Cette paramétrisation, déjà bien éprouvée dans différentes versions du code NEMO, a été introduite dans le code de CNRM-CM6-1. Comme pour l'algorithme de couplage, le bon fonctionnement de la paramétrisation en mode 1D a permis un transfert quasi-immédiat vers le modèle complet. Notons ici que l'activation de la paramétrisation dans le système complet n'est pas une formalité a priori puisque l'interaction avec la dynamique est importante et nous repons en grande partie sur le travail mené depuis plusieurs années par R. Bourdallé-Badie (Mercator) pour valider cette paramétrisation dans NEMO. Cependant le passage par le modèle uni-colonne a permis de tester la paramétrisation dans un contexte couplé de manière rapide. Le travail d'analyse de l'impact de cette paramétrisation sur la représentation du climat dans le modèle couplé est en cours et constituera l'une de mes activités importantes les prochaines années.

## 4. Conclusions et perspectives

L'écriture de cette habilitation a été l'occasion de mettre en perspective mes deux premières décennies de chercheuse. J'ai consacré une partie importante de mon énergie au développement, à la validation et à la coordination du modèle de climat du CNRM, un rôle souvent moteur dans le groupe de modélisation mais des activités que j'ai toujours considérées peu propices à l'encadrement. Pour maintenir la colonne vertébrale d'un modèle, il faut un engagement de fond pas toujours valorisable. Entre l'étape de développement des paramétrisations et l'étape où celles-ci sont incluses dans un modèle complet et bien calibrées dans cet écosystème, il y a beaucoup de travail de l'ombre. Les jeunes chercheurs faisant face à une concurrence importante, j'ai toujours considéré qu'il fallait leur confier des sujets plus aisés à valoriser que ce clair-obscur. Cependant, il devient évident que l'étape de calibration est essentielle et peut conditionner le comportement d'un modèle (Zhao et al., 2016b).

Cette activité de calibration doit ainsi être repensée pour être réalisée de manière objective et transparente, c'est nécessaire sur le plan pratique car la méthode empirique demande une implication des chercheurs ayant un haut niveau d'expertise qui ne peuvent alors pas se consacrer au développement en lui-même. Mais réaliser la calibration de manière automatique et objective est aussi un moyen pour faire progresser notre compréhension du système climatique. Les travaux menés sur ce sujet dans le cadre du projet ANR High-Tune montrent la voie mais il reste encore beaucoup d'aspects à explorer. La méthode History Matching (Williamson et al., 2017a) est très prometteuse mais pour une mise en œuvre régulière dans nos modèles, il faut se donner une liste de métriques cibles. La définition de ces métriques est un élément clef qui conditionne les caractéristiques du modèle résultant. A mon sens, un modèle ne sera bien documenté que si on publie la liste de ces métriques. Par ailleurs, la méthode a montré son intérêt pour la composante atmosphérique qui a des constantes de temps courtes, mais il faut définir une stratégie pour toutes les composantes du système ainsi que pour le système couplé intégré. La durée nécessaire pour mettre à l'équilibre les composantes lentes est un obstacle à son application directe. Il serait intéressant de mettre en place une procédure d'accélération de cette mise à l'équilibre. Plusieurs méthodes sont envisagées, parmi celles-ci je propose d'adapter la méthode d'accélération de la mise à l'équilibre de simulations perturbées développée par Saint-Martin et al., (2019). Une autre piste serait de développer un cadre de simulation d'océan forcé plus proche du couplé qui permette de mettre le modèle d'océan à l'équilibre dans une configuration plus légère (Silvy, 2022).

Automatiser la calibration permettra de réaliser cette étape plus souvent donc de prendre en compte de nouveaux développements plus rapidement. Cette agilité nouvelle bénéficiera aussi au développement de modèles à plus haute résolution, pour lesquels on pourra s'appuyer sur des techniques éprouvées et optimisées pour l'étape de calibration de ces modèles coûteux. Afin de réduire le coût de la calibration à haute résolution, il faudra étudier la possibilité de calibrer ces modèles sur la base d'une première étape à basse résolution. Automatiser la calibration nous apporte aussi de nouvelles informations précieuses : 1) en ce qui concerne les biais des modèles, nous ne savons pas bien s'ils sont liés à des problèmes structurels des modèles ou à un défaut de calibration. La méthode History Matching devrait nous permettre de caractériser cette erreur structurelle et donc de mieux orienter nos recherches pour les comprendre et identifier les processus manquants ; 2) en

ce qui concerne l'incertitude sur les projections, nous disposerons probablement de plusieurs versions paramétriques d'un seul modèle et qui nous permettront d'explorer l'incertitude paramétrique de façon plus systématique. D'une manière plus générale, nous n'aurons probablement plus une version d'un modèle mais un ensemble de versions calibrées différemment, ce qui devrait modifier profondément notre approche de la modélisation. Maintenant qu'il est reconnu que ces sujets sont importants, je vais m'autoriser à encadrer plus d'étudiants sur le sujet sans craindre de leur mettre un handicap dès leur début de carrière.

Je vais également poursuivre des études plus ciblées selon l'approche que j'ai appelée « par le haut », ie essayer de comprendre les processus expliquant les biais des modèles afin de cibler les développements nécessaires. Par exemple, Puy et al. (2017) avaient montré que CNRM-CM5 était particulièrement performant pour représenter la variabilité intra-saisonnière associée à l'oscillation El Niño. Ce point fort s'est perdu lors du développement de CNRM-CM6-1 (Planton et al., 2021). Nous avons ainsi cherché à comprendre quels sont les ingrédients nouveaux qui ont conduit à cette dégradation : modification de la physique atmosphérique, modification de la paramétrisation des flux turbulents air-mer, modification de la fréquence de couplage ou du modèle d'océan ? Nous avons encore une fois décortiqué le comportement du modèle et comparé des configurations hybrides lors du stage de Master de T. Manni. Les résultats suggèrent que le modèle d'océan réagit différemment aux forçage en vent, en particulier la profondeur de la couche de mélange est moins réactive aux anomalies de vent. Ce travail nécessite d'être poursuivi et devrait nous permettre de mettre en avant des métriques importantes pour la bonne représentation d'ENSO. En parallèle, mon collègue H. Giordani a récemment développé une paramétrisation de la convection profonde océanique en étroite collaboration avec R. Bourdallé-Badie (Giordani et al., 2020). Je vais donc également adopter une « approche par le bas » en intégrant cette paramétrisation dans CNRM-CM et en menant une analyse détaillée de son impact sur le climat modélisé, en utilisant toute la gamme de configurations de modèle que nous avons construite : du modèle uni-colonne couplé au modèle 3D global. Ce travail se fera en collaboration avec les collègues du CNRM. Pour ma part, j'aurai une attention plus particulière pour les processus que j'ai particulièrement étudiés ces dernières années : représentation de la langue d'eau froide Atlantique, d'ENSO et des couches de réchauffement diurnes.

Je n'ai pas évoqué ici toutes mes activités d'encadrement, me limitant aux sujets que j'ai moi-même générés. Je ne peux cependant pas complètement passer sous silence 2 axes de travail récents pour lesquels j'ai eu beaucoup de plaisir à collaborer. Dans la cadre du projet ANR COCOA, avec R. Roehrig, nous avons encadré S. Blein qui a travaillé sur l'effet de la variabilité atmosphérique sous-maille sur les flux air-mer. On se situe ici en amont de mes travaux habituels dans une « approche par le bas », ie dans la phase de développement d'une paramétrisation. Nous avons repris la question très en amont en commençant par étudier les sources de variabilité sous-maille avant de proposer une forme de paramétrisation de ces effets. Cette collaboration a été très fructueuse (Blein et al., 2020 ; Blein et al., 2022) et pose des fondations solides pour l'implémentation d'une telle paramétrisation dans notre modèle.

Dans les prochaines années, il nous faudra poursuivre cet effort, en implémentant la paramétrisation proposée dans le modèle. A chaque fois que nous avons voulu valider une nouvelle formulation de paramétrisation des flux, nous avons fait face à un problème complexe. Il existe des produits globaux de référence pour les flux turbulents (Andersson et al., 2011 ; Praveen Kumar et

al., 2012 ; Yu and Weller 2007), mais l'incertitude associée à ces différents produits est grande et ne permet pas de contraindre le bilan net des flux en surface dans les modèles. Cronin et al. (2019) ont défini un plan de mesure nécessaire pour parvenir à disposer de produits de flux à 25 km de résolution avec un biais sur le flux net inférieur à  $5 \text{ W.m}^{-2}$ . Cet objectif, très ambitieux, repose sur le déploiement massif de moyens de mesure des paramètres à l'interface air-mer. Cependant, ce plan repose sur l'estimation des flux à partir des formulations bulk pour les flux de chaleur turbulents, les mesures directes des flux turbulents n'étant pas encore techniquement possibles sur des plateformes légères. Ils prévoient de valider les formulations bulk à partir de mesures directes plus ponctuelles. L'utilisation de ces données ponctuelles pour valider des simulations climatiques n'est pas triviale puisque les échelles représentées sont très différentes mais elles représentent les seules estimations directes dont on dispose et méritent d'être exploitées plus largement.

Par ailleurs, lorsque l'on modifie la représentation des flux de surface dans un modèle, cela modifie généralement l'état moyen du modèle (Torres et al., 2018). Il devient alors difficile de déterminer quels sont les changements dû à la représentation des flux de surface et ceux générés par le changement d'état moyen. Toutes les difficultés de la validation de la représentation des flux de surface dans un modèle de climat ont été bien mises en avant dans le cadre du projet COCOA et nous avons l'ambition de progresser sur nos méthodes de validation des flux. Nous n'avons pas pu aboutir sur ce point mais une approche tirant partie de notre hiérarchie de configurations du modèle de climat semble la plus appropriée. D'une part, valider les développements dans le cadre du modèle uni-colonne bien contraint, comme dans le cas que j'ai développé ces dernières années. L'objectif serait de préparer d'autres cas pour lesquels on dispose des observations de flux. Utiliser des configurations guidées vers les réanalyses et évaluer la variabilité des flux en comparaison des données sur bouées, en particulier sur le réseau PIRATA (Bourlès et al., 2019). Mais aussi évaluer l'impact de la représentation des flux sur la représentation des processus couplés à échelle intra-saisonnière, comme l'oscillation de Madden-Julian, dans des configurations plus ou moins contraintes. La question de la validation de la paramétrisation des flux est au cœur de mes activités scientifiques et techniques. Jusque là, j'ai toujours buté sur le sujet, l'incertitude sur les références observationnelles étant du même ordre de grandeur que les erreurs des modèles. Le travail de fond mené ces dernières années pour mettre au point une hiérarchie de configurations cohérentes du modèle est une des nouveautés sur laquelle je devrai m'appuyer pour aller plus loin sur la validation des flux de surface.

Sur un sujet diamétralement opposé, j'ai tout autant de plaisir à co-encadrer la thèse d'A. Chaigneau avec A. Melet et G. Reffray, en co-tutelle à Mercator. Cette thèse a pour objectif de proposer une méthode de descente d'échelle océanique adaptée à l'étude des projections du niveau marin sur la façade Atlantique européenne. Cette collaboration m'a permis d'apprendre beaucoup sur les questions de modélisation des vagues, de l'étude du niveau de la mer à la côte, et des extrêmes. Elle aborde aussi la finalité de nos activités de développement de modèle : comment délivrer une information pertinente pour la société. Cette thèse est aussi une forme d'aboutissement pour le travail de fond que j'ai pu réaliser sur le modèle CNRM-CM, en particulier sur les questions de conservation de la masse, qui en font un modèle fiable pour étudier le niveau marin. Fiable ne veut pas dire parfait, il reste encore beaucoup à faire dans les modèles globaux pour bien simuler le niveau de la mer. En particulier, l'évolution des calottes polaires est un des facteurs primordiaux (Golledge et al., 2019), elles jouent un rôle clef pour déterminer l'ordre de grandeur de l'évolution



future du niveau des océans mais peuvent avoir aussi des conséquences sur l'évolution des masses d'eau régionalement. Afin de mieux les représenter dans les modèles de climat, certains groupes de modélisation climatique développent actuellement des versions de leurs modèles couplés avec des modèles de calottes (du Groenland et de l'Antarctique, Smith et al., 2021 ; Muntjewerf et al., 2021).

A l'aune des conclusions de ma thèse, je ne suis pas convaincue qu'il soit nécessaire d'inclure un modèle de calotte complet dans un modèle de climat à basse résolution pour parvenir à des projections plus réalistes. Dans leur implémentation, Smith et al., (2021) ne peuvent pas assurer la conservation de la masse dans le système, ils sont par ailleurs obligés de faire des hypothèses fortes : par exemple le trait de côte Antarctique ne peut pas bouger, si bien qu'en cas de disparition d'un glacier au dessus de la mer, le modèle ne peut pas prendre en compte le retrait du trait de côte. Même si cette première implémentation est certainement préliminaire, on peut vraiment être dubitatif quant à l'intérêt de réaliser un couplage interactif dans un tel contexte, où des rétroactions importantes sont absentes. Par ailleurs, les processus associés aux interactions calotte-atmosphère et calotte-océan sont des processus de petite échelle qui ne pourront pas être modélisés fidèlement dans un modèle de climat à basse résolution.

En revanche, les flux d'eau issus des calottes et leur localisation ont probablement un impact important sur la banquise et la formation des masses d'eau océanique, qui vont elles-même modifier la circulation océanique de grande échelle à distance des calottes (Golledge et al., 2019). Il apparaît donc important de les prendre en compte le mieux possible. Je pousserai donc vers une amélioration de la prise en compte des flux d'eau provenant des calottes mais avec une approche simplifiée basée sur les résultats de modèles de calottes utilisés off-line. A cette fin, l'exercice d'intercomparaison ISMIP6 (Nowicki et al., 2020; Payne et al., 2021) propose des projections de flux d'eau liés aux calottes associées à une incertitude. Edwards et al., (2021) proposent même un émulateur pour simuler les flux d'eau résultant des calottes par grandes régions. Nous pourrions introduire des informations sur ces flux d'eau dans nos modèles de climat sans faire appel à un couplage dynamique. Pour ce faire, il faudrait d'une part élaborer une méthode qui permette de conserver l'eau totale du système, probablement en corrigeant les réservoirs de neige/glace sur les calottes dans le modèle de climat pour fermer le bilan d'eau et rester cohérent avec les flux estimés off-line. Par ailleurs, la manière de répartir ces flux dans l'océan en termes de localisation géographique et sur la profondeur est très probablement un sujet clef. A ce titre, les études à l'aide modèles d'océan à plus haute résolution qui incluent une représentation des cavités sous les calottes couplés à des modèles de calottes pourraient nous guider. Comme les observations de cette région sont peu nombreuses, les modèles à haute résolution apparaissent comme des outils indispensables à la compréhension des processus en jeu et pourront servir de base à la définition de paramétrisations simplifiées qui seraient pertinentes pour un modèle de climat. Ce type de paramétrisation pourrait être basée sur une approche statistique, comme ce que nous avons engagé pour représenter l'effet de la variabilité sous-maille sur les flux, ou plus généralement d'intelligence artificielle (IA). Encore une fois, l'objectif est de définir quel est le niveau de précision dont nous avons besoin dans un modèle de climat à basse résolution pour représenter des échelles de temps centennales. Peut-on simplifier partiellement leur fonctionnement ? Ce sont les questions auxquelles il nous faudra répondre dans les années à venir.

Le paysage de la modélisation climatique pourrait fortement évoluer dans les prochaines années : d'une part, nous avons à disposition un nombre beaucoup plus grand de données pour

développer les modèles et pour les valider. Nous disposons par exemple de moyens d'observation de plus en plus divers qui produisent des données en grand nombre. Par ailleurs, les nouvelles architectures des super-calculateurs permettent d'envisager d'en tirer parti efficacement via l'utilisation de méthodes d'IA. Avec l'augmentation de la puissance de calcul, il devient également envisageable d'apprendre des modèles « précis » grâce à des méthodes d'IA. Ces algorithmes beaucoup moins coûteux et mieux adaptés aux nouvelles architectures de calcul pourront ainsi remplacer certaines paramétrisations dans les modèles à résolution standard et permettre de les rendre moins coûteux. Par modèles plus précis, on peut penser modèle à très haute résolution dans lequel certains processus seront résolus, ce qui est le cas pour la convection dans les modèles à échelle kilométrique comme dans le projet DYAMOND (Stevens et al., 2019). Mais modèle plus précis peut aussi être entendu comme représentant plus de processus, à l'instar des modèles de chimie et dont le coût important limite leur applicabilité dans un modèle climatique. De nombreux travaux sont en cours pour remplacer certaines paramétrisations par de l'IA (Gentine et al., 2018) et démontrent l'intérêt d'une telle approche. Une autre utilisation des méthodes d'IA est d'apprendre un modèle complet (Doury et al., 2022). Cela permet de réaliser plus de membres ou plus de scénarios pour un coût numérique très faible, ie de peupler des espaces jusque là très partiellement explorés ; cela permettrait de qualifier les incertitudes de manière plus rigoureuse et objective.

Le paysage va évoluer, la modélisation climatique se transformer. Plusieurs voies se dessinent : étudier les processus à partir de modèle à très haute résolution ou améliorer les modèles à la résolution actuelle pour explorer les incertitudes et les rétroactions globales à plus long terme. Les deux voies méritent d'être explorées et vont se nourrir l'une l'autre. Dans les prochaines années, je vais plutôt rester focalisée sur l'objectif d'améliorer les modèles à basse résolution. Je les envisage comme un concentré de savoirs. L'enjeu est d'y intégrer de façon équilibrée les éléments nécessaires pour les rendre plus fiables sans les alourdir démesurément. Il est important de garder en tête une logique d'équilibre entre les processus représentés. Dans ce mouvement, il faudra se donner des objectifs et probablement faire des choix. J'espère pouvoir aider à faire ces choix en poursuivant des études que j'ai appelées « par le haut » : en décortiquant le comportement des modèles, cette approche permet de mettre le doigt sur les processus manquants ou mal représentés et ainsi de prioriser les développements nécessaires. Mais la modélisation climatique ne se fait pas en solo, c'est une action collective où les choix ne se font pas toujours sur des critères purement scientifiques et objectifs, le critère humain est aussi essentiel. Il est difficile de regarder collectivement dans la même direction, mais c'est aussi tellement satisfaisant de construire à plusieurs. Autour de la construction du modèle, l'enjeu des prochaines années sera donc aussi humain : poursuivre le développement dans une dynamique collective où chaque chercheur trouve sa place.

## 5. Curriculum Vitae et activité scientifique

Aurore Voldoire, née le 11 mai 1978

Ingénieur divisionnaire des travaux de la météorologie,

Chercheuse dans l'équipe CNRM/GMGEC/IOGA, UMR 3589, Météo-France, CNRS

### ***Parcours universitaire***

2005 : Doctorat de l'Université Paul Sabatier Toulouse III

« Prise en compte des changements de végétation dans un scénario climatique du 21<sup>ème</sup> siècle »

2001 : Diplôme d'ingénieur de l'École Nationale de la Météorologie (ENM)

### ***Parcours professionnel***

2001- : Chercheuse dans le groupe Groupe de Météorologie à Grande Échelle et Climat du CNRM

2000 : stage (5 mois) au Bureau of Meteorology and Research Center (BMRC) à Melbourne, Australie « Prévision saisonnière statistico-dynamique », encadrement B. Timbal and S. Power.

## 5.1. Publications

### **a) En premier auteur**

#### ***Dans des revues à comité de lecture***

Voldoire, A., R. Roehrig, H. Giordani, R. Waldman, Y. Zhang, S. Xie, and M.-N. Bouin, 2022, Assessment of the sea surface temperature diurnal cycle in CNRM-CM6-1 based on its 1D coupled configuration, *Geosci. Model Dev.*, 15, 3347–3370, [DOI:10.5194/gmd-15-3347-2022](https://doi.org/10.5194/gmd-15-3347-2022).

Voldoire, A., E. Exarchou, E. Sanchez-Gomez, T. Demissie, A.-L. Deppenmeier, C. Frauen, K. Goubanova, W. Hazeleger, N. Keenlyside, S. Koseki, C. Prodhomme, J. Shonk, T. Toniazzo, A.-K. Traoré, 2019, Role of wind stress in driving SST biases in the Tropical Atlantic, *Clim. Dyn.*, [DOI:10.1007/s00382-019-04717-0](https://doi.org/10.1007/s00382-019-04717-0), 53(5), 3481-3504.

Voldoire, A., D. Saint-Martin, S. Sénési, B. Decharme, A. Alias, M. Chevallier, J. Colin, J.-F. Guérémy, M. Michou, M.-P. Moine, P. Nabat, R. Roehrig, D. Salas y Mélia, R. Sférian, S. Valcke, I. Beau, S. Belamari, S. Berthet, C. Cassou, J. Cattiaux, J. Deshayes, H. Douville, C. Ethé, L. Franchisteguy, O. Geoffroy, C. Lévy, G. Madec, Y. Meurdesoif, R. Msadek, A. Ribes, E. Sanchez-Gomez, L. Terray, R. Waldman, 2019, Evaluation of CMIP6 DECK experiments with CNRM-CM6-1, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 11(7), 2177-2213, [DOI:10.1029/2019MS001683](https://doi.org/10.1029/2019MS001683).

Voldoire, A., B. Decharme, J. Pianezze, C. Lebeaupin Brossier, F. Sevault, L. Seyfried, V. Garnier, S. Bielli, S. Valcke, A. Alias, M. Accensi, F. Ardhuin, M.-N. Bouin, V. Ducrocq, S. Faroux, H. Giordani, F. Léger, P. Marsaleix, R. Rainaud, J.-L. Redelsperger, E. Richard, S. Riette, 2017, SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales, *Geosci. Model Dev.*, 10, 4207-4227, [DOI:10.5194/gmd-10-4207-2017](https://doi.org/10.5194/gmd-10-4207-2017).

- Voltaire, A. E. Sanchez-Gomez, D. Salas y Mélia, B. Decharme, C. Cassou, S. Sénési, S. Valcke, I. Beau, A. Alias, M. Chevallier, M. Déqué, J. Deshayes, H. Douville, E. Fernandez, G. Madec, E. Maisonnave, M.-P. Moine, S. Planton, D. Saint-Martin, S. Szopa, S. Tyteca, R. Alkama, S. Belamari, A. Braun, L. Coquart, F. Chauvin., 2013, The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation, *Clim. Dyn.*, 40(9-10), 2091-2121, [DOI:10.1007/s00382-011-1259-y](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y).
- Voltaire, A., Claudon, M., Caniaux, G., Giordani, H., Roehrig, R., 2014, Are atmospheric biases responsible for the tropical Atlantic SST biases in the CNRM-CM5 coupled model? *Clim. Dyn.*, 43(11), 2963-2984, [DOI:10.1007/s00382-013-2036-x](https://doi.org/10.1007/s00382-013-2036-x).
- Voltaire A., B. Heickhout, M. Schaeffer, J.-F. Royer, F. Chauvin, 2007, Climate simulation of the twenty-first century with interactive land-use changes. *Clim. Dyn.*, 29(2-3), 177-193, [DOI:10.1007/s00382-007-0228-y](https://doi.org/10.1007/s00382-007-0228-y).
- Voltaire A., 2006, Quantifying the impact of future land-use changes against increases in GHG concentrations. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04701, [DOI:10.1029/2005GL024354](https://doi.org/10.1029/2005GL024354).
- Voltaire A., J.-F. Royer, 2005, Climate sensitivity to tropical land surface changes with coupled versus prescribed SSTs. *Clim. Dyn.*, 24 (7-8), 843-862, [DOI:10.1007/s00382-005-0014-7](https://doi.org/10.1007/s00382-005-0014-7)
- Voltaire A., J.-F. Royer, 2004, Tropical deforestation and climate variability. *Clim. Dyn.*, 22(8), 857-874, [DOI:10.1007/s00382-004-0423-z](https://doi.org/10.1007/s00382-004-0423-z)

## **Vulgarisation**

- Voltaire, A. and D. Saint-Martin, 2020, Modèles de climat, *Encyclopédie de l'Environnement*, [en ligne ISSN 2555-0950], <https://www.encyclopedie-environnement.org/climat/modeles-climat/>.

## **b) Issues d'encadrement direct**

- Blein, S., R. Roehrig, A. Voltaire, 2022, Parametrizing the mesoscale enhancement of oceanic surface turbulent fluxes: A physical–statistical approach, *Q J R Meteorol Soc.*, 148, 1683– 1708. [DOI:10.1002/qj.4273](https://doi.org/10.1002/qj.4273).
- Chaigneau A., G. Reffray, A. Voltaire, and A. Melet, 2022, IBI-CCS: a regional high-resolution model to evaluate western Europe sea level changes, *Geosci. Model Dev.*, [DOI:10.5194/gmd-15-2035-2022](https://doi.org/10.5194/gmd-15-2035-2022).
- Blein, S., R. Roehrig, A. Voltaire, G. Faure, 2020, Meso-scale contribution to air–sea turbulent fluxes at GCM scale. *Q J R Meteorol Soc.*, 1– 30. [DOI:10.1002/qj.3804](https://doi.org/10.1002/qj.3804).
- Brient, F., R. Roehrig, A. Voltaire, 2019, Evaluating marine stratocumulus clouds in the CNRM-CM6-1 model using short-term hindcasts, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 11, [DOI:10.1029/2018MS001461](https://doi.org/10.1029/2018MS001461).
- Planton, Y., A. Voltaire, H. Giordani, G. Caniaux, 2018, Main processes of interannual variability of the atlantic cold tongue, *Clim. Dyn.*, 50, 1495-1512, [DOI:10.1007/s00382-017-3701-2](https://doi.org/10.1007/s00382-017-3701-2).
- Geoffroy O., D. Saint-Martin, A. Voltaire, D. Salas y Mélia, S. Sénési, 2014, Adjusted radiative forcing and global radiative feedbacks in CNRM-CM5, a closure of the partial decomposition, *Clim. Dyn.*, 42(7), 1807-1818, [DOI:10.1007/s00382-013-1741-9](https://doi.org/10.1007/s00382-013-1741-9).

- Geoffroy O., D. Saint-Martin, D. J. L. Olivié, A. Voldoire, G. Bellon, S. Tytéca, 2013, Transient climate response in a two-box energy-balance model. Part I: analytical solution and parameter calibration using CMIP5 AOGCM experiments, *J. of Clim.*, 26, 1841-1857, [DOI:10.1175/JCLI-D-12-00195.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00195.1).
- Geoffroy O., D. Saint-Martin, G. Bellon, A. Voldoire, D. J. L. Olivié, S. Tytéca, 2013, Transient climate response in a two-box energy-balance model. Part II: representation of the efficacy of deep-ocean heat uptake and validation for CMIP5 AOGCMs, *J. of Clim.*, 26, 1859-1876, [DOI:10.1175/JCLI-D-12-00196.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00196.1).
- Joly M. and A. Voldoire, 2010, Role of the Gulf of Guinea in the interannual variability of the West African monsoon: what do we learn from CMIP3 coupled simulations? *Int. J. of Clim.*, 30(12), 1843-1856, [DOI:10.1002/joc.2026](https://doi.org/10.1002/joc.2026).
- Joly M. and A. Voldoire, 2009, Influence of ENSO on the West African monsoon: temporal aspects and atmospheric processes, *J. of Climate*, 22(12), 3193-3210, [DOI:10.1175/2008JCLI2450.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI2450.1).
- Joly M., A. Voldoire, H. Douville, P. Terray and J.-F. Royer, 2007, African monsoon teleconnections with tropical SSTs: Validation and Evolution in a set of IPCC4 simulations *Clim. Dyn.*, 29(1), 1-20, [DOI:10.1007/s00382-006-0215-8](https://doi.org/10.1007/s00382-006-0215-8)

### c) Les autres

- Planton, Y., et al., 2021, Evaluating climate models with the CLIVAR 2020 ENSO metrics package, *Bull. Am. Met. Soc.*, 1-57, [DOI:10.1175/BAMS-D-19-0337.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0337.1).
- Saint-Martin, D., O. Geoffroy, A. Voldoire, J. Cattiaux, F. Brient, F. Chauvin, M. Chevallier, J. Colin, B. Decharme, C. Delire, H. Douville, J.-F. Guérémy, E. Joetzjer, A. Ribes, R. Roehrig, L. Terray and S. Valcke, 2021, Tracking changes in climate sensitivity in CNRM climate models, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, [DOI:10.1029/2020MS002190](https://doi.org/10.1029/2020MS002190).
- Tebaldi et al., 2021, Climate model projections from the Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) of CMIP6, *Earth Syst. Dynam.*, 12, 253–293, [DOI:10.5194/esd-12-253-2021](https://doi.org/10.5194/esd-12-253-2021).
- Waldman, R., J. Hirschi, A. Voldoire, C. Cassou, R. Msadek, 2021, Clarifying the relation between AMOC and thermal wind: application to the centennial variability in a coupled climate model, *J. of Phys. Oceanography*, [DOI:10.1175/JPO-D-19-0284.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0284.1).
- Douville et al., 2020, Drivers of the enhanced decline of land near-surface relative humidity to abrupt-4xCO<sub>2</sub> in CNRM-CM6-1, *Clim. Dyn.*, 55, 1613–1629, [DOI:10.1007/s00382-020-05351-x](https://doi.org/10.1007/s00382-020-05351-x).
- Michou, M., P. Nabat, D. Saint-Martin, J. Bock, B. Decharme, M. Mallet, R. Roehrig, R. Séférian, S. Sénési, A. Voldoire, 2020, Present-Day and Historical Aerosol and Ozone Characteristics in CNRM CMIP6 Simulations, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 12(1), [DOI:10.1029/2019MS001816](https://doi.org/10.1029/2019MS001816).
- Rahaman, H., S. Upparapalli, P. Swapna, J. Durgadoo, S. Griffies, M. Ravichandran, A. Bozec, A. Cherchi, A. Voldoire, D. Sidorenko, E. Chassignet, G. Danabasoglu, H. Tsujino, K. Getzlaff, M. Ilicak, M. Bentsen, M. Long, P. G. Fogli, R. Farneti, S. Danilov, S. Marsland, S. Valcke, S. Yeager, Q. Wang, 2020, An assessment of the Indian Ocean mean state and seasonal cycle in a suite of interannual CORE-II simulations, *Ocean Mod.*, 145, [DOI:10.1016/j.ocemod.2019.101503](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.101503).

- Roehrig et al., 2020, The CNRM global atmosphere model ARPEGE-Climat 6.3: description and evaluation, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, [DOI:10.1029/2020MS002075](https://doi.org/10.1029/2020MS002075).
- Berthet, S., Séférian, R., Bricaud, C., Chevallier, M., Voldoire, A., and Eth  , C., 2019 Evaluation of an online grid coarsening algorithm in a global eddy-admitting ocean biogeochemical model, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 2019MS001644, [DOI:10.1029/2019MS001644](https://doi.org/10.1029/2019MS001644).
- Decharme, B., C. Delire, M. Minvielle, J. Colin, J.-P. Vergnes, A. Alias, D. Saint-Martin, R. Séférian, S. Sénési, A. Voldoire, 2019, Recent changes in the ISBA-CTRIP land surface system for using in the CNRM-CM6 climate model and in global off-line hydrological applications, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, [DOI:10.1029/2018MS001545](https://doi.org/10.1029/2018MS001545).
- Goubanova, K, E. Sanchez-Gomez, C. Frauen, A. Voldoire, 2019, Respective roles of remote and local wind stress forcings in the development of warm SST errors in the South-Eastern Tropical Atlantic in a coupled high-resolution model, *Clim. Dyn.*, 52, 1359-1382, [DOI:10.1007/s00382-018-4197-0](https://doi.org/10.1007/s00382-018-4197-0).
- McCoy, D. T., P. R. Field, G. S. Elsaesser, A. Bodas-Salcedo, B. H. Kahn, M. D. Zelinka, C. Kodama, T. Mauritsen, B. Vanni  re, M. Roberts, P. L. Vidale, D. Saint-Martin, A. Voldoire, R. Haarsma, A. Hill, B. Shipway, and J. Wilkinson, 2019, Cloud feedbacks in extratropical cyclones: insight from long-term satellite data and high-resolution global simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, [DOI:10.5194/acp-19-1147-2019](https://doi.org/10.5194/acp-19-1147-2019).
- Prodhomme, C., A. Voldoire, E. Exarchou, A.-L. Deppendmeier, J. Garcia-Serrano, V. Guemas, 2019, How does the seasonal cycle control equatorial Atlantic interannual variability?, *Geophys. Research Lett.*, [DOI:10.1029/2018GL080837](https://doi.org/10.1029/2018GL080837).
- Puy, M., J. Vialard, M. Lengaigne, E. Guilyardi, P. Di Nezio, A. Voldoire, M. Balmaseda, G. Madec, C. Menkes, M. McPhaden, 2019, Influence of westerly wind events stochasticity on El Nino amplitude: the case of 2014 vs. 2015, *Clim. Dyn.*, 52, 7435-7454, [DOI:10.1007/s00382-017-3938-9](https://doi.org/10.1007/s00382-017-3938-9).
- Saint-Martin, D. , O. Geoffroy, L. Watson, H. Douville, G. Bellon, A. Voldoire, J. Cattiaux, B. Decharme, A. Ribes, 2019, Fast forward to perturbed equilibrium climate, *Geophys. Research Lett.*, DOI:10.1029/2019gl083031.
- Séférian, R. et al., 2019, Evaluation of CNRM Earth-System model, CNRM-ESM2-1: role of Earth system processes in present-day and future climate, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 11(12), 4182-4227, [DOI:10.1029/2019MS001791](https://doi.org/10.1029/2019MS001791).
- Danabasoglu, G, et al., 2016, North Atlantic Simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part II: Inter-Annual to Decadal Variability, *Ocean Modelling*, 97, 67-90, [DOI:10.1016/j.ocemod.2015.11.007](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.11.007).
- Ilicak, M, et al., 2016, An assessment of the Arctic ocean in a suite of interannual CORE-II simulations. Part III: Hydrology and fluxes, *Ocean Modelling*, 100, 141,161, [DOI:10.1016/j.ocemod.2016.02.004](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.02.004).
- Puy, M., J. Vialard, M. Lengaigne, E. Guilyardi, A. Voldoire, G. Madec, 2016, Modulation of equatorial Pacific sea surface temperature response to westerly wind events by the oceanic background state, *Clim. Dyn.*, [DOI:10.1007/s00382-016-3480-1](https://doi.org/10.1007/s00382-016-3480-1).

- Seferian, R., C. Delire, B. Decharme, A. Voldoire, D. Salas y Melia<sup>1</sup>, M. Chevallier, D. Saint-Martin, O. Aumont, J.-C. Calvet, D. Carrer, H. Douville, L. Franchistéguy, E. Joetzjer, and S. Sénési, 2016, Development and evaluation of CNRM Earth system model – CNRM-ESM1, *Geosci. Model Dev.*, 9, 1423-1453, [DOI:10.5194/gmd-9-1423-2016](https://doi.org/10.5194/gmd-9-1423-2016).
- Tseng, Y-H, et al., 2016, North and equatorial Pacific ocean circulation in the CORE-II hindcast simulations, *Ocean Modelling*, 104, 143–170, [DOI:10.1016/j.ocemod.2016.06.003](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.06.003).
- Wang, Q, et al., 2016, An assessment of the Arctic ocean in a suite of interannual CORE-II simulations. Part I: Sea Ice and solid freshwater, *Ocean Modelling*, 99, 110-132, [DOI:10.1016/j.ocemod.2015.12.008](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.12.008).
- Wang, Q, et al., 2016, An assessment of the Arctic ocean in a suite of interannual CORE-II simulations. Part II: Liquid freshwater, *Ocean Modelling*, 99, 86-109, [DOI:10.1016/j.ocemod.2015.12.009](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.12.009).
- Douville, H., A. Voldoire, O. Geoffroy, 2015, The recent global-warming hiatus: What is the role of the Pacific variability?, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 880-888, [DOI:10.1002/2014GL062775](https://doi.org/10.1002/2014GL062775).
- Geoffroy, O., D. Saint-Martin, A. Voldoire, 2015, Land-sea warming contrast: the role of the horizontal energy transport., *Clim. Dyn.*, 45(11), 3493-3511, [DOI:10.1007/s00382-015-2552-y](https://doi.org/10.1007/s00382-015-2552-y).
- Rodriguez-Fonseca, B., E. Mohino, C. R. Mechoso, C. Caminade, M. Biasutti, M. Gaetani, J. García-Serrano, E. K. Vizy, K. Cook, Y. Xue, I. Polo, T. Losada, L. Druyan, B. Fontaine, J. Bader, F. J. Doblas-Reyes, L. Goddard, S. Janicot, A. Arribas, W. Lau, A. Colman, M. Vellinga, D. P. Rowell, F. Kucharski, A. Voldoire, 2015, Variability and Predictability of West African Droughts. A review in the role of Sea Surface Temperature Anomalies, *J. of Clim.*, 28, 4034-4060, [DOI:10.1175/JCLI-D-14-00130.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00130.1).
- Thomas, M.D., A.-M. Tréguier, B. Blanke, J. Deshayes, A. Voldoire, 2015, A Lagrangian Method to Isolate the Impacts of Mixed Layer Subduction on the Meridional Overturning Circulation in a Numerical Model, *J. of Clim.*, 28, 7503-7517, [DOI:10.1175/JCLI-D-14-00631.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00631.1).
- Danabasoglu, G., Yeager, S., Bailey, D., Behrens, E., Bentsen, M., Bi, D., Biastoch, A., Boning, C., Bozec, A., Canuto, V. M., Cassou, C., Chassignet, E., Coward, A. C., Danilov, S., Diansky, N., Drange, H., Farneti, R., Fernandez, E., Fogli, P. G., Forget, G., Fujii, Y., Griffies, S. M., Gusev, A., Heimbach, P., Howard, A., Jung, T., Kelley, M., Large, W. G., Leboissetier, A., Lu, J., Madec, G., Marsland, S. J., Masina, S., Navarra, A., Nurser, A. G., Pirani, A., Salas y Melia, D., Samuels, B. L., Scheinert, M., Sidorenko, D., Treguier, A.-M., Tsujino, H., Uotila, P., Valcke, S., Voldoire, A., Wang, Q., 2014, North Atlantic simulations in coordinated ocean-ice reference experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states, *Ocean Modelling*, 73, 76-107, [DOI:10.1016/j.ocemod.2013.10.005](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.10.005).
- Griffies, S.M., et al., 2014, An assessment of global and regional sea level in a suite of interannual CORE-II simulations, *Ocean Modelling*, 78, 35-89, [DOI:10.1016/j.ocemod.2014.03.004](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.03.004).
- Chevallier, M., D. Salas y Méliá, A. Voldoire, M. Déqué, G. Garric, 2013, Seasonal forecasts of the pan-Arctic sea ice extent using a GCM-based seasonal prediction system, *J. of Clim.*, 26, 6092–6104, [DOI:10.1175/JCLI-D-12-00612.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00612.1).



- Giordani, H., G. Caniaux and A. Voldoire, 2013, Intraseasonal Mixed Layer Heat Budget in the Equatorial Atlantic during the Cold Tongue Development in 2006, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118(2), 650-671, [DOI:10.1029/2012JC008280](https://doi.org/10.1029/2012JC008280).
- Guémas, V., D. Salas y Mélia, M. Kageyama, A. Voldoire and H. Giordani, 2013, Impact of the ocean diurnal cycle on the North Atlantic mean Sea Surface Temperatures in a regionally coupled model, *Dyn. of Atmos. and Ocean*, 60, 28-45, [DOI:10.1016/j.dynatmoce.2013.01.001](https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2013.01.001).
- Huzsar, P. et al., 2013, Modeling the present and future impact of aviation on climate: an AOGCM approach with online coupled chemistry, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 10027-10048, [DOI:10.5194/acp-13-10027-2013](https://doi.org/10.5194/acp-13-10027-2013).
- Masson, V., P. Le Moigne, E. Martin, S. Faroux, A. Alias, R. Alkama, S. Belamari, A. Barbu, A. Boone, F. Bouyssel, P. Brousseau, E. Brun, J.-C. Calvet, D. Carrer, B. Decharme, C. Delire, S. Donier, K. Essaouini, A.-L. Gibelin, H. Giordani, F. Habets, M. Jidane, G. Kerdraon, E. Kourzeneva, M. Lafaysse, S. Lafont, C. Lebeaupin Brossier, A. Lemonsu, J.-F. Mahfouf, P. Marguinaud, M. Mokhtari, S. Morin, G. Pigeon, R. Salgado, Y. Seity, F. Taillefer, G. Tanguy, P. Tulet, B. Vincendon, V. Vionnet, and A. Voldoire, 2013, The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of Earth surface variables and fluxes, *Geosci. Model Dev.*, 6, 929-960, [DOI:10.5194/gmd-6-929-2013](https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013).
- Séférián, R., L. Bopp, M. Gehlen, J. Orr, C. Éthé, P. Cadule, O. Aumont, D. Salas y Mélia, A. Voldoire, G. Madec, 2013, Skill Assessment of Three Earth System Models with Common Marine Biogeochemistry, *Clim. Dyn.*, 40(9-10), 2549-2573, [DOI:10.1007/s00382-012-1362-8](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1362-8).
- Boisier, J.-P., N. DeNoblet-Ducoudré, A. J. Pitman, F. Cruz, C. Delire, B. J.J.M. van den Kurk, M. K. van der Molen, C. Müller, A. Voldoire, 2012, Attributing the biogeophysical impacts of Land-Use induced Land-Cover changes on surface climate to specific causes. Results from the first LUCID set of simulations., *J. Geophys. Res.*, 117, D12, [DOI:10.1029/2011JD017106](https://doi.org/10.1029/2011JD017106).
- DeNoblet-Ducoudré, N., J.-P. Boisier, A. J. Pitman, G. B. Bonan, V. Brovkin, F. Cruz, C. Delire, V. Gayler, B. J.J.M. van den Kurk, P. J. Lawrence, M. K. van der Molen, C. Müller, C. H. Reick; B. J. Strengers, A. Voldoire, 2012, Determining robust impacts of land-use induced land-cover changes on surface climate over North America and Eurasia; Results from the first set of LUCID experiments, *J. of Climate*, 25(9), 3261-3281, [DOI:10.1175/JCLI-D-11-00338.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00338.1).
- Ménégoz, M., A. Voldoire, H. Teyssède, D. Salas y Mélia, V.-H. Peuch, I. Gouttevin, 2012, How does the atmospheric variability drive the aerosol residence time in the Arctic region? *Tellus B*, 64, 11596, [DOI:10.3402/tellusb.v64i0.11596](https://doi.org/10.3402/tellusb.v64i0.11596).
- Muri, H., A. Berger, Q. Yin, A. Voldoire, D. Salas-Mélia, S. Sundaram, 2012, SST and ice sheet impacts on the MIS-13 climate. *Clim. Dyn.*, 39, 1739-1761, [DOI:10.1007/s00382-011-1216-9](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1216-9).
- Olivié, D. J. L., D. Cariolle, H. Teyssède, D. Salas, A. Voldoire, H. Clark, D. Saint-Martin, M. Michou, F. Karcher, Y. Balkanski, M. Gauss, O. Dessens, B. Koffi and R. Sausen, 2012, Modeling the climate impact of road transport, maritime shipping and aviation over the period 1860–2100 with an AOGCM, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 1449-1480, [DOI:10.5194/acp-12-1449-2012](https://doi.org/10.5194/acp-12-1449-2012).
- Pitman, A.J., N. de Noblet-Ducoudré, F. B. Avila, L. V. Alexander, J.-P. Boisier, V. Brovkin, C. Delire, F. Cruz, M. G. Donat, V. Gayler, B. van den Hurk, C. Reick, and A. Voldoire, 2012,



- Effects of land cover change on temperature and rainfall extremes in multi-model ensemble simulations, *Earth Sys. Dyn.*, 3, 213-231, [DOI:10.5194/esd-3-213-2012](https://doi.org/10.5194/esd-3-213-2012).
- Douville, H., S. Bielli, C. Cassou, M. Déqué, N. Hall, S. Tyteca, and A. Voldoire, 2011, Tropical influence on boreal summer mid-latitude stationary waves, *Clim. Dyn.*, 37(9-10), 1783-1798, [DOI:10.1007/s00382-011-0997-1](https://doi.org/10.1007/s00382-011-0997-1).
- Guémas, V., D. Salas-Melia, M. Kageyama, H. Giordani, A. Voldoire., 2011, Impact of the ocean diurnal variations on the intraseasonal variability of Sea Surface Temperatures in the Atlantic Ocean. *J. of Climate*, 24(12), 2889-2914, [DOI:10.1175/2010JCLI3660.1](https://doi.org/10.1175/2010JCLI3660.1).
- Michou, M., D. Saint-Martin, H. Teyssède, A. Alias, F. Karcher, D. Olivié, A. Voldoire, V.-H. Peuch, H. Clark, J.N. Lee and F. Chéroux, 2011, A new version of the CNRM Chemistry-Climate Model, CNRM-CCM : description and improvements from the CCMVal-2 simulations. *Geosci. Model Dev.*, 4, 873-900, [DOI:10.5194/gmdd-4-1129-2011](https://doi.org/10.5194/gmdd-4-1129-2011).
- Rodriguez-Fonseca, B., S. Janicot, E. Mohino, T. Losada, J. Bader, C. Caminade, F. Chauvin, B. Fontaine, J. Garcia-Serrano, S. Gervois, M. Joly, I. Polo, P. Ruti, P. Roucou, A. Voldoire, 2011, Interannual and decadal SST-forced responses of the West African Monsoon, *Atmos. Sci. Lett.*, 12(1), 67-74, [DOI:10.1002/asl.308](https://doi.org/10.1002/asl.308).
- Swingedouw, D., L. Terray, C. Cassou, A. Voldoire, D. Salas y Melia, J. Servonnat, 2011, Natural forcing of climate during the last millennium: Fingerprint of solar variability, *Clim. Dyn.*, 36(7), 1349-1364, [DOI:10.1007/s00382-010-0803-5](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0803-5).
- Alkama, R., Decharme B., Douville H., Becker M., Cazenave A., Sheffield J., Voldoire A., Tyteca S., Le Moigne P., 2010, Global Evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologic system. Part 1: Comparison of GRACE Terrestrial Water Storage estimates and in-situ river discharge. *J. of Hydromet.*, 11, 583-600, [DOI:10.1175/2010JHM1211.1](https://doi.org/10.1175/2010JHM1211.1).
- Guémas, V., Salas-Melia D., Kageyama M., Giordani H., Voldoire A., Sanchez-Gomez E., 2010, Summer interactions between weather regimes and surface ocean in the North-Atlantic region. *Clim. Dyn.*, 34(4), 527-546, [DOI:10.1007/s00382-008-0491-6](https://doi.org/10.1007/s00382-008-0491-6).
- Ménégoz, M., V. Guemas, D. Salas y Melia, and A. Voldoire, 2010, Winter interactions between aerosols and weather regimes in the North-Atlantic European region, *J. Geophys. Res.*, 115, D09201, [DOI:10.1029/2009JD012480](https://doi.org/10.1029/2009JD012480).
- Morgenstern, O., H. Akiyoshi, S. Bekki, P. Braesicke, N. Butchart, M. P. Chipperfield, D. Cugnet, M. Deushi, S. Dhomse, R. R. Garcia, A. Gettelman, N.P. Gillett, S.C. Hardiman, J. Jumelet, D.E. Kinnison, J.-F. Lamarque, F. Lott, M. Marchand, M. Michou, T. Nakamura, D. Olivié, T. Peter, D. Plummer, J. Pyle, E. Rozanov, D. Saint-Martin, J.F. Scinocca, K. Shibata, M. Sigmond, D. Smale, H. Teyssède, W. Tian, A. Voldoire, and Y. Yamashita, 2010, Anthropogenic forcing of the Northern Annular Mode in CCMVal-2 Models, *J. Geophys. Res.*, 115, D00M03, [DOI:10.1029/2009JD013347](https://doi.org/10.1029/2009JD013347).
- Guémas, V., Salas-Melia D., Kageyama M., Giordani H., Voldoire A., Sanchez-Gomez E., 2009, Winter interactions between weather regimes and marine surface in the North-Atlantic European region. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L09816, [DOI:10.1029/2009GL037551](https://doi.org/10.1029/2009GL037551).

- Kucharski F., A. A. Scaife, J. H. Yoo, C. K. Folland, J. Kinter, J. Knight, D. Fereday, A. M. Fischer, E. K. Jin, J. Kröger, N.-C. Lau, T. Nakaegawa, M. J. Nath, P. Pegion, E. Rozanov, S. Schubert, P. V. Sporyshev, J. Syktus, A. Voltaire, J. H. Yoon, N. Zeng and T. Zhou, 2009, The CLIVAR C20C project: skill of simulating Indian monsoon rainfall on interannual to decadal timescales. Does GHG forcing play a role? *Clim. Dyn.*, 33(5), 615-627, [DOI:10.1007/s00382-008-0462-y](https://doi.org/10.1007/s00382-008-0462-y).
- Laîne, A., M. Kageyama, D. Salas-Melia D, A. Voltaire, G. Riviere, G. Ramstein, S. Planton, S. Tyteca and J-Y. Peterschmitt, 2009, Northern hemisphere storm tracks during the last glacial maximum in the PMIP2 ocean-atmosphere coupled models: energetic study, seasonal cycle, precipitation, *Clim.Dyn.*, 32(5), 593-614, [DOI:10.1007/s00382-008-0391-9](https://doi.org/10.1007/s00382-008-0391-9).
- Pitman, A.J., N. de Noblet-Ducoudré, F.T. Cruz, E.L. Davin, G.B. Bonan, V. Brovkin, M. Claussen, C. Delire, L. Ganzeveld, V. Gayler, B.J.J.M. van den Hurk, P.J. Lawrence, M.K. van der Molen, C. Müller, C.H. Reick, S.I. Seneviratne, B.J. Strengers, A. Voltaire, 2009, Uncertainties in climate responses to past land cover change: first results from the LUCID intercomparison study, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L14814, [DOI:10.1029/2009GL039076](https://doi.org/10.1029/2009GL039076).
- Zhou TJ, B. Wu, A.A. Scaife, S. Brönnimann, A. Cherchi, D. Fereday, A.M. Fischer, C. K. Folland, K. E. Jin, J. Kinter, J. R. Knight, F. Kucharski, S. Kusunoki, N.-C. Lau, Lijuan Li, M. J. Nath, T. Nakaegawa, A. Navarra, P. Pegion, E. Rozanov, S. Schubert, P. Sporyshev, A. Voltaire, Xinyu Wen, J. H. Yoon and N. Zeng, 2009, The CLIVAR C20C project: which components of the Asian–Australian monsoon circulation variations are forced and reproducible? *Clim. Dyn.*, 33(7-8), 1051-1068, [DOI:10.1007/s00382-008-0501-8](https://doi.org/10.1007/s00382-008-0501-8).
- Douville H., S. Conil, S. Tyteca, A. Voltaire, 2007, Soil moisture memory and West African monsoon predictability: artefact or reality? *Clim. Dyn.*, 28(7-8), 723-742, [DOI:10.1007/s00382-006-0207-8](https://doi.org/10.1007/s00382-006-0207-8).

## 5.2. Présentations et posters dans des conférences et ateliers

- Voltaire A. et al., Validation du modèle couplé uni-colonne CNRM-CM6-1D dans un contexte de forts cycles diurnes de la température de surface océanique, Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, juin 2022, Toulouse, France.
- Voltaire A. et O. Marti, Impact de l'algorithme temporel de couplage sur le climat simulé dans CNRM-CM6-1, IPSL-CM6-LR et IPSLCM5A2-VLR, Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, juin 2022, Toulouse, France.
- Voltaire A. et al., Représentation du cycle diurne dans des simulations 1D couplées océan-atmosphère, Atelier LEFE-PODIOM, 6 Oct. 2021, Toulouse, France.
- Voltaire A. et al., Représentation du cycle diurne dans des simulations 1D couplées océan-atmosphère, Atelier COCOA, 8-10 Sep. 2021, Autrans, France.
- Voltaire A., Improving the river outflow coupling in a global climate model, Fifth Workshop on Coupling Technologies for Earth System Models, 20-23 Sep 2020, Toulouse, virtual meeting.
- Voltaire A. et al., 1D ocean-atmosphere coupled model applied to a diurnal warm layer case, Ocean Sciences meeting, 16-21 Fév. 2020, San Diego, US.

- Voldoire A. A. and R. Roehrig, CNRM-CM6-1D : first results, COCOA annual workshop, 11-13 juin 2019, Carcassonne, France.
- Voldoire A. et al., Evaluation of CMIP6 DECK experiments with CNRM-CM6-1, CMIP6 workshop, 27-28 mai 2019, Bordeaux, France.
- Voldoire A. et al., Role of wind stress in driving coupled model SST biases in the Tropical Atlantic, PREFACE final conference, 17-20 apr 2018, Arrecife, Spain.
- Voldoire A., Rôles respectifs de la paramétrisation des flux de surface et de la physique atmosphérique pour la simulation des rétroactions ENSO, Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, Janvier 2017, Toulouse, France.
- Voldoire A. et le groupe de dev CNRM-CM6, Développement du modèle de climat global CNRM-CM6-1 et préparation de l'exercice d'intercomparaison CMIP6, Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, Janvier 2017, Toulouse, France.
- Voldoire A. et al., SST bias development in the Tropical Atlantic in PREFACE coordinated experiments, poster, WGNE workshop on "Systematic errors in weather and climate models", 19-23 June 2017, Montréal, Canada.
- Voldoire A. et al., Role of wind stress in driving coupled model SST biases in the Tropical Atlantic, PIRATA 22 conference, 6-8 nov 2017, Fortaleza, Brazil.
- Voldoire A. and PREFACE WP6 partners, SST bias development in the Tropical Atlantic in PREFACE coordinated experiments, Tropical Atlantic Variability conference, 28 nov - 1 déc 2016, Paris, France.
- Voldoire A., C. Frauen, R. Roehrig, Comprendre la source des biais de vent dans l'Atlantique Equatorial dans CNRM-CM5, IMAGO ITCZ workshop, 1-2 June 2016, Toulouse, France.
- Voldoire A. and PREFACE WP6 partners, SST bias development in the Tropical Atlantic in PREFACE coordinated experiments, SPECS/PREFACE/WCRP Workshop on Initial Shock, Drift, and Bias Adjustment in Climate Prediction, 10-11 may 2016, Barcelona, Spain.
- Voldoire A., C. Frauen, R. Roehrig, Disentangling atmospheric biases in the tropical Atlantic region Workshop on CMIP5 Model Analysis and Scientific Plans for CMIP6, 20-23 oct 2015, Dubrovnik, Croatia.
- Voldoire, A., Claudon, M., Caniaux, G., Giordani, H., Roehrig, R., Atmosphere-Ocean coupled models biases : how to disentangle coupled feedbacks from components flaws ?, Drakkar workshop, January 2014, Grenoble, France.
- Voldoire, A., Claudon, M., Caniaux, G., Giordani, H., Roehrig, R., Are atmospheric biases responsible for the tropical Atlantic SST biases in the CNRM-CM5 coupled model ?, WGNE workshop on systematic errors in weather and climate models, 15-19 april 2013, Exeter.
- Voldoire, A., M. Claudon, J. Richon, Atlantic Cold Tongue in CMIP5 models : mean characteristics and interannual variability, Poster, COMBINE and 3ICESM conference, 17-21 septembre 2012, Hambourg.

- Voldoire, A., M. Claudon, H. Giordani, G. Caniaux, Are atmospheric biases responsible for the warm SST bias in CNRM-CM5 over the Tropical Atlantic ?, CLIVAR Workshop "Tropical Atlantic Variability", 10-14 septembre 2012, Kiel.
- Voldoire, A., M. Claudon, J. Richon, Atlantic Cold Tongue in CMIP5 models : mean characteristics and interannual variability, Poster, CLIVAR Workshop "Tropical Atlantic Variability", 10-14 septembre 2012, Kiel.
- Voldoire, A., J. Richon, M. Claudon, Atlantic cold tongue in CMIP5 models : mean characteristics and interannual variability, AMMA international conference, 2-6 July 2012, Toulouse, France.
- Voldoire A., E. Sanchez-Gomez, M. Chevallier, IPCC5 : First results of ORCA1 in forced and coupled mode at CERFACS and CNRM. Drakkar meeting, 1-3 février 2010.
- Voldoire A., S. Belamari, Understanding the oceanic biases in the equatorial Atlantic region in a coupled model through the use of a nudged atmospheric model., Conférence AMMA, Ouagadougou, juillet 2009.
- Voldoire A., M. Joly, Role of the Gulf of Guinea and the Mediterranean in the interannual variability of the West African monsoon : what do we learn from CMIP3 coupled simulations ?, Poster, Conférence AMMA, Ouagadougou, juillet 2009.
- Voldoire A., D. Salas, J.F. Royer, S. Tyteca, H. Douville, F. Chauvin, Nouvelles simulations scénarios climatiques et perspectives pour l'AR5., Journées R&D Météo-France, Toulouse, juin 2009.
- Voldoire A., S. Belamari, J. Lenaerts, Intégration de la paramétrisation des flux océan-atmosphère ECUME dans le modèle de climat CNRM-CM3. , Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, Toulouse, janvier 2009.
- Voldoire A., Impact of land use changes on extremes in the ARPEGE-Climat model (LUCID experiment). C20C Workshop, Exeter, UK, 13-15 Avril 2007.
- Voldoire A., Impact of land-use changes on climate over the 20th century, 2nd international conference on earth system modelling, MPI, Hamburg, 27-31 Août 2007.
- Voldoire A., J-F. Royer, Scénario climatique avec prise en compte des changements de l'utilisation des sols. Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère 2006, Toulouse, 18-20 janvier 2006.
- Voldoire A., Changements de végétation et scénarios climatiques du XXIème siècle. Séminaire au LSCE, Gif-sur-Yvette, 05 octobre 2006.
- Voldoire A., Introducing land-cover and land-use changes in a climate scenario of the 21st century, Poster EGU05-A-02987, EGU General Assembly 2005, Vienna, 24-29 avril 2005.
- Voldoire A., An ESM based on the coupling of CNRM-CM3 with IMAGE, ENSEMBLES RT2A & RT1 Meeting, CIC, Toulouse, 13-15 juin 2005.
- Voldoire A. et J.-F. Royer, Impact de la déforestation sur le climat. Participation à la conférence-débat sur le Brésil, animée par Claude Stéphane et Serge Guiraud, CIC Toulouse, le 8 décembre 2005.

Voldoire A., J.-F. Royer, Impact of large-scale deforestation on a coupled atmosphere-ocean GCM. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06- 11 April 2003. (Geophysical Research Abstract, vol. 5, 08810, 2003).

Voldoire A., Etude d'une déforestation tropicale massive dans un modèle couplé océan-atmosphère. Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère AMA 2003, Toulouse, 3-5 Décembre 2003.

## 5.3. Encadrement

### Stages master 2 :

- M. Joly, «La mousson africaine dans les scénarios du CNRM, variabilité naturelle et changement climatique », co-encadré avec H. Douville, 2005
- J. Lenaerts, « Evaluation of air-sea flux parameterization ECUME in the forced and the coupled version of CNRM-CM3.3 », co-encadré avec S. Belamari, 2008
- M. Claudon, « Analyse des biais du modèle climatique CNRM-CM5 dans l'Atlantique tropical », co-encadré avec C. Cassou, 2012
- A. Chaigneau, « Etude des simulations climatiques CMIP6 du CNRM-CERFACS pour la façade Atlantique nord-ouest », co-encadré avec A. Melet et G. Reffray, 2019
- T. Manni, « Understanding the differences in ENSO simulation between the global climate models CNRM-CM5 and CNRM-CM6 », co-encadré avec G. Bellon, 2021
- M. Marquillie, « Rétroaction entre mousson indienne et salinité dans la baie du Bengale », co-encadré avec G. Bellon, 2021

### Thèses :

- M. Joly, « Rôle des océans dans la variabilité climatique de la mousson africaine », co-encadrée avec J.-F. Royer, 2005-2008
- Y. Planton, « Sources de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique », co-encadrée avec G. Caniaux et H. Giordani, 2012-2015
- A. Chaigneau, « Projections régionales du niveau de la mer sur les côtes d'Europe de l'Ouest sur le 21<sup>ème</sup> siècle », co-encadrée avec A. Melet et G. Reffray, 2019-

### Post-Doctorats :

- O. Geoffroy, projet COMBINE, « Etude de la sensibilité climatique et des rétroactions dans CNRM-CM5 », co-encadrement D. Saint-Martin.
- C. Frauen, projet PREFACE, «Etude des biais systématiques dans l'Atlantique tropical », co-encadrement R. Roehrig.
- F. Brient, projet PREFACE, «Evaluation de la représentation des nuages-bas dans CNRM-CM6», co-encadrement R. Roehrig.

- S. Blein, projet COCOA, « Impact de la variabilité atmosphérique sous-maille sur les flux air-mer », co-encadrement R. Roehrig.

## 5.4. Projets de recherche

- ENSEMBLES, projet européen FP6 : « Combining global climate models for more accurate forecasting »
- COMBINE, projet européen FP7 : « Comprehensive Modelling of the Earth system for better climate prediction and projection »
- PREFACE : projet européen FP7, « Combining European and African expertise in observations, modelling, and marine ecosystems to improve our understanding and capabilities to predict Tropical Atlantic climate and its impacts », PI CNRM and WP6 leader
- COCOA, projet ANR 2017-2021, « COMprehensive Coupling approach for the Ocean and the Atmosphere », PI CNRM
- ARISE, projet ANR 2019-2023, « ôle de la non-linéarité de la réponse atmosphérique à la température de l'océan dans la physique d'ENSO (El Niño-Oscillation Australe)», PI CNRM
- OptimESM : projet européen HORIZON, 2022-2027, « Optimal High Resolution Earth System Models for Exploring Future Climate Changes ».
- Animation de la cellule couplage CNRM-CERFACS 2009- : coordination du développement de CNRM-CM5 et CNRM-CM6.

## 5.5. Jurys

### Examinatrice des thèses de doctorats :

- O. Torres, « Représentation des flux turbulents à l'interface air-mer et impact sur les transports de chaleur et d'eau dans un modèle de climat », LSCE, 2019
- O. Astudillo, « Rôle des interactions océan-atmosphère-continent sur la dynamique de la couche limite marine dans la région d'upwelling du Chili central, LEGOS, 2018
- Y. Ruprich-Robert, « Variabilité climatique de l'Atlantique Nord aux échelles de temps décennale à multidécennale : mécanismes et prévisibilité », CERFACS, 2014
- T. Losada Doval, « The Atlantic Niño, tropical and extratropical impacts », Universidad Complutense de Madrid, 2010

### Et de l'habilitation à diriger les recherches de :

- J. Jouanno, « Modélisation régionale et dynamique océanique de l'Atlantique tropical », LEGOS, 2018

## **5.6. Activités relevant des missions autres que de la recherche**

### **Participation à des comités**

- PRACE access commitee (2021-) : comité pour l'attribution des projets de calcul PRACE.
- DARI (2019-) : comité pour l'évaluation des demandes de calcul GENCI, thématique 1 (Environnement)
- OASIS advisory board (2017-)

## 6. Références

- Adam, O., Schneider, T., and Brient, F.: Regional and seasonal variations of the double-ITCZ bias in CMIP5 models, *Clim. Dyn.*, 51, 101–117, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3909-1>, 2018.
- Andersson, A., Klepp, C., Fennig, K., Bakan, S., Grassl, H., and Schulz, J.: Evaluation of HOAPS-3 Ocean Surface Freshwater Flux Components, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 50, 379–398, <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2341.1>, 2011.
- Bermejo, R. and Conde, J.: A Conservative Quasi-Monotone Semi-Lagrangian Scheme, *Mon. Weather Rev.*, 130, 423–430, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<0423:ACQMSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<0423:ACQMSL>2.0.CO;2), 2002.
- Bernie, D. J., Woolnough, S. J., Slingo, J. M., and Guilyardi, E.: Modeling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer, *J. Clim.*, 18, 1190–1202, <https://doi.org/10.1175/JCLI3319.1>, 2005.
- Bernie, D. J., Guilyardi, E., Madec, G., Slingo, J. M., Woolnough, S. J., and Cole, J.: Impact of resolving the diurnal cycle in an ocean-atmosphere GCM. Part 2: A diurnally coupled CGCM, *Clim. Dyn.*, 31, 909–925, <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0429-z>, 2008.
- Blein, S., Roehrig, R., Voltaire, A., and Faure, G.: Meso-scale contribution to air–sea turbulent fluxes at GCM scale, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 146, 2466–2495, <https://doi.org/10.1002/qj.3804>, 2020.
- Blein, S., Roehrig, R., and Voltaire, A.: Parametrizing the mesoscale enhancement of oceanic surface turbulent fluxes: A physical–statistical approach, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 148, 1683–1708, <https://doi.org/10.1002/qj.4273>, 2022.
- Bonan, G. B. and Doney, S. C.: Climate, ecosystems, and planetary futures: The challenge to predict life in Earth system models, *Science*, <https://doi.org/10.1126/science.aam8328>, 2018.
- Bourlès, B., Araujo, M., McPhaden, M. J., Brandt, P., Foltz, G. R., Lumpkin, R., Giordani, H., Hernandez, F., Lefèvre, N., Nobre, P., Campos, E., Saravanan, R., Trotte-Duhà, J., Dengler, M., Hahn, J., Hummels, R., Lübbecke, J. F., Rouault, M., Cotrim, L., Sutton, A., Jochum, M., and Perez, R. C.: PIRATA: A Sustained Observing System for Tropical Atlantic Climate Research and Forecasting, *Earth Space Sci.*, 6, 577–616, <https://doi.org/10.1029/2018EA000428>, 2019.
- Brandt, P., Caniaux, G., Bourlès, B., Lazar, A., Dengler, M., Funk, A., Hormann, V., Giordani, H., and Marin, F.: Equatorial upper-ocean dynamics and their interaction with the West African monsoon, *Atmospheric Sci. Lett.*, 12, 24–30, <https://doi.org/10.1002/asl.287>, 2011.
- Calvin, K. and Bond-Lamberty, B.: Integrated human-earth system modeling - State of the science and future directions, *Environ. Res. Lett.*, 13, 063006, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aac642>, 2018.
- Chen, D., Rojas, M., Samset, B., Cobb, K., Niang, A. D., Edwards, P., Emori, S., Faria, S., Hawkins, E., Hope, P., and others: Framing, context, and methods, in: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, 2021.
- Clayson, C. A. and Chen, A.: Sensitivity of a coupled single-column model in the tropics to treatment of the interfacial parameterizations, *J. Clim.*, 15, 1805–1831, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1805:SOACSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1805:SOACSC>2.0.CO;2), 2002.
- Craig, A., Valcke, S., and Coquart, L.: Development and performance of a new version of the OASIS coupler, OASIS3-MCT-3.0, *Geosci. Model Dev.*, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3297-2017>, 2017.
- Cronin, M. F., Gentemann, C. L., Edson, J., Ueki, I., Bourassa, M., Brown, S., Clayson, C. A., Fairall, C. W., Farrar, J. T., Gille, S. T., Gulev, S., Josey, S. A., Kato, S., Katsumata, M., Kent, E., Krug, M., Minnett, P. J., Parfitt, R., Pinker, R. T., Stackhouse, P. W. J., Swart, S., Tomita, H., Vandemark, D., Weller, A. R., Yoneyama, K., Yu, L., and Zhang, D.: Air-Sea Fluxes With a Focus on Heat and Momentum, *Front. Mar. Sci.*, 0, <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00430>, 2019.



- Danabasoglu, G., Lamarque, J. F., Bacmeister, J., Bailey, D. A., DuVivier, A. K., Edwards, J., Emmons, L. K., Fasullo, J., Garcia, R., Gettelman, A., Hannay, C., Holland, M. M., Large, W. G., Lauritzen, P. H., Lawrence, D. M., Lenaerts, J. T. M., Lindsay, K., Lipscomb, W. H., Mills, M. J., Neale, R., Oleson, K. W., Otto-Bliesner, B., Phillips, A. S., Sacks, W., Tilmes, S., van Kampenhout, L., Vertenstein, M., Bertini, A., Dennis, J., Deser, C., Fischer, C., Fox-Kemper, B., Kay, J. E., Kinnison, D., Kushner, P. J., Larson, V. E., Long, M. C., Mickelson, S., Moore, J. K., Nienhouse, E., Polvani, L., Rasch, P. J., and Strand, W. G.: The Community Earth System Model Version 2 (CESM2), *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2019MS001916>, 2020.
- Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J.-P., Alias, A., Saint-Martin, D., Séférian, R., Sénési, S., and Voltaire, A.: Recent Changes in the ISBA-CTRIP Land Surface System for Use in the CNRM-CM6 Climate Model and in Global Off-Line Hydrological Applications, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 11, 1207–1252, <https://doi.org/10.1029/2018MS001545>, 2019.
- DeMott, C. A., Klingaman, N. P., and Woolnough, S. J.: Atmosphere-ocean coupled processes in the Madden-Julian oscillation, *Rev. Geophys.*, 53, 1099–1154, <https://doi.org/10.1002/2014RG000478>, 2015.
- Deppenmeier, A. L., Haarsma, R. J., van Heerwaarden, C., and Hazeleger, W.: The southeastern tropical atlantic sst bias investigated with a coupled atmosphere-ocean single-column model at a pirata mooring site, *J. Clim.*, 33, 6255–6271, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0608.1>, 2020.
- Dippe, T., Greatbatch, R. J., and Ding, H.: On the relationship between Atlantic Niño variability and ocean dynamics, *Clim. Dyn.*, 51, 597–612, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3943-z>, 2018.
- Dommenget, D. and Rezný, M.: A Caveat Note on Tuning in the Development of Coupled Climate Models, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 10, 78–97, <https://doi.org/10.1002/2017MS000947>, 2018.
- Doury, A., Somot, S., Gadat, S., Ribes, A., and Corre, L.: Emulator based on deep learning: concept and first evaluation of a novel hybrid downscaling approach, *Clim. Dyn.*, accepted, 2022.
- Dubos, T., Dubey, S., Tort, M., Mittal, R., Meurdesoif, Y., and Hourdin, F.: DYNAMICO-1.0, an icosahedral hydrostatic dynamical core designed for consistency and versatility, *Geosci. Model Dev.*, 8, 3131–3150, <https://doi.org/10.5194/gmd-8-3131-2015>, 2015.
- Edwards, T. L., Nowicki, S., Marzeion, B., Hock, R., Goelzer, H., Seroussi, H., Jourdain, N. C., Slater, D. A., Turner, F. E., Smith, C. J., McKenna, C. M., Simon, E., Abe-Ouchi, A., Gregory, J. M., Larour, E., Lipscomb, W. H., Payne, A. J., Shepherd, A., Agosta, C., Alexander, P., Albrecht, T., Anderson, B., Asay-Davis, X., Aschwanden, A., Barthel, A., Bliss, A., Calov, R., Chambers, C., Champollion, N., Choi, Y., Cullather, R., Cuzzone, J., Dumas, C., Felikson, D., Fettweis, X., Fujita, K., Galton-Fenzi, B. K., Gladstone, R., Golledge, N. R., Greve, R., Hattermann, T., Hoffman, M. J., Humbert, A., Huss, M., Huybrechts, P., Immerzeel, W., Kleiner, T., Kraaijenbrink, P., Le clec'h, S., Lee, V., Leguy, G. R., Little, C. M., Lowry, D. P., Malles, J.-H., Martin, D. F., Maussion, F., Morlighem, M., O'Neill, J. F., Nias, I., Pattyn, F., Pelle, T., Price, S. F., Quiquet, A., Radić, V., Reese, R., Rounce, D. R., Rückamp, M., Sakai, A., Shafer, C., Schlegel, N.-J., Shannon, S., Smith, R. S., Straneo, F., Sun, S., Tarasov, L., Trusel, L. D., Van Breedam, J., van de Wal, R., van den Broeke, M., Winkelmann, R., Zekollari, H., Zhao, C., Zhang, T., and Zwinger, T.: Projected land ice contributions to twenty-first-century sea level rise, *Nature*, 593, 74–82, <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03302-y>, 2021.
- Essery, R. L. H., Best, M. J., Betts, R. A., Cox, P. M., and Taylor, C. M.: Explicit representation of subgrid heterogeneity in a GCM land surface scheme, *J. Hydrometeorol.*, 4, 530–543, [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)004<0530:EROSHI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<0530:EROSHI>2.0.CO;2), 2003.
- Fischer, A. S., Terray, P., Guilyardi, E., Gualdi, S., and Delecluse, P.: Two Independent Triggers for the Indian Ocean Dipole/Zonal Mode in a Coupled GCM, *J. Clim.*, 18, 3428–3449, <https://doi.org/10.1175/JCLI3478.1>, 2005.
- Gentine, P., Pritchard, M., Rasp, S., Reinaudi, G., and Yacalis, G.: Could Machine Learning Break the Convection Parameterization Deadlock?, *Geophys. Res. Lett.*, 45, 5742–5751, <https://doi.org/10.1029/2018GL078202>, 2018.
- Giannini, A., Saravanan, R., and Chang, P.: Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales, *Science*, <https://doi.org/10.1126/science.1089357>, 2003.

- Gibelin, A.-L., Calvet, J.-C., Roujean, J.-L., Jarlan, L., and Los, S. O.: Ability of the land surface model ISBA-A-gs to simulate leaf area index at the global scale: Comparison with satellites products, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 111, <https://doi.org/10.1029/2005JD006691>, 2006.
- Gillett, N. P., Shiogama, H., Funke, B., Hegerl, G., Knutti, R., Matthes, K., Santer, B. D., Stone, D., and Tebaldi, C.: The Detection and Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP v1.0) contribution to CMIP6, *Geosci. Model Dev.*, 9, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3685-2016>, 2016.
- Giordani, H., Bourdallé-Badie, R., and Madec, G.: An Eddy-Diffusivity Mass-Flux Parameterization for Modeling Oceanic Convection, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 12, e2020MS002078, <https://doi.org/10.1029/2020MS002078>, 2020.
- Golledge, N. R., Keller, E. D., Gomez, N., Naughten, K. A., Bernales, J., Trusel, L. D., and Edwards, T. L.: Global environmental consequences of twenty-first-century ice-sheet melt, *Nature*, 566, 65–72, <https://doi.org/10.1038/s41586-019-0889-9>, 2019.
- Goubanova, K., Sanchez-Gomez, E., Frauen, C., and Voldoire, A.: Respective roles of remote and local wind stress forcings in the development of warm SST errors in the South-Eastern Tropical Atlantic in a coupled high-resolution model, *Clim. Dyn.*, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4197-0>, 2018.
- Hourdin, F., Mauritsen, T., Gettelman, A., Golaz, J.-C., Balaji, V., Duan, Q., Folini, D., Ji, D., Klocke, D., Qian, Y., Rauser, F., Rio, C., Tomassini, L., Watanabe, M., and Williamson, D.: The Art and Science of Climate Model Tuning, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 98, 589–602, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00135.1>, 2017a.
- Hourdin, F., Mauritsen, T., Gettelman, A., Golaz, J.-C., Balaji, V., Duan, Q., Folini, D., Ji, D., Klocke, D., Qian, Y., Rauser, F., Rio, C., Tomassini, L., Watanabe, M., and Williamson, D.: The Art and Science of Climate Model Tuning, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 98, 589–602, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00135.1>, 2017b.
- Hu, Z. Z., Huang, B., Hou, Y. T., Wang, W., Yang, F., Stan, C., and Schneider, E. K.: Sensitivity of tropical climate to low-level clouds in the NCEP climate forecast system, *Clim. Dyn.*, 36, 1795–1811, <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0797-z>, 2011.
- Joly, M., Voldoire, A., Douville, H., Terray, P., and Royer, J.-F.: African monsoon teleconnections with tropical SSTs: Validation and evolution in a set of IPCC4 simulations, *Clim. Dyn.*, 29, <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0215-8>, 2007.
- Kelley, M., Schmidt, G. A., Nazarenko, L. S., Bauer, S. E., Ruedy, R., Russell, G. L., Ackerman, A. S., Aleinov, I., Bauer, M., Bleck, R., Canuto, V., Cesana, G., Cheng, Y., Clune, T. L., Cook, B. I., Cruz, C. A., Del Genio, A. D., Elsaesser, G. S., Faluvegi, G., Kiang, N. Y., Kim, D., Lacis, A. A., Leboissetier, A., LeGrande, A. N., Lo, K. K., Marshall, J., Matthews, E. E., McDermid, S., Mezuman, K., Miller, R. L., Murray, L. T., Oinas, V., Orbe, C., García-Pando, C. P., Perlwitz, J. P., Puma, M. J., Rind, D., Romanou, A., Shindell, D. T., Sun, S., Tausnev, N., Tsigaridis, K., Tselioudis, G., Weng, E., Wu, J., and Yao, M. S.: GISS-E2.1: Configurations and Climatology, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 12, e2019MS002025, <https://doi.org/10.1029/2019MS002025>, 2020.
- Lauritzen, P. H. and Williamson, D. L.: A Total Energy Error Analysis of Dynamical Cores and Physics-Dynamics Coupling in the Community Atmosphere Model (CAM), *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 11, 1309–1328, <https://doi.org/10.1029/2018MS001549>, 2019.
- Lawrence, D. and Vandecar, K.: Effects of tropical deforestation on climate and agriculture, *Nat. Clim. Change*, 5, 27–36, <https://doi.org/10.1038/nclimate2430>, 2015.
- Lemarié, F., Blayo, E., and Debreu, L.: Analysis of Ocean-atmosphere Coupling Algorithms: Consistency and Stability, *Procedia Comput. Sci.*, 51, 2066–2075, <https://doi.org/10.1016/j.procs.2015.05.473>, 2015.
- Lemarié, F., Samson, G., Redelsperger, J. L., Giordani, H., Brivoal, T., and Madec, G.: A simplified atmospheric boundary layer model for an improved representation of air-sea interactions in eddying oceanic models: Implementation and first evaluation in NEMO (4.0), *Geosci. Model Dev.*, 14, 543–572, <https://doi.org/10.5194/gmd-14-543-2021>, 2021.

- Li, L., Yu, Y., Tang, Y., Lin, P., Xie, J., Song, M., Dong, L., Zhou, T., Liu, L., Wang, L., Pu, Y., Chen, X., Chen, L., Xie, Z., Liu, H., Zhang, L., Huang, X., Feng, T., Zheng, W., Xia, K., Liu, H., Liu, J., Wang, Y., Wang, L., Jia, B., Xie, F., Wang, B., Zhao, S., Yu, Z., Zhao, B., and Wei, J.: The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model Grid-Point Version 3 (FGOALS-g3): Description and Evaluation, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2019MS002012>, 2020.
- Lin, S.-J.: A Vertically Lagrangian Finite-Volume Dynamical Core for Global Models, 2003.
- Lübbecke, J. F., Böning, C. W., Keenlyside, N. S., and Xie, S.-P.: On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Niños and the role of the South Atlantic Anticyclone, *J. Geophys. Res. Oceans*, 115, <https://doi.org/10.1029/2009JC005964>, 2010.
- Lübbecke, J. F., Burls, N. J., Reason, C. J. C., and McPhaden, M. J.: Variability in the South Atlantic anticyclone and the Atlantic Niño mode, *J. Clim.*, 27, 8135–8150, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00202.1>, 2014.
- Madec, G., Bourdallé-Badie, R., Bouttier, P.-A., Bricaud, C., Bruciaferri, D., Calvert, D., Chanut, J., Clementi, E., Coward, A., Delrosso, D., Ethé, C., Flavoni, S., Graham, T., Harle, J., Iovino, D., Lea, D., Lévy, C., Lovato, T., Martin, N., Masson, S., Mocavero, S., Paul, J., Rousset, C., Storkey, D., Storto, A., and Vancoppenolle, M.: NEMO ocean engine, <https://doi.org/10.5281/ZENODO.1472492>, 2017.
- Manabe, S. and Bryan, K.: Climate calculations with a combined ocean-atmosphere model, *J. Atmospheric Sci.*, 26, 786–789, 1969.
- Manabe, S. and Wetherald, R. T.: Effects of doubling the CO<sub>2</sub> concentration on the climate of a general circulation model, *J. Atmospheric Sci.*, 32, 3–15, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1975\)032<0003:TEODTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1975)032<0003:TEODTC>2.0.CO;2), 1975a.
- Manabe, S. and Wetherald, R. T.: The Effects of Doubling the CO<sub>2</sub> Concentration on the climate of a General Circulation Model, *J. Atmospheric Sci.*, 32, 3–15, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1975\)032<0003:TEODTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1975)032<0003:TEODTC>2.0.CO;2), 1975b.
- Marti, O., Nguyen, S., Braconnot, P., Valcke, S., Lemarié, F., and Blayo, E.: A Schwarz iterative method to evaluate ocean- atmosphere coupling schemes. Implementation and diagnostics in IPSL-CM6-SW-VLR, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, 1–19, <https://doi.org/10.5194/gmd-2020-307>, 2020.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouysse, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essaouini, K., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeaupin Brossier, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J.-F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., and Voldoire, A.: The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes, *Geosci. Model Dev.*, 6, 929–960, <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>, 2013.
- Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekci, O., Yu, R., and Zhou, B.: IPCC, 2021: Summary for Policymakers, *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution to Working Group I to the sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*, 2021.
- Mauritsen, T. and Roeckner, E.: Tuning the MPI-ESM1.2 Global Climate Model to Improve the Match With Instrumental Record Warming by Lowering Its Climate Sensitivity, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2019MS002037>, 2020.
- Mauritsen, T., Stevens, B., Roeckner, E., Crueger, T., Esch, M., Giorgetta, M., Haak, H., Jungclaus, J., Klocke, D., Matei, D., Mikolajewicz, U., Notz, D., Pincus, R., Schmidt, H., and Tomassini, L.: Tuning the climate of a global model, 4, 1–18, <https://doi.org/10.1029/2012MS000154>, 2012.

- McPhaden, M. J., Zebiak, S. E., and Glantz, M. H.: ENSO as an Integrating Concept in Earth Science, *Science*, <https://doi.org/10.1126/science.1132588>, 2006.
- Mechoso, C. R., An, S.-I., and Valcke, S.: *Atmosphere-ocean Modeling: Coupling and Couplers*, World Scientific, 2021.
- Merryfield, W. J., Baehr, J., Batté, L., Becker, E. J., Butler, A. H., Coelho, C. A. S., Danabasoglu, G., Dirmeyer, P. A., Doblas-Reyes, F. J., Domeisen, D. I. V., Ferranti, L., Ilynia, T., Kumar, A., Müller, W. A., Rixen, M., Robertson, A. W., Smith, D. M., Takaya, Y., Tuma, M., Vitart, F., White, C. J., Alvarez, M. S., Ardilouze, C., Attard, H., Baggett, C., Balmaseda, M. A., Beraki, A. F., Bhattacharjee, P. S., Bilbao, R., Andrade, F. M. de, DeFlorio, M. J., Díaz, L. B., Ehsan, M. A., Fragkoulidis, G., Grainger, S., Green, B. W., Hell, M. C., Infanti, J. M., Isensee, K., Kataoka, T., Kirtman, B. P., Klingaman, N. P., Lee, J.-Y., Mayer, K., McKay, R., Mecking, J. V., Miller, D. E., Neddermann, N., Ng, C. H. J., Ossó, A., Pankatz, K., Peatman, S., Pegion, K., Perlwitz, J., Recalde-Coronel, G. C., Reintges, A., Renkl, C., Solaraju-Murali, B., Spring, A., Stan, C., Sun, Y. Q., Tozer, C. R., Vigaud, N., Woolnough, S., and Yeager, S.: Current and Emerging Developments in Subseasonal to Decadal Prediction, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 101, E869–E896, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0037.1>, 2020.
- Mignot, J., Hourdin, F., Deshayes, J., Boucher, O., Gastineau, G., Musat, I., Vancoppenolle, M., Servonnat, J., Caubel, A., Chéruy, F., Denvil, S., Dufresne, J. L., Ethé, C., Fairhead, L., Foujols, M. A., Grandpeix, J. Y., Levavasseur, G., Marti, O., Menary, M., Rio, C., Rousset, C., and Silvy, Y.: The Tuning Strategy of IPSL-CM6A-LR, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 13, 1–23, <https://doi.org/10.1029/2020MS002340>, 2021.
- Moulin, A. J., Moum, J. N., and Shroyer, E. L.: Evolution of turbulence in the diurnal warm layer, *J. Phys. Oceanogr.*, 48, 383–396, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0170.1>, 2018.
- Moum J.: R/V Roger Revelle CTD Data. Version 1.0. UCAR/NCAR - Earth Observing Laboratory, 2016.
- Muntjewerf, L., Sacks, W. J., Lofverstrom, M., Fyke, J., Lipscomb, W. H., Ernani da Silva, C., Vizcaino, M., Thayer-Calder, K., Lenaerts, J. T. M., and Sellevold, R.: Description and Demonstration of the Coupled Community Earth System Model v2 – Community Ice Sheet Model v2 (CESM2-CISM2), *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 13, e2020MS002356, <https://doi.org/10.1029/2020MS002356>, 2021.
- Noilhan, J. and Planton, S.: A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models, *Mon. Weather Rev.*, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2), 1989.
- Nowicki, S., Goelzer, H., Seroussi, H., Payne, A. J., Lipscomb, W. H., Abe-Ouchi, A., Agosta, C., Alexander, P., Asay-Davis, X. S., Barthel, A., Bracegirdle, T. J., Cullather, R., Felikson, D., Fettweis, X., Gregory, J. M., Hattermann, T., Jourdain, N. C., Kuipers Munneke, P., Larour, E., Little, C. M., Morlighem, M., Nias, I., Shepherd, A., Simon, E., Slater, D., Smith, R. S., Straneo, F., Trusel, L. D., van den Broeke, M. R., and van de Wal, R.: Experimental protocol for sea level projections from ISMIP6 stand-alone ice sheet models, *The Cryosphere*, 14, 2331–2368, <https://doi.org/10.5194/tc-14-2331-2020>, 2020.
- Oueslati, B. and Bellon, G.: The double ITCZ bias in CMIP5 models: interaction between SST, large-scale circulation and precipitation, *Clim. Dyn.*, 44, 585–607, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2468-6>, 2015.
- Payne, A. J., Nowicki, S., Abe-Ouchi, A., Agosta, C., Alexander, P., Albrecht, T., Asay-Davis, X., Aschwanden, A., Barthel, A., Bracegirdle, T. J., Calov, R., Chambers, C., Choi, Y., Cullather, R., Cuzzone, J., Dumas, C., Edwards, T. L., Felikson, D., Fettweis, X., Galton-Fenzi, B. K., Goelzer, H., Gladstone, R., Golledge, N. R., Gregory, J. M., Greve, R., Hattermann, T., Hoffman, M. J., Humbert, A., Huybrechts, P., Jourdain, N. C., Kleiner, T., Munneke, P. K., Larour, E., Le clec'h, S., Lee, V., Leguy, G., Lipscomb, W. H., Little, C. M., Lowry, D. P., Morlighem, M., Nias, I., Pattyn, F., Pelle, T., Price, S. F., Quiquet, A., Reese, R., Rückamp, M., Schlegel, N.-J., Seroussi, H., Shepherd, A., Simon, E., Slater, D., Smith, R. S., Straneo, F., Sun, S., Tarasov, L., Trusel, L. D., Van Breedam, J., van de Wal, R., van den Broeke, M., Winkelmann, R., Zhao, C., Zhang, T., and Zwinger, T.: Future Sea Level Change Under Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 and Phase 6 Scenarios From the Greenland and Antarctic Ice Sheets, *Geophys. Res. Lett.*, 48, e2020GL091741, <https://doi.org/10.1029/2020GL091741>, 2021.
- Pitman, A. J., De Noblet-Ducoudré, N., Cruz, F. T., Davin, E. L., Bonan, G. B., Brovkin, V., Claussen, M., Delire, C., Ganzeveld, L., Gayler, V., Van Den Hurk, B. J. J. M., Lawrence, P. J., Van Der Molen, M. K., Müller, C., Reick, C. H., Seneviratne, S. I., Strengren, B. J., and Voldoire, A.: Uncertainties in climate responses to past land cover change:

- First results from the LUCID intercomparison study, *Geophys. Res. Lett.*, 36, <https://doi.org/10.1029/2009GL039076>, 2009.
- Pitman, A. J., De Noblet-Ducoudré, N., Avila, F. B., Alexander, L. V., Boisier, J.-P., Brovkin, V., Delire, C., Cruz, F., Donat, M. G., Gayler, V., Van Den Hurk, B., Reick, C., and Voldoire, A.: Effects of land cover change on temperature and rainfall extremes in multi-model ensemble simulations, *Earth Syst. Dyn.*, 3, <https://doi.org/10.5194/esd-3-213-2012>, 2012.
- Planton, Y., Voldoire, A., Giordani, H., and Caniaux, G.: Main processes of the Atlantic cold tongue interannual variability, *Clim. Dyn.*, 50, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3701-2>, 2018.
- Planton, Y. Y., Guilyardi, E., Wittenberg, A. T., Lee, J., Gleckler, P. J., Bayr, T., McGregor, S., McPhaden, M. J., Power, S., Roehrig, R., Vialard, J., and Voldoire, A.: Evaluating Climate Models with the CLIVAR 2020 ENSO Metrics Package, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 102, E193–E217, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0337.1>, 2021.
- Praveen Kumar, B., Vialard, J., Lengaigne, M., Murty, V. S. N., and McPhaden, M. J.: TropFlux: air-sea fluxes for the global tropical oceans—description and evaluation, *Clim. Dyn.*, 38, 1521–1543, <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1115-0>, 2012.
- Puy, M., Vialard, J., Lengaigne, M., Guilyardi, E., DiNezio, P. N., Voldoire, A., Balmaseda, M., Madec, G., Menkes, C., and McPhaden, M. J.: Influence of Westerly Wind Events stochasticity on El Niño amplitude: the case of 2014 vs. 2015, *Clim. Dyn.*, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3938-9>, 2017.
- Richter, I. and Tokinaga, H.: An overview of the performance of CMIP6 models in the tropical Atlantic: mean state, variability, and remote impacts, *Clim. Dyn.*, 55, 2579–2601, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05409-w>, 2020.
- Richter, I. and Xie, S. P.: On the origin of equatorial Atlantic biases in coupled general circulation models, *Clim. Dyn.*, 31, 587–598, <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0364-z>, 2008.
- Richter, I., Behera, S. K., Masumoto, Y., Taguchi, B., Sasaki, H., and Yamagata, T.: Multiple causes of interannual sea surface temperature variability in the equatorial Atlantic Ocean, *Nat. Geosci.*, 6, 43–47, <https://doi.org/10.1038/ngeo1660>, 2013.
- Riser, S. C., Freeland, H. J., Roemmich, D., Wijffels, S., Troisi, A., Belbéoch, M., Gilbert, D., Xu, J., Pouliquen, S., Thresher, A., Le Traon, P. Y., Maze, G., Klein, B., Ravichandran, M., Grant, F., Poulain, P. M., Suga, T., Lim, B., Sterl, A., Sutton, P., Mork, K. A., Vélez-Belchí, P. J., Ansorge, I., King, B., Turton, J., Baringer, M., and Jayne, S. R.: Fifteen years of ocean observations with the global Argo array, *Nat. Clim. Change*, 6, 145–153, <https://doi.org/10.1038/nclimate2872>, 2016.
- Roehrig, R., Beau, I., Saint-Martin, D., Alias, A., Decharme, B., Guérémy, J.-F., Voldoire, A., Abdel-Lathif, A. Y., Bazile, E., Belamari, S., Blein, S., Bouniol, D., Bouteloup, Y., Cattiaux, J., Chauvin, F., Chevallier, M., Colin, J., Douville, H., Marquet, P., Michou, M., Nabat, P., Oudar, T., Peyrillé, P., Piriou, J.-M., Salas y Mélia, D., Sférian, R., and Sénési, S.: The CNRM Global Atmosphere Model ARPEGE-Climat 6.3: Description and Evaluation, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 12, e2020MS002075, <https://doi.org/10.1029/2020MS002075>, 2020.
- Saint-Martin, D., Geoffroy, O., Watson, L., Douville, H., Bellon, G., Voldoire, A., Cattiaux, J., Decharme, B., and Ribes, A.: Fast-Forward to Perturbed Equilibrium Climate, *Geophys. Res. Lett.*, 46, <https://doi.org/10.1029/2019GL083031>, 2019.
- Salas Mélia, D.: A global coupled sea ice–ocean model, *Ocean Model.*, [https://doi.org/10.1016/S1463-5003\(01\)00015-4](https://doi.org/10.1016/S1463-5003(01)00015-4), 2002.
- Sellar, A. A., Jones, C. G., Mulcahy, J. P., Tang, Y., Yool, A., Wiltshire, A., O’Connor, F. M., Stringer, M., Hill, R., Palmieri, J., Woodward, S., de Mora, L., Kuhlbrodt, T., Rumbold, S. T., Kelley, D. I., Ellis, R., Johnson, C. E., Walton, J., Abraham, N. L., Andrews, M. B., Andrews, T., Archibald, A. T., Berthou, S., Burke, E., Blockley, E., Carslaw, K., Dalvi, M., Edwards, J., Folberth, G. A., Gedney, N., Griffiths, P. T., Harper, A. B., Hendry, M. A., Hewitt, A. J., Johnson, B., Jones, A., Jones, C. D., Keeble, J., Liddicoat, S., Morgenstern, O., Parker, R. J., Predoi, V., Robertson, E., Siahann, A., Smith, R. S., Swaminathan, R., Woodhouse, M. T., Zeng, G., and Zerroukat, M.:

UKESM1: Description and Evaluation of the U.K. Earth System Model, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 11, 4513–4558, <https://doi.org/10.1029/2019MS001739>, 2019a.

Sellar, A. A., Jones, C. G., Mulcahy, J. P., Tang, Y., Yool, A., Wiltshire, A., O'Connor, F. M., Stringer, M., Hill, R., Palmieri, J., Woodward, S., de Mora, L., Kuhlbrodt, T., Rumbold, S. T., Kelley, D. I., Ellis, R., Johnson, C. E., Walton, J., Abraham, N. L., Andrews, M. B., Andrews, T., Archibald, A. T., Berthou, S., Burke, E., Blockley, E., Carslaw, K., Dalvi, M., Edwards, J., Folberth, G. A., Gedney, N., Griffiths, P. T., Harper, A. B., Hendry, M. A., Hewitt, A. J., Johnson, B., Jones, A., Jones, C. D., Keeble, J., Liddicoat, S., Morgenstern, O., Parker, R. J., Predoi, V., Robertson, E., Siahann, A., Smith, R. S., Swaminathan, R., Woodhouse, M. T., Zeng, G., and Zerroukat, M.: UKESM1: Description and Evaluation of the U.K. Earth System Model, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 11, 4513–4558, <https://doi.org/10.1029/2019MS001739>, 2019b.

Sellar, A. A., Walton, J., Jones, C. G., Wood, R., Abraham, N. L., Andrejczuk, M., Andrews, M. B., Andrews, T., Archibald, A. T., de Mora, L., Dyson, H., Elkington, M., Ellis, R., Florek, P., Good, P., Gohar, L., Haddad, S., Hardiman, S. C., Hogan, E., Iwi, A., Jones, C. D., Johnson, B., Kelley, D. I., Kettleborough, J., Knight, J. R., Köhler, M. O., Kuhlbrodt, T., Liddicoat, S., Linova-Pavlova, I., Mizielinski, M. S., Morgenstern, O., Mulcahy, J., Neininger, E., O'Connor, F. M., Petrie, R., Ridley, J., Rioual, J. C., Roberts, M., Robertson, E., Rumbold, S., Seddon, J., Shepherd, H., Shim, S., Stephens, A., Teixeira, J. C., Tang, Y., Williams, J., Wiltshire, A., and Griffiths, P. T.: Implementation of U.K. Earth System Models for CMIP6, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2019MS001946>, 2020.

Sellers, W. D.: A Global Climatic Model Based on the Energy Balance of the Earth-Atmosphere System, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 8, 392–400, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1969\)008<0392:AGCMBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1969)008<0392:AGCMBO>2.0.CO;2), 1969.

Shonk, J. K. P., Guilyardi, E., Toniazzo, T., Woolnough, S. J., and Stockdale, T.: Identifying causes of Western Pacific ITCZ drift in ECMWF System 4 hindcasts, *Clim. Dyn.*, 50, 939–954, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3650-9>, 2018.

Silvy, Y.: Emergence des changements de température et de salinité dans l'océan intérieur en réponse au changement climatique : échelles de temps et mécanismes, Sorbonne Université, 245 pp., 2022.

Smagorinsky, J., Manabe, S., and Holloway, J. L.: NUMERICAL RESULTS FROM A NINE-LEVEL GENERAL CIRCULATION MODEL OF THE ATMOSPHERE, *Mon. Weather Rev.*, 93, 727–768, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1965\)093<0727:NRFANL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1965)093<0727:NRFANL>2.3.CO;2), 1965.

Small, R. J., Curchitser, E., Hedstrom, K., Kauffman, B., and Large, W. G.: The Benguela Upwelling System: Quantifying the Sensitivity to Resolution and Coastal Wind Representation in a Global Climate Model\*, *J. Clim.*, 28, 9409–9432, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0192.1>, 2015.

Smith, R. S., Mathiot, P., Siahann, A., Lee, V., Cornford, S. L., Gregory, J. M., Payne, A. J., Jenkins, A., Holland, P. R., Ridley, J. K., and Jones, C. G.: Coupling the U.K. Earth System Model to Dynamic Models of the Greenland and Antarctic Ice Sheets, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 13, e2021MS002520, <https://doi.org/10.1029/2021MS002520>, 2021.

Steffen, W., Richardson, K., Rockström, J., Schellnhuber, H. J., Dube, O. P., Dutreuil, S., Lenton, T. M., and Lubchenco, J.: The emergence and evolution of Earth System Science, *Nat. Rev. Earth Environ.*, 1, 54–63, <https://doi.org/10.1038/s43017-019-0005-6>, 2020.

Stevens, B., Satoh, M., Auger, L., Biercamp, J., Bretherton, C. S., Chen, X., Düben, P., Judt, F., Khairoutdinov, M., Klocke, D., Kodama, C., Kornbluh, L., Lin, S.-J., Neumann, P., Putman, W. M., Röber, N., Shibuya, R., Vanniere, B., Vidale, P. L., Wedi, N., and Zhou, L.: DYAMOND: the DYNAMICS of the Atmospheric general circulation Modeled On Non-hydrostatic Domains, *Prog. Earth Planet. Sci.*, 6, 61, <https://doi.org/10.1186/s40645-019-0304-z>, 2019.

de Szoeko, S. P., Fairall, C. W., Wolfe, D. E., Bariteau, L., and Zuidema, P.: Surface flux observations on the southeastern tropical pacific ocean and attribution of sst errors in coupled ocean-atmosphere models, *J. Clim.*, 23, 4152–4174, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3411.1>, 2010.

- Terray, L., Thual, O., Belamari, S., Déqué, M., Dandin, P., Delecluse, P., and Levy, C.: Climatology and interannual variability simulated by the ARPEGE-OPA coupled model, *Clim. Dyn.*, 11, 487–505, <https://doi.org/10.1007/BF00207197>, 1995.
- Tian, B. and Dong, X.: The Double-ITCZ Bias in CMIP3, CMIP5, and CMIP6 Models Based on Annual Mean Precipitation, *Geophys. Res. Lett.*, 47, <https://doi.org/10.1029/2020GL087232>, 2020.
- Toniazzo, T. and Woolnough, S.: Development of warm SST errors in the southern tropical Atlantic in CMIP5 decadal hindcasts, *Clim. Dyn.*, 43, 2889–2913, <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1691-2>, 2013.
- Torres, O., Braconnot, P., Marti, O., and Gentil, L.: Impact of air-sea drag coefficient for latent heat flux on large scale climate in coupled and atmosphere stand-alone simulations, *Clim. Dyn.*, 0, 1–20, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4236-x>, 2018.
- Vergnes, J. P., Decharme, B., and Habets, F.: Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the ISBA land surface model, *J. Geophys. Res.*, <https://doi.org/10.1002/2014JD021573>, 2014.
- Voldoire, A.: Quantifying the impact of future land-use changes against increases in GHG concentrations, *Geophys. Res. Lett.*, 33, <https://doi.org/10.1029/2005GL024354>, 2006.
- Voldoire, A.: River to ocean models interpolation, CNRM, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, <https://hal-meteofrance.archives-ouvertes.fr/meteo-02986574>, 2020.
- Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevallier, M., Déqué, M., Deshayes, J., Douville, H., Fernandez, E., Madec, G., Maisonnave, E., Moine, M.-P., Planton, S., Saint-Martin, D., Szopa, S., Tyteca, S., Alkama, R., Belamari, S., Braun, A., Coquart, L., and Chauvin, F.: The CNRM-CM5.1 global climate model: Description and basic evaluation, *Clim. Dyn.*, 40, <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y>, 2013.
- Voldoire, A., Claudon, M., Caniaux, G., Giordani, H., and Roehrig, R.: Are atmospheric biases responsible for the tropical Atlantic SST biases in the CNRM-CM5 coupled model?, *Clim. Dyn.*, 43, 2963–2984, <https://doi.org/10.1007/s00382-013-2036-x>, 2014.
- Voldoire, A., Decharme, B., Pianezze, J., Lebeau-pin Brossier, C., Sevault, F., Seyfried, L., Garnier, V., Bielli, S., Valcke, S., Alias, A., Accensi, M., Arduin, F., Bouin, M.-N., Ducrocq, V., Faroux, S., Giordani, H., Léger, F., Marsaleix, P., Rainaud, R., Redelsperger, J.-L., Richard, E., and Riette, S.: SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales, *Geosci. Model Dev.*, 10, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4207-2017>, 2017.
- Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Guérémy, J.-F., Michou, M., Moine, M.-P., Nabat, P., Roehrig, R., Mélia, D. S. y, Sférian, R., Valcke, S., Beau, I., Belamari, S., Berthet, S., Cassou, C., Cattiaux, J., Deshayes, J., Douville, H., Ethé, C., Franchistéguy, L., Geoffroy, O., Lévy, C., Madec, G., Meurdesoif, Y., Msadek, R., Ribes, A., Sanchez-Gomez, E., Terray, L., and Waldman, R.: Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM-CM6-1, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 11, 2177–2213, 2019a.
- Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Guérémy, J. F., Michou, M., Moine, M. P., Nabat, P., Roehrig, R., Salas y Mélia, D., Sférian, R., Valcke, S., Beau, I., Belamari, S., Berthet, S., Cassou, C., Cattiaux, J., Deshayes, J., Douville, H., Ethé, C., Franchistéguy, L., Geoffroy, O., Lévy, C., Madec, G., Meurdesoif, Y., Msadek, R., Ribes, A., Sanchez-Gomez, E., Terray, L., and Waldman, R.: Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM-CM6-1, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 11, 2177–2213, <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>, 2019b.
- Voldoire, A., Roehrig, R., Giordani, H., Waldman, R., Zhang, Y., Xie, S., and Bouin, M.-N.: Assessment of the sea surface temperature diurnal cycle in CNRM-CM6-1 based on its 1D coupled configuration, *Geosci. Model Dev.*, 15, 3347–3370, <https://doi.org/10.5194/gmd-15-3347-2022>, 2022.

- de Vries, B., Bollen, J., Bouwman, L., den ELZEN, M., Janssen, M., and Kreileman, E.: Greenhouse Gas Emissions in an Equity-, Environment- and Service-Oriented World: An IMAGE-Based Scenario for the 21st Century, *Technol. Forecast. Soc. Change*, 63, 137–174, [https://doi.org/10.1016/S0040-1625\(99\)00109-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1625(99)00109-2), 2000.
- Wade, M., Caniaux, G., and Du Penhoat, Y.: Variability of the mixed layer heat budget in the eastern equatorial Atlantic during 2005-2007 as inferred using Argo floats, *J. Geophys. Res. Oceans*, 116, 1–17, <https://doi.org/10.1029/2010JC006683>, 2011.
- Wahl, S., Latif, M., Park, W., and Keenlyside, N.: On the Tropical Atlantic SST warm bias in the Kiel Climate Model, *Clim. Dyn.*, 36, 891–906, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0690-9>, 2011.
- Williamson, D. B., Blaker, A. T., and Sinha, B.: Tuning without over-tuning: Parametric uncertainty quantification for the NEMO ocean model, *Geosci. Model Dev.*, 10, 1789–1816, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-1789-2017>, 2017a.
- Williamson, D. B., Blaker, A. T., and Sinha, B.: Tuning without over-tuning: Parametric uncertainty quantification for the NEMO ocean model, *Geosci. Model Dev.*, 10, 1789–1816, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-1789-2017>, 2017b.
- Yu, L. and Weller, R. A.: Objectively Analyzed Air–Sea Heat Fluxes for the Global Ice-Free Oceans (1981–2005), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 88, 527–539, 2007.
- Zhao, M., Golaz, J. C., Held, I. M., Ramaswamy, V., Lin, S. J., Ming, Y., Ginoux, P., Wyman, B., Donner, L. J., Paynter, D., and Guo, H.: Uncertainty in model climate sensitivity traced to representations of cumulus precipitation microphysics, *J. Clim.*, 29, 543–560, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0191.1>, 2016a.
- Zhao, M., Golaz, J. C., Held, I. M., Ramaswamy, V., Lin, S. J., Ming, Y., Ginoux, P., Wyman, B., Donner, L. J., Paynter, D., and Guo, H.: Uncertainty in model climate sensitivity traced to representations of cumulus precipitation microphysics, *J. Clim.*, 29, 543–560, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0191.1>, 2016b.
- Zheng, Y., Shinoda, T., Lin, J. L., and Kiladis, G. N.: Sea surface temperature biases under the stratus cloud deck in the southeast Pacific ocean in 19 IPCC AR4 coupled general circulation models, *J. Clim.*, <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4172.1>, 2011.
- Zuidema, P., Chang, P., Medeiros, B., Kirtman, B. P., Mechoso, R., Schneider, E. K., Toniazzo, T., Richter, I., Small, R. J., Bellomo, K., Brandt, P., De Szoeke, S., Farrar, J. T., Jung, E., Kato, S., Li, M., Patricola, C., Wang, Z., Wood, R., and Xu, Z.: Challenges and prospects for reducing coupled climate model sst biases in the eastern tropical atlantic and pacific oceans: The U.S. Clivar eastern tropical oceans synthesis working group, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 97, 2305–2327, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00274.1>, 2016.



## 7. Glossaire

### 7.1. Général

CMIP : Coupled Model Intercomparison Project

ENSO : El Niño Southern Oscillation / Oscillation australe El Niño

ITCZ : Intertropical Convergence Zone / Zone de convergence inter-tropicale

Transpose-AMIP : protocole de simulation en atmosphère seule (non-couplé) initialisée à partir de réanalyses

Transpose-CMIP : protocole de simulations couplées océan-atmosphère initialisées à partir de réanalyses

### 7.2. Modèles

ALADIN : Modèle atmosphérique à aire-limitée, dérivé du modèle global ARPEGE, utilisé pour la prévision du temps et à échelle climatique

AROME : Modèle atmosphérique à méso-échelle et à aire-limitée, utilisé pour la prévision du temps et à échelle climatique

ARPEGE : Modèle atmosphérique à échelle globale, utilisé pour la prévision du temps et à échelle climatique

CTrip : Modèle de routage de fleuves

GELATO : Modèle de banquise utilisé dans CNRM-CM

IMAGE : Modèle d'impact intégré développé au PBL Netherlands Environment Assessment Agency (Pays Bas).

ISBA : Modèle de surfaces continentales intégré dans SURFEX

Meso-NH : Modèle atmosphérique utilisé en mode recherche à fine échelle

NEMO : Modèle d'océan utilisé dans CNRM-CM

SURFEX : Plateforme de modélisation de surface (continents, océan, banquise)