THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

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

Présentée et soutenue le *17/11/2020* **par :**

Victor ROUSSEAU

Étude des interactions océan-atmosphère sur le Gulf Stream : apport de la haute résolution sur la représentation des mécanismes physiques et des impacts climatiques

JURY

Serge CHAUZY	LA, Toulouse	Président
Riwal PLOUGONVEN	LMD, Palaiseau	Rapporteur
Fabio D'ANDREA	LMD, Paris	Rapporteur
Florian SEVELLEC	LOPS, Plouzané	Rapporteur
Benoît VANNIERE	NCAS, Reading	Examinateur
Hervé GIORDANI	CNRM, Toulouse	Examinateur
Emilia SANCHEZ-GOMEZ	CERFACS, Toulouse	Directrice de thèse
Rym MSADEK	CERFACS, Toulouse	Co-directrice de thèse

École doctorale et spécialité :
SDU2E : Océan, Atmosphère, Climat
Unité de Recherche :
Climat, Environnement, Couplages et Incertitudes (CECI) au CERFACS (UMR 5318)
Directeur(s) de Thèse :
Emilia SANCHEZ-GOMEZ et *Rym MSADEK*
Rapporteurs :
Riwal PLOUGONVEN, *Fabio D'ANDREA* et *Florian SEVELLEC*

À Florian

« Deux choses sont infinies : l'Univers et la bêtise humaine. Mais en ce qui concerne l'Univers, je n'en ai pas encore acquis la certitude absolue. »

Albert Einstein

Remerciements

On nous dit souvent que la thèse reste un travail solitaire. Mais une fois qu'on l'a vécu de bout en bout, on sait pertinemment qu'elle n'aurait jamais été possible sans l'aide précieuse de nombreuses personnes. Il me paraît opportun de comparer un travail de thèse portant sur le courant océanique du Gulf Stream à une Odyssée, un voyage rempli d'imprévus à tous les niveaux pouvant transformer de manière radicale les acteurs de cette épopée.

En premier lieu, je souhaite remercier mes directrices de thèse, Emilia et Rym, pour leur engouement et ce même quand j'étais au milieu d'un océan infini de thématiques à aborder et qui auraient pu causer mon naufrage. En agissant comme un phare, elles m'ont guidé pour me ramener à bon port du premier au dernier jour de ma thèse. Merci également pour votre justesse et vos qualités de meneuses d'embarcation qui font de vous des expertes navigatrices pour appréhender les aléas climatiques. Et surtout, merci pour tous ces échanges vivants et constructifs, dans les bons comme dans les mauvais moments.

En second lieu, je veux remercier les rapporteurs et examinateurs de ma thèse, auxquels j'ai conté l'histoire de ce périple une fois arrivé, et qui l'ont approuvé, forts de leur riche expérience de marins : Florian Sévellec, Riwal Plougonven, Fabio D'Andrea, Benoît Vannière, Hervé Giordani et Serge Chauzy. Merci également à Arnaud Czaja pour ses commentaires avisés et précieux lors des comités de thèse. De même, je n'oublie pas de remercier chaleureusement Justin Small pour cette étape calypséenne au Colorado et son aide précieuse en plein milieu des tourments de cette Odyssée.

J'aimerais exprimer ma gratitude envers les autres marins que j'ai pu rencontrer lors de mon Odyssée et qui m'ont constamment réapprovisionné en bonne humeur : Philippe, Emanuele, Eric, Sophie R., Sophie V., Mélanie, Benjamin et Nathalie. Merci également à Julien, Laurent, Marie-Pierre, Laure, Christian et Christophe pour nos échanges qui ont directement contribué à améliorer mon travail de thèse. Merci à l'intégralité du groupe CSG pour votre réactivité lorsque je m'arrachais les cheveux pour faire tourner les codes à l'image d'un navire tournant en rond. Grâce à vous, j'ai pu passer de Nemo en Scylla et la vie n'en fut que plus simple.

Merci aux compagnons d'embarcation, à savoir les autres doctorants que j'ai pu croiser en GLOBC, pour des pauses-café plus que nécessaires : Siham, Victoria, Aurélien L., Bastien, Saloua, Frédéric, Saïd et Rémy. Bon courage pour la suite... Un salut particulier à l'équipe de l'EAC, et aux autres doctorants du CERFACS, trop nombreux pour que je les cite tous. Un merci tout spécial à Svenya, compagnone de rame pendant trois années. Nos échanges quotidiens vont me manquer ! Merci aux autres compagnons

de rame, toujours présents, même quand le chant des sirènes m'appelait pour rejoindre les tréfonds océaniques : Aurélien C., Willca, Thomas et Guillaume. Merci également à Fred, CSG dans l'âme, mais frère de rame dans le coeur.

Et enfin, les alizés, ces vents familiers, qui indirectement, sans le savoir, ont grandement contribué à faire avancer l'embarcation : mes amis d'enfance, Nathan, Joram, Thomas, les Clem', mes amis d'école d'ingénieur, à savoir les collocs de toujours, Eden, Gaëtan, Laurent et Boris mais également Simon, Morgane, Charlotte, Florent, William, Quentin, Alexandre, Baptiste, Antoine et les autres qui si je devais tous les citer, prendraient 2 pages de plus. Merci également à Christelle de m'avoir accompagné et supporté jusqu'à la fin de ma thèse.

Pour finir, l'Odyssée originelle donne la chance à Ulysse de retrouver sa famille à la fin de ce long périple. Pour ma part, j'ai eu la chance d'avoir la mienne tout le long de ma thèse. Merci à mes oncles, tantes et cousins. Je remercie plus particulièrement mes parents pour leur soutien sans limite. Pour preuve, à l'instant où je rédige ces remerciements, ils m'aident encore à corriger les erreurs inhérentes à la rédaction d'un long manuscrit. C'est grâce à eux que j'ai pu prendre la mer en toute sérénité et ne reculer devant aucune difficulté. Enfin, merci à mon frère, pour tout simplement être un modèle qui vaille le coup d'être suivi.

Table des matières

Résumé **vii**

Abstract **ix**

Introduction **1**

1 Les interactions océan-atmosphère aux moyennes latitudes **5**
1.1 La région du Gulf Stream 5
1.2 Rôle des SSTs pour la variabilité climatique en Atlantique Nord 10
1.2.1 De l'échelle synoptique à intra-saisonnière 10
1.2.2 De l'échelle saisonnière à inter-annuelle 11
1.2.3 De l'échelle décennale à multi-décennale 13
1.3 Influence des fronts de SST sur la MABL 14
1.3.1 Mécanismes associés 14
1.3.2 Importance relative des mécanismes et rôle des évènements synoptiques atmosphériques pour la convergence du vent de surface 21
1.4 Influence des fronts de SST sur la troposphère libre 25
1.4.1 Réponse locale sur la troposphère 25
1.4.2 Influence des fronts de SST sur la circulation atmosphérique en Atlantique Nord 27
1.4.3 Influence des fronts de SST sur le climat en Europe 32
1.5 Résumé et problématique 33

2 Présentation des outils et méthodes utilisés pour l'étude des interactions océan-atmosphère **35**
2.1 Données numériques utilisées 35
2.1.1 Les simulations atmosphériques forcées 35
2.1.2 Les observations satellites et les réanalyses 39
2.2 Caractérisation des interactions océan-atmosphère de petite échelle dans les simulations et les réanalyses 43
2.2.1 Méthodes utilisées pour isoler la petite échelle océanique et atmosphérique 43
2.2.2 L'échelle mensuelle 52
2.2.3 L'échelle journalière 61
2.3 Caractérisation des routes dépressionnaires 67

2.3.1 Caractérisation des vents au sein du GS 67
2.3.2 Méthodes eulériennes pour caractériser les routes dépressionnaires 68
2.3.3 Mécanismes associés aux routes dépressionnaires 71
2.4 Résumé 74

3 Importance des extrêmes pour les interactions océan-atmosphère aux moyennes latitudes 75
3.1 Article : "Mechanisms shaping wind convergence under extreme synoptic situations over the Gulf Stream region" 75
3.1.1 Résumé en Français 75
3.1.2 Résumé en Anglais 76
3.2 Introduction 76
3.3 Data & Methods 79
3.3.1 Numerical experiments and reference datasets 79
3.3.2 Methodology for wintertime classification of synoptic situations 80
3.4 Role of extreme THF conditions in shaping surface wind divergence over the GS 82
3.4.1 Simulated and observed distribution of the THF over the GS . . 82
3.4.2 Characterization of synoptic atmospheric patterns over the GS . 84
3.4.3 Models evaluation 88
3.4.4 Deciles contribution to the time-mean divergence 91
3.5 Importance of the VMM and PAM mechanisms for the time mean and the deciles 94
3.5.1 Role of the VMM 94
3.5.2 Role of the PAM 97
3.5.3 Contribution of the VMM and PAM for each decile 100
3.6 Summary and Conclusion 103

4 Réponse de l'atmosphère aux fronts de SST 107
4.1 Introduction 107
4.2 Validation des expériences de sensibilité 108
4.2.1 Description du protocole expérimental 108
4.2.2 Comparaison entre les simulations AMIP forcées par GLORYS12 et HadISST 110
4.3 Réponse locale de l'atmosphère au lissage des fronts de SST 116
4.3.1 Les flux océan-atmosphère 116
4.3.2 Influence sur la MABL 119
4.3.3 Les mécanismes VMM et PAM 121
4.3.4 Impact sur la baroclinicité et les routes dépressionnaires 124
4.4 Réponse non locale de l'atmosphère aux fronts de SST 131
4.4.1 Le courant jet 131
4.4.2 Influence sur les régimes de temps en Atlantique Nord 134
4.5 Influence des fronts de SST sur le climat en Europe 138
4.5.1 Réponse de la précipitation et de la température de l'air à 2 m . 138
4.5.2 Influence sur les extrêmes 140

4.6 Synthèse et Discussion 143

Conclusions et Perspectives **147**

Liste des acronymes **153**

Résumé

Le but de cette thèse est de comprendre le rôle des fronts de température de surface de l'océan (SST) dans les interactions océan-atmosphère sur la région du Gulf Stream (GS). Nous étudions la réponse de l'atmosphère aux fronts de SST localement, au sein de la couche limite atmosphérique marine (MABL), mais également dans la troposphère libre. Par ailleurs, nous quantifions l'impact des fronts de SST sur la circulation atmosphérique en Atlantique Nord et en Europe. Nous nous focalisons sur la saison d'hiver (Décembre-Janvier-Février), les contrastes de température entre l'océan et l'atmosphère étant les plus marqués durant cette saison, ce qui induit de forts échanges en termes de flux de chaleur turbulents. Dans cette optique, nous réalisons et analysons des expériences numériques basées sur le modèle atmosphérique global ARPEGEv6, forcé en surface par des données de SSTs observées à haute résolution (1/4°).

Dans la première partie de cette thèse, nous étudions les deux mécanismes principaux proposés dans la littérature pour expliquer la réponse de l'atmosphère aux fronts de SST dans la région du Gulf Stream. Ces mécanismes sont ceux du mélange vertical et de l'ajustement de pression. Dans cette étude, nous utilisons deux ensembles de simulations réalisées avec deux configurations du modèle d'atmosphère ARPEGEv6 : une configuration basse résolution (140 km) et une configuration haute résolution (50 km). Nous étudions spécifiquement la réponse de la divergence du vent en surface, un prédicteur important de l'influence des fronts de SST sur la MABL. Là où les études antérieures utilisaient majoritairement des moyennes mensuelles pour étudier la réponse de la divergence du vent aux fronts de SST, nos résultats montrent le rôle clé des perturbations synoptiques atmosphériques pour moduler la contribution relative de chacun de ces deux mécanismes de la MABL, et pour générer de la divergence du vent de surface en hiver. Nous montrons plus particulièrement qu'une grande partie de la divergence du vent simulée en moyenne sur l'hiver est due aux épisodes cycloniques qui ont lieu au cours de situations extrêmes au-dessus de la région du GS. La comparaison des résultats entre la version haute et la version basse résolution du modèle atmosphérique, montre que l'impact de l'augmentation de la résolution du modèle est faible comparée à la variabilité interne climatique et aux incertitudes observationnelles.

Afin de mieux isoler l'influence des fronts de SST sur l'atmosphère, nous avons réalisé des expériences idéalisées dans lesquelles les SSTs de la région du GS sont spatialement

filtrées. Cette expérience « lissée » ("smooth") est comparée à une expérience de contrôle dans laquelle le même modèle d'atmosphère est forcé à l'échelle globale par des SSTs à très haute résolution (1/12°). La comparaison entre ces deux expériences montre que la variabilité liée à la zone de fronts de SST influence localement les mécanismes de la MABL, mais également la troposphère libre dans son ensemble. En particulier, la bande de précipitations sur le GS est atténuée dans l'expérience smooth. Un gradient de SST mieux résolu dans la région du GS affecte également les routes dépressionnaires et les transports de chaleur et d'humidité par les tourbillons atmosphériques. En particulier, on montre que les fronts de SST provoquent un décalage vers le nord des transports de chaleur et d'humidité par les tourbillons atmosphériques. Ceci est en accord avec un élargissement du courant jet. La réponse du jet la plus intense est située sur l'Atlantique Nord, mais est également visible sur le bassin Pacifique. On montre ensuite qu'en accord avec la réponse du courant jet, les régimes de temps en Atlantique Nord sont également influencés par la présence des fronts de SST. Par conséquent, la réponse de la circulation atmosphérique de grande échelle induit des changements de températures et de précipitations sur l'Europe, suggérant une influence non négligeable des fronts de SST liés au GS sur les régions plus en aval.

Abstract

This thesis aims at understanding the role of sea surface temperature (SST) fronts on air-sea interactions in the Gulf Stream region. We study the local response of the atmosphere to the SST mesoscale variability, not only within the marine atmospheric boundary layer (MABL), but also in the free troposphere. We also evaluate the impact of SST fronts beyond the Gulf Stream region, in particular on the North Atlantic atmospheric circulation and climate over Europe. We focus on the winter season (December-January-February), when air-sea contrasts and hence air-sea exchanges are the strongest. On this purpose, we perform and analyze numerical experiments, using the global atmospheric model ARPEGEv6 forced by observed daily SSTs at high resolution (1/4°).

In the first part of this thesis we investigate two major MABL mechanisms responsible for the atmospheric response to the SST fronts over the Gulf Stream region. These mechanisms are the vertical mixing and the pressure adjustment mechanisms. Two sets of atmospheric simulations performed with two ARPEGEv6 configurations are considered : a low-resolution version (140 km) and a high resolution version (50 km). We analyze the response of the divergence of the near surface wind, because this is one of the main imprint of the MABL response to the SST front. While in most of previous studies monthly averages were used to study the response of the wind divergence to the SST fronts, our results highlight the key role of synoptic atmospheric perturbations on modulating the contribution of these two MABL mechanisms and hence on shaping the time-mean divergence of near surface wind. We show in particular that most of the winter-mean wind divergence simulated above the Gulf Stream region can be explained by the cyclonic anomalous circulation that occurs during extreme conditions of heat flux exchanges. The comparison of the results obtained with the high and low resolution versions of the atmospheric model shows that the impact of model resolution is small compared to internal climate variability and observational uncertainties in the Gulf Stream region.

In order to better isolate the influence of the SST fronts on the atmosphere, we then performed idealized numerical experiments in which the SSTs are spatially filtered only over the Gulf Stream region. This “smooth” experiment is compared with a control experiment in which the atmospheric model is globally forced by very high resolution observed SSTs (1/12°). The comparison between these two experiments shows that SST fronts variability locally influence not only the MABL mechanisms, but also the free

troposphere. In particular, the precipitation band over the Gulf Stream is decreased in the smooth experiment. A better resolved SST gradient in the Gulf Stream also yields changes in the storm-tracks and in the associated heat and humidity eddy transports. In particular, we find that the Gulf Stream SST front induces a northward shift of the eddy heat and humidity transports. This shift is consistent with a poleward shift of the jet stream. The jet response is maximum over the North Atlantic, but it is also noticeable over the Pacific basin. We show that together with the jet stream changes, weather regimes in the North Atlantic are also influenced by the SST fronts. As a result, the response of the large scale atmospheric circulation yields changes in temperature and precipitation over Europe, suggesting a non negligible influence of the Gulf Stream SST fronts downstream.

Introduction

Les courants de bord-ouest océaniques, à savoir le Gulf Stream et le courant du Kuroshio dans l'hémisphère nord, le Courant du Brésil, le Courant des Aiguilles et le Courant Est-Australien dans l'hémisphère sud, constituent la partie ouest des cinq gyres océaniques. Ces cinq courants contribuent au transport des eaux chaudes et salées des tropiques vers les plus hautes latitudes. Ils jouent ainsi un rôle important pour le bilan énergétique global de la Terre et ont une influence primordiale sur le climat. Aux moyennes latitudes, ils rentrent en interaction avec des courants marins en provenance des régions polaires. Cette mise en interaction induit des fronts de température de surface de la mer (Sea Surface Temperature ou SST) caractérisés par une importante activité tourbillonnaire et de forts gradients horizontaux de température (jusqu'à 9°C pour 100 km), au sein desquels de larges échanges de flux de chaleur et de quantité de mouvement ont lieu entre l'océan et l'atmosphère. Les fronts de SST constituent en outre une source de forte baroclinicité dans les basses couches de l'atmosphère qui en font un lieu privilégié pour la genèse et le développement de dépressions météorologiques (Hoskins and Valdes, 1989; Chang et al., 2002). Ces dépressions prennent naissance dans les régions frontales de SSTs et sont ensuite entrainées par la circulation atmosphérique de grande échelle et notamment par le courant jet des moyennes latitudes. Les passages préférentiels de ces dépressions sont connus sous le nom de « routes dépressionnaires ». La position et l'intensité des routes dépressionnaires ont une influence importante sur les vents, la température et les précipitations des régions adjacentes, et donc sur le climat de vastes régions du globe. Ces phénomènes ont été largement décrits dans la littérature à partir d'observations et de modèles numériques (Trenberth and Shea, 2005; Raible et al., 2007; Pfahl and Wernli, 2012; Lehmann and Coumou, 2015), mais le rôle spécifique des courants de bord-ouest sur la position et l'intensité des trajectoires dépressionnaires reste mal connu.

Dans les années 2000, l'apparition d'observations satellitaires à haute résolution a permis la découverte de mécanismes importants pour des processus clés de ces régions de fronts de SST, en particulier dans le Gulf Stream. En effet, l'analyse des vents de surface et des SSTs a mis en évidence l'existence d'un couplage de fine échelle entre l'atmosphère et l'océan sur la région de front (Chelton et al., 2004). A partir des mêmes données satellitaires, Minobe et al. (2008) ont montré que la présence du front de SST pouvait influer sur la stabilité en basse couche de l'atmosphère par des processus d'évaporation. La vapeur d'eau dégagée est alors mélangée au sein de la couche limite atmosphérique marine (Marine Atmospheric Boundary Layer ou MABL) et est transportée plus haut, dans la troposphère (jusqu'à 12 km). Une fois qu'elle se condense, elle peut modifier

localement les précipitations. L'énergie dégagée par cette condensation peut alors influer sur la circulation atmosphérique et les régions adjacentes comme l'Europe. Ces études ont permis de montrer que les fronts de SST pouvaient avoir une influence au-delà de la couche limite atmosphérique, mais l'impact sur la circulation atmosphérique de grande échelle et en particulier sur l'Europe reste incertain.

L'étendue de cet impact et les mécanismes associés restent difficiles à caractériser pour tous les courants de bord-ouest océaniques. D'une part, les observations demeurent limitées dans le temps et l'espace, et l'incertitude observationnelle, jusque-là peu étudiée, est importante, d'autre part, l'utilisation de modèle du climat à résolution standard (typiquement de l'ordre de 100-200 km dans l'atmosphère, 100 km dans l'océan), n'ont jusque-là pas permis de prendre en compte les processus de fine échelle tels que les liens entre la circulation de grande échelle et les fronts de SST. Récemment, le développement de nouveaux supercalculateurs et de systèmes de stockage avancés a rendu possible l'émergence de données de réanalyses de SST suffisamment précises pour représenter les processus de petite échelle des régions frontales de SST. Les données de SST de ces réanalyses peuvent en outre être utilisées comme condition limite de surface pour des modèles d'atmosphère dont la résolution horizontale permet de prendre en compte les processus de fine échelle liés aux fronts de SST.

L'utilisation de tels modèles a montré des résultats encourageants sur l'importance des gradients de SST pour les interactions océan-atmosphère et leur impact sur les régions au-delà de la couche limite atmosphérique (Woollings et al., 2010b; Brachet et al., 2012; Small et al., 2014; O'Reilly et al., 2016; Parfitt et al., 2016; Piazza et al., 2016; O'Reilly et al., 2017).

Certaines études ont également soulevé l'importance des évènements extrêmes associés aux routes dépressionnaires, pour leur rôle dans l'influence des régions frontales de SST sur la couche limite atmosphérique d'une part (O'Neill et al., 2017) et sur toute la troposphère d'autre part (Parfitt et al., 2016; Vannière et al., 2017). Néanmoins, les conséquences sur la circulation atmosphérique de grande échelle et les impacts climatiques sur les régions éloignées restent toujours à démontrer.

La région d'intérêt de cette thèse est la région du Gulf Stream. L'un des objectifs de celle-ci est de comprendre le rôle des structures de petite échelle liées à cette région de fronts de SST pour les interactions océan-atmosphère au niveau de la couche limite atmosphérique, avec notamment l'identification du rôle des extrêmes pour ces interactions. Les autres objectifs sont d'étudier l'impact des fronts de SST sur le climat local (i.e. sur la région de fronts de SST) et éloigné (i.e. sur l'Atlantique Nord en général et sur l'Europe).

L'outil utilisé dans cette thèse pour répondre à cette question est un modèle atmosphérique global avec deux résolutions différentes : une configuration standard à basse résolution ($\sim$ 140 km) et une configuration haute résolution ($\sim$ 50 km). Les interactions océan-atmosphère sont étudiées dans les deux simulations et évaluées en comparant à une réanalyse et à des observations. La comparaison des résultats issus des deux configurations du modèle a pour but de déterminer l'apport potentiel de la haute résolution atmosphérique dans la représentation des interactions océan-atmosphère au-dessus du Gulf Stream. Nous examinons pour cela les mécanismes recensés dans la

littérature et nous étudions le rôle des perturbations synoptiques pour ces mécanismes. Enfin, pour mettre en évidence l'influence des fronts de SST sur les régions éloignées, des expériences de sensibilité se basant sur la configuration haute résolution du modèle atmosphérique sont réalisées et analysées.

Le premier chapitre apporte une introduction détaillée de la thèse. L'état de l'art sur les interactions océan-atmosphère de la région du Gulf Stream et l'influence de la zone de front de SST sur les mécanismes associés y sont abordés. Ce chapitre décrit également la variabilité atmosphérique de l'Atlantique Nord et le rôle de la zone de front du Gulf Stream dans cette variabilité.

Dans le deuxième chapitre, nous définissons les différents outils (modèles numériques) et méthodes (filtres et opérateurs pour isoler la petite échelle océanique et atmosphérique) utilisés pour l'étude des interactions océan-atmosphère dans la région du Gulf Stream, ainsi que les observations et réanalyses utilisées pour l'évaluation des modèles.

L'importance des perturbations synoptiques dans les interactions océan-atmosphère aux moyennes latitudes est étudiée dans le troisième chapitre. Nous présentons sous la forme d'un article une étude sur les interactions océan-atmosphère dans des configurations atmosphériques extrêmes que nous aurons préalablement définies. Nous y mettons en avant l'influence de ces extrêmes sur les mécanismes connus dans la MABL.

Dans le quatrième chapitre, nous présentons les résultats des expériences de sensibilité atmosphérique à la résolution spatiale des fronts de SST dans la région du Gulf Stream. Une étape de validation de ces expériences est d'abord effectuée. L'étude de ces expériences de sensibilité permet de caractériser la réponse atmosphérique à la zone de fronts de SST de la région du Gulf Stream puis la réponse non locale de l'atmosphère en Atlantique Nord et sur l'Europe.

Pour conclure, nous dressons le bilan des principaux résultats présentés dans les différents chapitres de la thèse. Les perspectives sont données, ainsi que les limitations de notre étude que nous aurons préalablement discutées.

Chapitre 1

Les interactions océan-atmosphère aux moyennes latitudes

La région d'intérêt de cette thèse est le courant de bord-ouest océanique associé à l'océan Atlantique Nord : le Gulf Stream. Dans un premier temps nous présentons un historique de cette région, notamment ses caractéristiques et son rôle dans le climat.

1.1 La région du Gulf Stream

FIGURE 1.1 – Première cartographie du GS faite par Benjamin Franklin en 1770.

Historiquement le Gulf Stream (GS) était probablement connu par les populations autochtones amérindiennes plusieurs siècles avant la découverte de l'Amérique. Mais, les premiers écrits datant sa découverte sont ceux du conquistador Juan Ponce de León en 1513. La légende veut qu'il était à ce moment-là à la recherche de la Fontaine de Jouvence. Il arrive au large de ce qu'on appelle aujourd'hui la Floride, et remarque que

les navires de son expédition sont poussés par un courant d'eau chaude puissant venant de la Mer des Caraïbes. L'existence de ce courant marin est alors admise en 1519. Cependant il faudra attendre 1770 pour que la première cartographie détaillée du GS voie le jour (voir figure 1.1). C'est Benjamin Franklin, alors responsable de l'administration des postes pour les Etats-Unis, qui réalise la première étude approfondie du GS pour améliorer le temps de transport du courrier vers la Grande-Bretagne. Sur cette carte le GS y est représenté comme un fleuve longeant la côte est américaine et s'en détachant au large de Terre-Neuve. A l'époque, les mesures réalisées ne permettaient pas de comprendre précisément la dynamique océanique au sein du GS. Pour réaliser des études scientifiques plus poussées, il faudra attendre l'apparition du système d'équation de Navier-Stokes à la fin du XIXè siècle. Or ce n'est qu'en 1948 que l'intensification du courant océanique sur le bord-ouest de l'océan Atlantique Nord, notamment attribuée au GS, suscite l'attention de l'océanographe Henry Stommel (Stommel, 1948, 1965).

Ce dernier attribue la cause de cette intensification à la sphéricité de la Terre et propose alors un modèle global de circulation où les eaux froides des régions polaires plongent en profondeur dans l'océan en direction du sud pour compenser l'arrivée d'eau chaude en surface depuis les tropiques par le courant du GS. C'est alors que plusieurs études définissent la circulation méridienne de retournement (Stommel and Arons, 1959; Broecker, 1987; Gordon et al., 1992) dont le GS fait partie intégrante. Ce dernier contribue donc à l'équilibre énergétique de l'océan. De plus, les avancées en technologie nous permettent de modéliser la dynamique du GS avec des simulations océaniques globales. La figure 1.2 montre le résultat issu d'un bulletin de prévision à très haute résolution (1/12°) pour la température de surface de l'océan (Sea Surface Temperature ou SST) et la vitesse du courant en surface. Le GS longe la côte est américaine jusqu'à 38°N avec des vitesses de courant de surface pouvant atteindre 2 m/s. Au-delà de cette latitude, le GS rentre en interaction avec le courant du Labrador, qui est un courant froid provenant des régions polaires. Cette mise en interaction génère des fronts de SST (i.e., une multitude de fronts qui s'étalent sur une large gamme d'échelles spatiales) caractérisés par de forts gradients de SST (jusqu'à 9°C pour 100 km). Le transport océanique est alors assuré jusqu'au large de Terre-Neuve par le courant moyen du GS qui est marqué par la présence de tourbillons océaniques de taille caractéristique comprise entre 50 et 500 km et avec une durée de vie pouvant aller de 10 à 100 jours. Au-delà, la dérive nord atlantique devient le prolongement direct du GS, parcourant l'Océan Atlantique et ramenant les eaux chaudes jusqu'à l'ouest des côtes européennes.

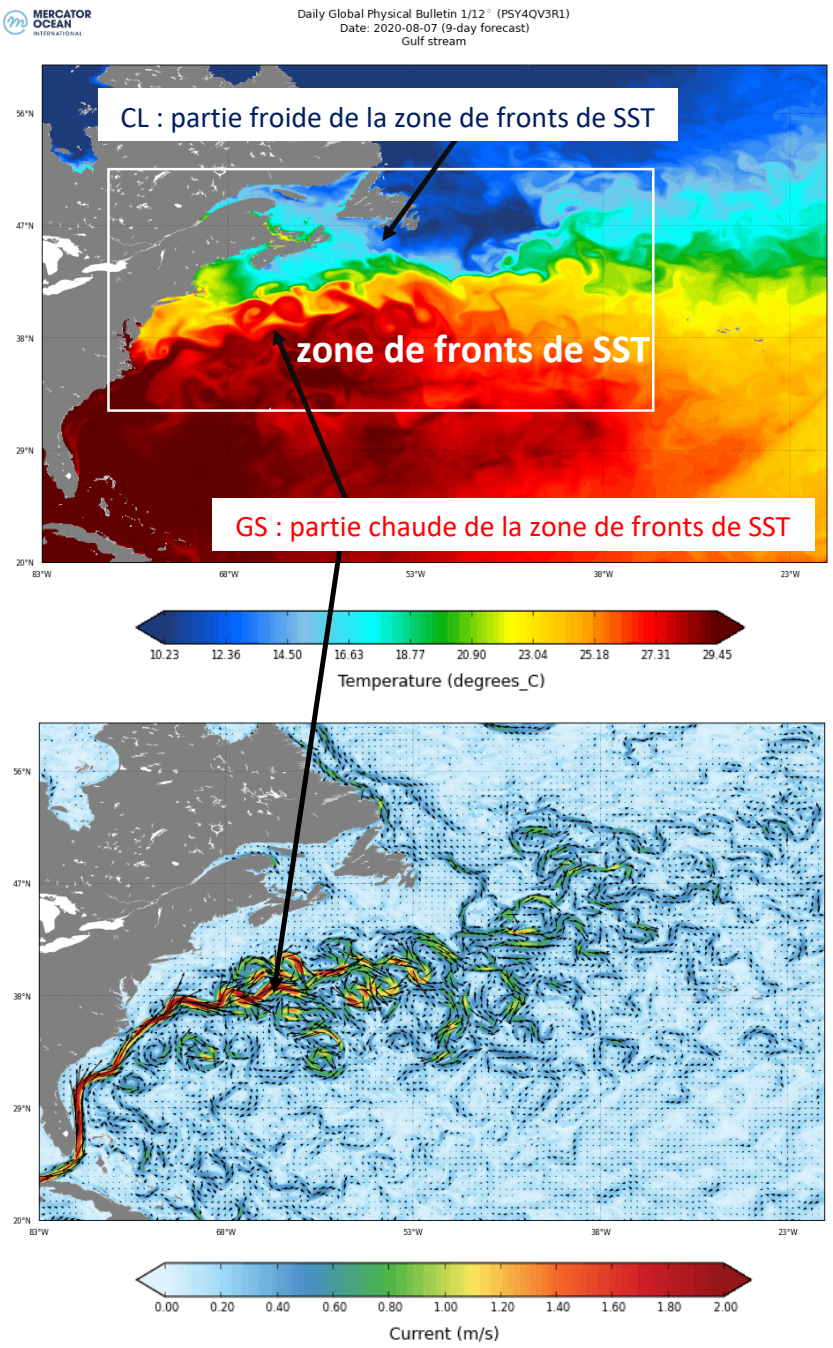

FIGURE 1.2 – Bulletin de prévision océanique pour le 8 Juillet 2020 issu d'une réanalyse océanique au 1/12° pour la SST (en haut, en °C) et la vitesse du courant (en bas, en m/s). La zone de fronts de SST est entourée par un rectangle blanc : on y distingue la partie froide de la zone de fronts de SST qui correspond au courant du Labrador et la partie chaude de la zone de fronts de SST qui correspond au Gulf Stream (GS). Ce bulletin provient du site de Mercator Océan : http ://bulletin.mercator-ocean.fr/.

En plus de contribuer à l'équilibre énergétique de l'océan, le transport des eaux chaudes par le GS en fait un réservoir d'énergie considérable pour l'atmosphère aux moyennes latitudes. C'est également le cas pour les autres courants de bord-ouest océanique (Yu and Weller, 2007).

C'est aux moyennes latitudes que le transfert d'énergie de l'océan vers l'atmosphère est le plus intense (voir figure 1.3). Les échanges d'énergie sont plus importants dans la saison hivernale : en Décembre-Janvier-Février (DJF) dans l'hémisphère nord et en Juin-Juillet-Août (JJA) dans l'hémisphère sud.

Au-dessus du GS, les vents moyens en hiver sont dirigés depuis le continent nord-américain vers l'Océan Atlantique. Ils sont ainsi associés à une advection de masse d'air froid et sec au-dessus de la partie chaude de la zone de fronts de SST. Le contraste entre le courant chaud du GS et la masse d'air froid provoque d'intenses flux de chaleur.

Ce transfert de chaleur peut provoquer une déstabilisation de la MABL et accélérer les vents en surface (Sweet et al., 1981; Booth et al., 2010). De plus, des études ont montré que les transferts de chaleur occasionnés au-dessus de la zone de fronts de SST pouvaient réchauffer l'air en basse couche et accroître son taux d'humidité, fournissant ainsi un réservoir de chaleur latente pouvant alimenter les tempêtes à leur passage (Hoskins and Valdes, 1989; Kuo et al., 1990). La région du GS est ainsi caractérisée par une forte baroclinicité et une cyclogenèse accrue (Hoskins and Hodges, 2002). Les tourbillons atmosphériques peuvent ensuite véhiculer cette énergie au sein des routes dépressionnaires jusqu'en Europe (Chang et al., 2002).

Ainsi, la zone de fronts de SST associée au GS pourrait avoir un impact au-delà de la MABL sur la circulation atmosphérique de grande échelle, et même sur le climat de régions plus lointaines comme l'Europe. Afin d'identifier cet impact, il convient de clarifier en amont le rôle connu des SSTs des moyennes latitudes pour les interactions océan-atmosphère, pour ensuite expliciter leur rôle connu sur la variabilité atmosphérique de la région Nord-Atlantique ainsi que leur impact potentiel sur les continents adjacents.

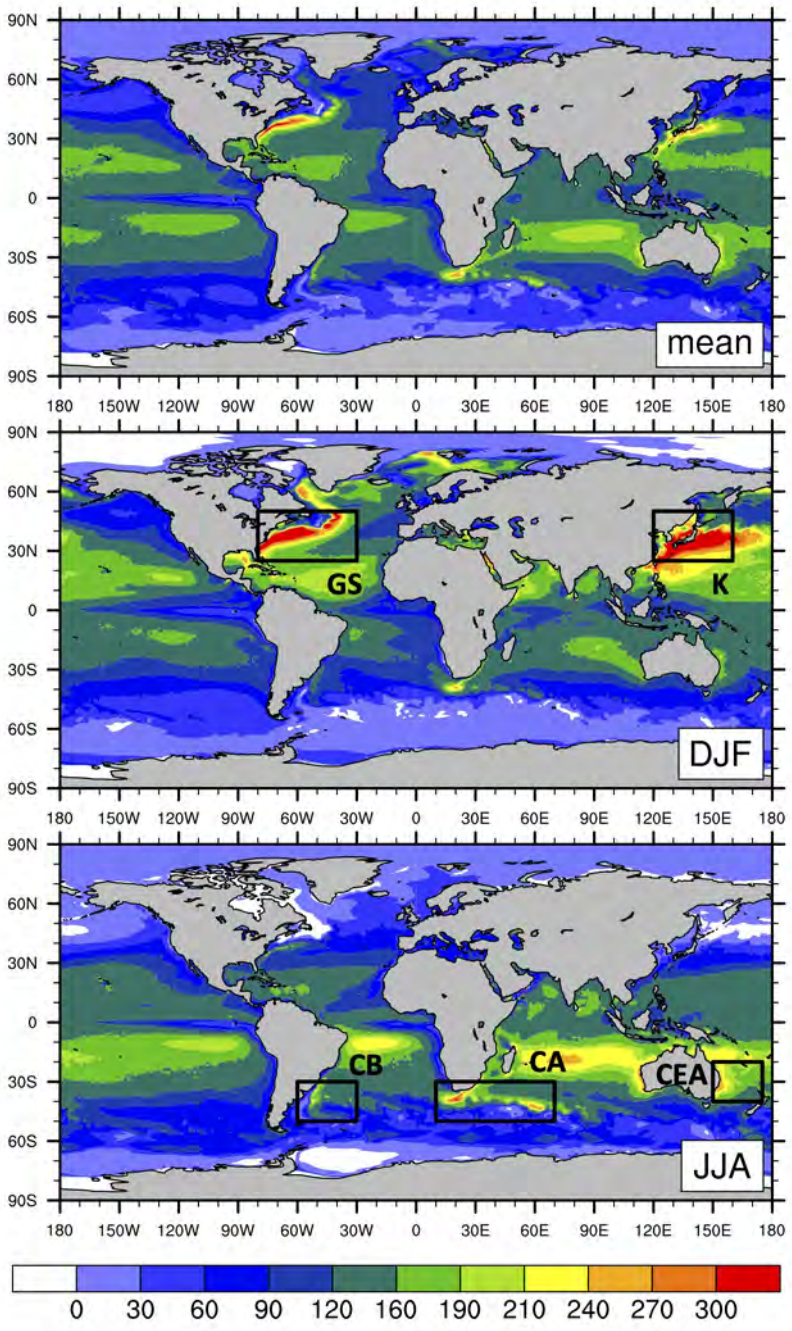

FIGURE 1.3 – Représentation des échanges de flux de chaleur de l'océan vers l'atmosphère (sensible et latent, en W/m^2), basée sur la période 1980-2017 pour la réanalyse ERA5. En haut, la climatologie annuelle est représentée. Les échanges turbulents depuis l'océan vers l'atmosphère aux moyennes latitudes sont plus intenses en période hivernale ; au milieu en Décembre-Janvier-Février (DJF) pour le Gulf Stream (GS) et le courant du Kuroshio (K) situés dans l'hémisphère nord ; et en bas en Juin-Juillet-Août (JJA) pour le Courant du Brésil (CB), le Courant des Aiguilles (CA) et le Courant Est-Australien (CEA) situés dans l'hémisphère sud.

1.2 Rôle des SSTs pour la variabilité climatique en Atlantique Nord

La compréhension des mécanismes gouvernant la variabilité climatique est un enjeu majeur, puisqu'elle peut potentiellement contribuer à améliorer la prévisibilité climatique. Aux moyennes latitudes notamment, les mécanismes concernés peuvent opérer à des échelles spatio-temporelles multiples, rendant difficile leur appréhension (Peng and Fyfe, 1996). Les échelles temporelles concernées par les différents mécanismes vont de l'échelle synoptique (2-7 jours) à l'échelle multi-décennale. Le but de cette partie est de résumer les échelles de temps pour lesquelles l'océan, via les changements de SST, peut influencer la variabilité climatique de la région Nord-Atlantique et impacter les continents alentours (i.e. comme l'Europe, l'Afrique ou les Etats-Unis).

1.2.1 De l'échelle synoptique à intra-saisonnière

Dans les sciences du climat, les fluctuations atmosphériques à l'échelle météorologique ont un caractère chaotique. Les anomalies de SST étant principalement générées par l'atmosphère, elles peuvent être abordées d'un point de vue stochastique. Cette hypothèse a d'abord été suggérée par Mitchell (1966) puis reprise par Hasselmann (1976), avant d'être adaptée au cas des anomalies de grande échelle de SST par Frankignoul and Hasselmann (1977). Ce modèle a permis de mettre en évidence que les propriétés statistiques des anomalies de SST observées aux moyennes latitudes peuvent être reproduites de façon réaliste à partir de la réponse des couches superficielles de l'océan aux fluctuations journalières des flux air-mer. Ces derniers sont les flux de chaleur sensible et latente, ainsi que dans une moindre mesure des flux radiatifs de petites et grandes longueurs d'ondes. Les flux de chaleur latente et sensible dépendent principalement de la température de l'air, de la vitesse du vent près de la surface, de l'humidité relative et de la SST. La SST étant le seul paramètre océanique dont dépendent les flux de chaleur, ses anomalies sont, en surface de l'océan, le reflet des échanges de quantité de chaleur entre l'océan et l'atmosphère. La figure 1.4 montre le lien entre les anomalies de la SST et les flux de chaleur turbulents en hiver pour la région Atlantique Nord et Pacifique Nord. Ce lien est caractérisé par une anti-corrélation. Une conséquence directe est l'anti-corrélation entre les anomalies de vents d'ouest et les anomalies de SST. Ainsi, les anomalies de SST ont une structure spatiale s'étendant à l'échelle du bassin océanique et ressemblant aux structures atmosphériques dominantes. Aux moyennes latitudes, l'anti-corrélation entre la SST et les flux turbulents est maximale en hiver lorsque l'atmosphère précède l'océan d'un mois (Wallace and Jiang, 1987). Par ailleurs, la grande inertie thermique de l'océan rend les anomalies de SST plus persistantes que les anomalies atmosphériques les ayant engendrées (Namias and Cayan, 1981).

Aux échelles de temps synoptiques à intra-saisonnières, l'océan répond essentiellement au forçage atmosphérique. Aux échelles de temps plus longues, l'océan peut influencer l'atmosphère mais cette influence est difficile à détecter en raison de la forte variabilité atmosphérique dans cette région.

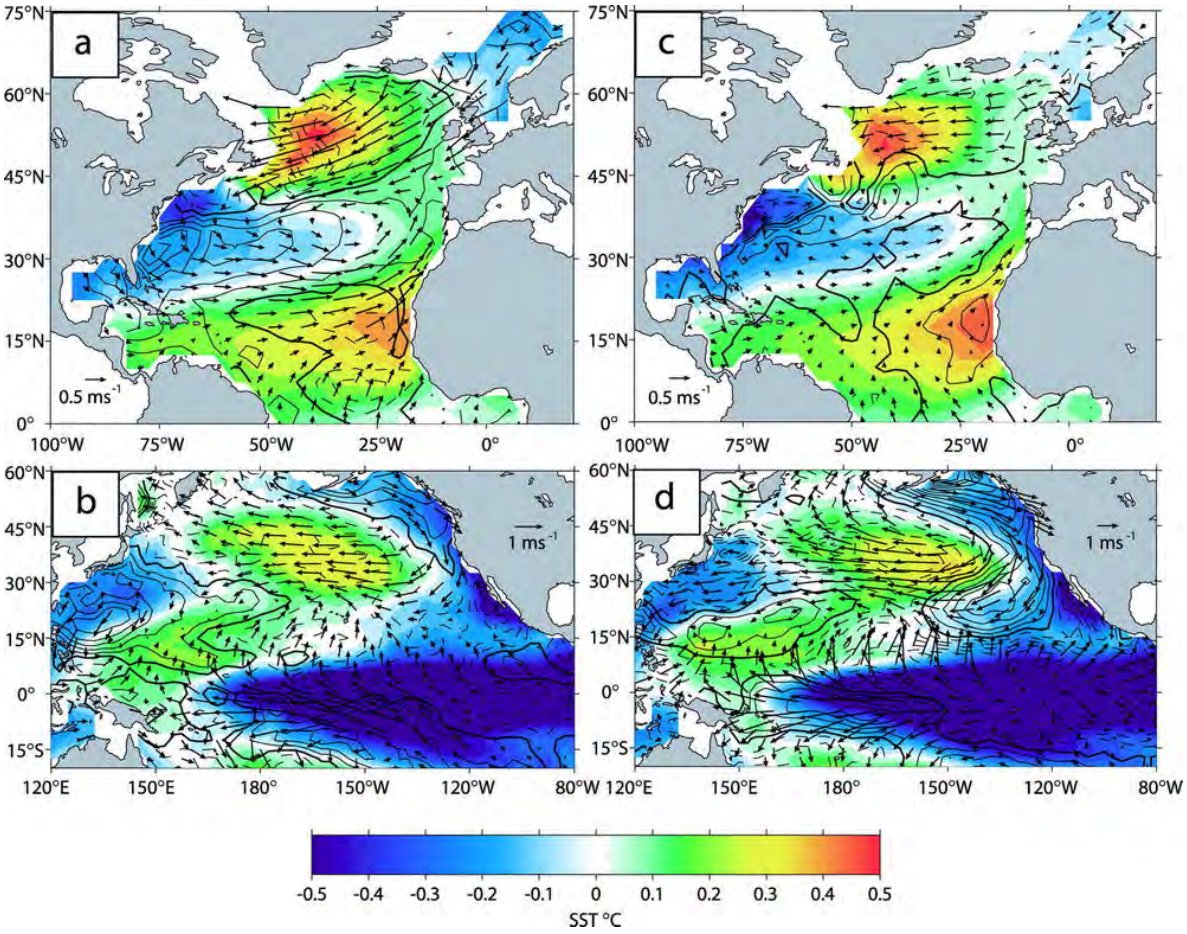

FIGURE 1.4 – Distribution spatiale des anomalies hivernales (Décembre-Mars) de SST, de flux turbulents (latent et sensible) et des vecteurs vents de surface, projetées (par régression linéaire) sur la composante principale de la SST pour (a,c) l'Atlantique Nord et (b,d) le Pacifique Nord. (a,b) La réanalyse NCEP sur la période 1949-1999. (c,d) La moyenne des 10 membres d'une simulation d'ensemble réalisée avec le modèle de circulation générale ECHAM3.5 forcé par les anomalies de SST. Les flux, en contours, sont en W/m^2 avec les valeurs positives (négatives) en traits pleins (pointillés) tous les 3 W/m^2. L'isoligne nulle est en gras. Les flèches montrent les vecteurs vent en m/s. Les anomalies de SST sont en °C (par soucis de clarté, la palette va de -0.5 à 0.5°C, néanmoins, les valeurs dans le Pacifique Est équatorial atteignent jusqu'à 1.2°C). Extrait de Kushnir et al. (2002).

1.2.2 De l'échelle saisonnière à inter-annuelle

Pour les échelles de temps saisonnière à inter-annuelle, il est possible de détecter une réponse de l'atmosphère aux SSTs extra-tropicales. Dans leur étude, Kushnir et al. (2002) étudient la prévisibilité potentielle de l'atmosphère liée aux SSTs en faisant une analyse de la variance de la pression de surface d'un ensemble de simulations forcées par des mêmes SSTs historiques. La variance inter-annuelle de la moyenne d'ensemble, qui représente la variabilité forcée par les SST, est comparée à la variance entre membres de l'ensemble. Cette dernière estime la variabilité interne de l'atmosphère ou sa variabilité totale. La figure 1.5 montre le ratio en % de la part de la variabilité atmosphérique

inter-annuelle expliquée par la SST.

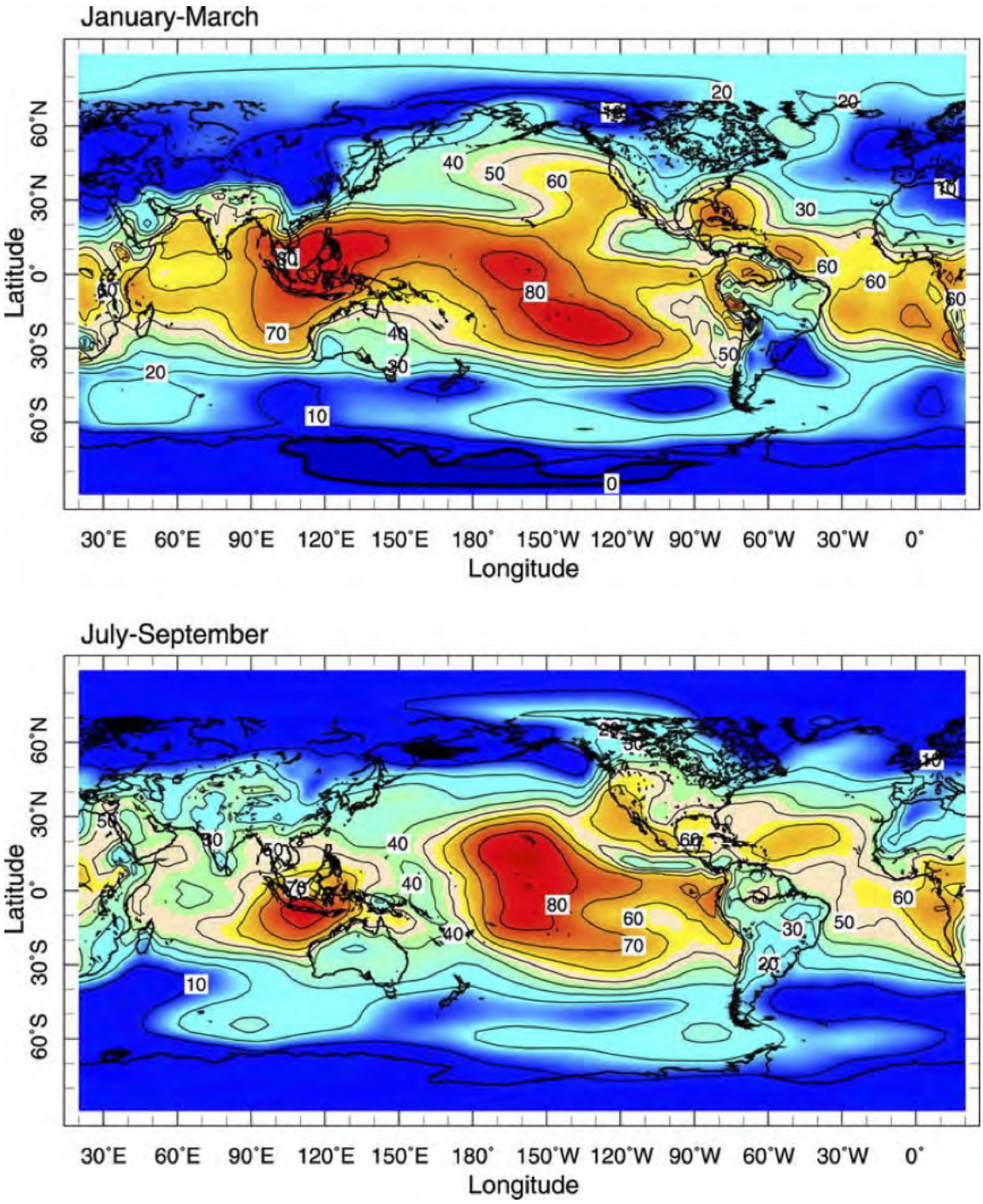

FIGURE 1.5 – Prévisibilité potentielle de l'atmosphère liée aux SSTs mesurée par le ratio, d'une part entre la variance temporelle de la pression de surface pour la moyenne d'ensemble, et d'autre part la variance intra-ensemble de la pression de surface, pour l'hiver (Janvier-Mars) et l'été (Juillet-Septembre). Le ratio est calculé avec 10 membres (ensemble) d'un modèle atmosphérique de circulation générale, forcé en surface par les données historiques de glace de mer et de SST sur la période 1950-1999. Extrait de Kushnir et al. (2002).

Les résultats montrent qu'aux moyennes latitudes, la SST contraint environ 20% de la variabilité atmosphérique inter-annuelle, notamment pour la région Nord-Atlantique. Cette conclusion est appuyée par d'autres études qui montrent également que les SST extra-tropicales expliquent 20% de la variance de la précipitation (Rodwell et al., 1999; Hoerling and Kumar, 2002). Ces résultats sont cependant quantitativement moins importants que ceux trouvés aux tropiques, où la SST explique entre 60% et 80% de la variabilité atmosphérique (voir figure 1.5). Même si l'océan n'explique que 20% de la variance aux moyennes latitudes, ce serait quand même un gain de prévisibilité pour l'atmosphère.

Ce résultat obtenu à l'échelle inter-annuelle ne peut pas être dû à la persistence des anomalies de SST, puisque leur durée de vie caractéristique n'est que de 3 à 6 mois (Namias and Born, 1970, 1974; Reynolds, 1978; Frankignoul and Reynolds, 1983; Namias et al., 1988; Kushnir et al., 2002; Timlin et al., 2002). Mais, plusieurs études basées sur des analyses observationnelles (Czaja and Frankignoul, 1999; Rodwell et al., 1999; Czaja and Frankignoul, 2002; Drevillon et al., 2001) et des simulations numériques (Watanabe and Kimoto, 2000; Cassou and Terray, 2001; Kushnir et al., 2002; Drevillon et al., 2003; Sutton and Hodson, 2003) ont montré que l'océan pouvait influencer la circulation atmosphérique au-delà de 6 mois. Le mécanisme associé à ce phénomène est la réémergence des anomalies de SST : les anomalies de SST générées en hiver peuvent persister sous la couche de mélange en été et réémerger l'hiver suivant (Alexander and Deser, 1995; Alexander and Penland, 1996; Timlin et al., 2002; Cassou et al., 2007). Ainsi, les anomalies de SST peuvent réémerger d'une année sur l'autre et influencer les basses couches de l'atmosphère. La réponse de l'atmosphère à ces anomalies de SST ressemble à la circulation ayant contribuée à leur formation, mais avec une amplitude plus faible. (Cassou et al., 2004).

1.2.3 De l'échelle décennale à multi-décennale

L'existence d'une variabilité très basse fréquence de l'atmosphère traduit en général une dynamique autre que purement atmosphérique. Les processus mis en jeu sont ceux de l'océan, possédant des constantes de temps relativement plus longues, tels que l'ajustement des gyres océaniques, la circulation des eaux en profondeur et la circulation méridienne de retournement. Les fluctuations de la circulation océanique à l'échelle décennale et multi-décennale dans l'Atlantique Nord ont été mises en évidence par l'analyse d'observations (Kushnir, 1994; Sutton and Allen, 1997) et de simulations numériques (Delworth et al., 1993; Timmermann et al., 1998).

La variabilité décennale à multi-décennale liée à l'Océan Atlantique Nord est appelée l'AMV (Atlantic Multidecadal Variability ou Variabilité Atlantique Multi-décennale). L'une des méthodes permettant de caractériser l'AMV est de moyenner la SST entre 0°N et 60°N sur l'Atlantique Nord en soustrayant la part de signal liée au réchauffement global et que l'on viendra ensuite filtrer pour ne retenir que les échelles de temps plus longues que 10 ans.

L'AMV a été associée à de nombreux phénomènes climatiques tels que des vagues de chaleur en Europe (Sutton and Hodson, 2005), l'intensification des ouragans en Atlantique Nord (Goldenberg et al., 2001; Trenberth and Shea, 2006; Zhang and Delworth,

2006), les pluies du nord-est brésilien (Folland et al., 2001), des sécheresses au Sahel (Folland et al., 1986; Rowell, 2003; Zhang and Delworth, 2006).

De nombreuses études ont essayé de caractériser les mécanismes océaniques susceptibles d'expliquer l'AMV. Elles identifient la circulation méridienne de retournement comme un précurseur potentiel de l'AMV (Latif et al., 2004; Msadek and Frankignoul, 2009). Notamment l'accélération de la circulation méridienne de retournement se traduit par un réchauffement en surface du gyre subpolaire et, sous l'effet des courants, par un refroidissement de la région du GS. Ce dipôle de SST vers les hautes latitudes est un mécanisme pouvant expliquer l'émergence d'une phase positive de l'AMV (Sévellec and Fedorov, 2013; Ortega et al., 2015; Zhang and Zhang, 2015).

Plus particulièrement, au sein de la circulation méridienne de retournement, Palter (2015) a soulevé l'importance des variations en intensité du GS à l'échelle multidécennale pour son influence sur l'atmosphère et le climat en Europe.

Ces résultats contrastent avec ceux obtenus par des études antérieures, qui montrent que le climat hivernal tempéré d'Europe ne serait pas à attribuer à l'océan ni au GS en son sein mais à une dynamique purement atmosphérique (Seager et al., 2002; Seager, 2006). Cela suggère que le GS pourrait avoir une influence sur le climat en Europe et c'est l'un des objectifs d'étude de cette thèse. Pour arriver à cette fin, nous devons en amont, caractériser les interactions océan-atmosphère dans les régions de front de SST comme le GS.

1.3 Influence des fronts de SST sur la MABL

Avec l'émergence de données satellitaires à haute résolution, les régions présentant une activité de méso-échelle importante, comme celle du GS, révèlent pour des échelles de temps inférieures à la saison, et à l'échelle spatiale de la région de fronts de SST, une anomalie chaude de SST est associée à une anomalie positive de vent de surface (Chelton et al., 2004; Xie, 2004).

1.3.1 Mécanismes associés

Le lien mis en évidence par les observations satellitaires, entre le vent de surface et la SST à petite échelle, suggère que les fronts de SST et les tourbillons associés pourraient influencer les vents proches de la surface. Notamment, certaines études ont montré qu'on pouvait caractériser l'influence de la SST sur les vents proches de la surface en regardant le lien linéaire entre les données mensuelles de SST et de vent de surface filtrées spatialement passe-haut. Cela a été fait pour la région du GS avec des données observationnelles (O'Neill et al., 2010b) et vérifié plus tard avec des simulations atmosphériques forcées (Piazza et al., 2016). La nature du couplage entre l'océan et l'atmosphère à ces échelles est très différente de celle décrite aux grandes échelles spatiales.

Pour mieux comprendre les rôles respectifs de l'océan et de l'atmosphère pour leurs interactions selon les différentes échelles spatio-temporelles dans la région du GS, on peut estimer les corrélations temporelles croisées dans le temps entre la SST et le flux de

chaleur turbulent (Bishop et al., 2017). La figure 1.6 présente cette corrélation croisée dans trois régions présentant une forte activité tourbillonnaire de méso-échelle dont la région du GS (figure 1.6, à gauche).

L'utilisation d'un filtre spatial sur des données mensuelles permet d'isoler l'échelle spatiale caractéristique à partir de laquelle la SST a un rôle prépondérant pour les interactions océan-atmosphère. Cette échelle spatiale caractéristique est indiquée sur la figure 1.6 par un point vert ($2° \sim 200$ km) et permet de distinguer deux cas :

- Pour les échelles spatiales $>$ 200 km, le flux de chaleur dirigé de l'atmosphère vers l'océan génère une anomalie chaude de SST (lags > 0). L'anti-corrélation qui en résulte est maximale lorsque l'atmosphère précède de 1 mois l'océan (Wallace and Jiang, 1987). Après quoi un flux orienté de l'océan vers l'atmosphère vient atténuer l'anomalie positive de SST (lags < 0). C'est l'atmosphère qui influence principalement l'océan.

- Pour les échelles spatiales $<$ 200 km, une anomalie chaude de SST génère un flux de chaleur dirigé de l'océan vers l'atmosphère (lags > 0 et lags < 0). Ainsi la corrélation entre la SST et les flux turbulents de chaleur est positive et symétrique par rapport à l'axe des ordonnées. Les flux de chaleur ont pour rôle d'atténuer les processus océaniques internes pour les lags de + ou - 2 mois, ce qui est caractéristique de la durée de vie d'une anomalie de SST. C'est l'océan qui influence principalement l'atmosphère.

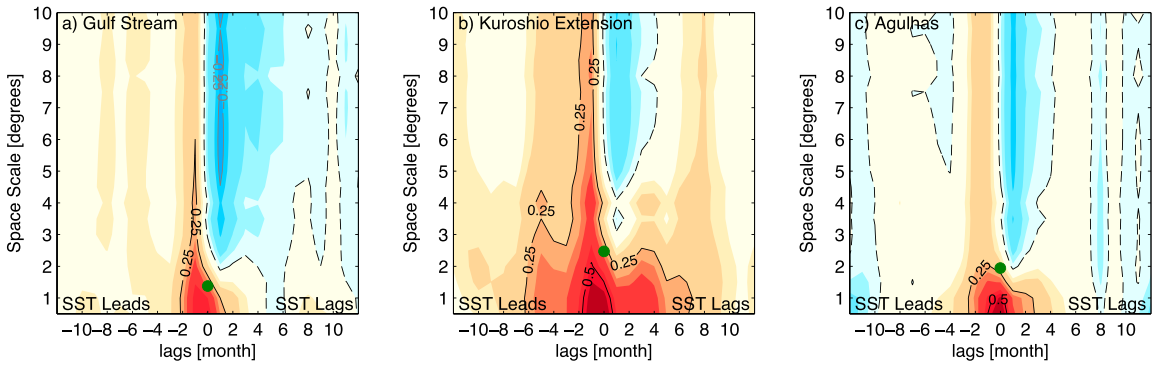

FIGURE 1.6 – Corrélations croisées en temps entre SST et flux de chaleur turbulent pour différentes valeurs de décalage temporel (en mois) pour trois courants de bord-ouest océanique (Gulf Stream, Extension du Kuroshio et Courant des Aiguilles). Les données de SST sont issues du jeu de réanalyse OISST, et celles des flux turbulents du jeu de réanalyse OAFlux, tous les deux interpolés sur une grille au 1/4°. L'axe des ordonnées représente la longueur d'onde de coupure du filtre spatial utilisé sur les données mensuelles. Les contours noirs et gris sont respectivement les corrélations positives et négatives (tous les 0.25) et les contours pointillés noirs sont les isolignes de corrélaton nulle. Le point vert indique la longueur de transition en-dessous de laquelle l'océan force l'atmosphère. Extrait de Bishop et al. (2017).

D'autres études ont montré que la réponse à la variabilité spatiale de petite échelle de

la SST pouvait se manifester sous la forme d'anomalies de divergence et de rotationnel des vents de surface (Chelton et al., 2004; Xie, 2004; Minobe et al., 2008). Ces résultats suggèrent que les fronts de SST pourraient influencer la MABL. Les mécanismes proposés pour expliquer ces processus sont le "Vertical Mixing Mechanism" (VMM, pour Mécanisme de Mélange Vertical) et le "Pressure Adjustment Mechanism" (PAM, pour Mécanisme d'Ajustement Hydrostatique). Cependant, la contribution relative de chacun de ces deux mécanismes et leur rôle distinctif sur la modification des vents proches de la surface est encore un sujet soumis à controverse dans la communauté climatique (Sweet et al., 1981; Hsu, 1984; Takatama et al., 2012, 2015).

Le VMM

A la suite de plusieurs campagnes menées à bord d'un avion au-dessus de la région du GS, Sweet et al. (1981) ont observé une accélération des vents de surface au-dessus de la partie chaude des zones de méandres océaniques. Ils notent également la présence d'intenses flux turbulents de chaleur émanant de l'océan vers l'atmosphère, générant une importante déstabilisation de la MABL au-dessus de ces zones chaudes de SST. Ils constatent qu'au-dessus des SST chaudes du GS, le mélange vertical provoque un transfert de quantité de mouvement vers le bas, et engendre une intensification des vents de surface. Au-dessus des régions où la SST est plus froide, ils expliquent que la MABL, plus stable, n'est pas soumise à ce mélange vertical, réduisant ainsi la vitesse du vent de surface. D'autres études observationnelles ont étendu ce résultat de l'échelle mensuelle (Hayes et al., 1989) à l'échelle inter-annuelle Wallace et al. (1989).

Chelton et al. (2004) mettent en évidence un lien entre l'intensification du vent observée lors de son passage de la partie froide vers la partie chaude des fronts de SST et des variations de divergence et de rotationnel de tension du vent de surface au niveau des fronts de SST (figure 1.7). Pour mettre en évidence l'importance du VMM, on peut étudier le lien entre la divergence de la tension du vent de surface et la composante du gradient de SST dans le sens de l'écoulement (Downwind-SST gradient, $DW - SST$). On peut également étudier le lien entre le rotationnel de la tension du vent de surface et la composante du gradient de SST perpendiculaire à l'écoulement (Crosswind-SST gradient, $CW - SST$).

Des études basées sur des analyses observationnelles ont caractérisé un lien linéaire pour chacun de ces processus dans la région du GS (Chelton et al., 2004) mais également pour les autres courants de bord-ouest océaniques (Chelton et al., 2001; O'Neill et al., 2003; O'Neill et al., 2005). Ce lien linéaire est également vérifié pour le rotationnel et la divergence du vent de surface, malgré la non-linéarité entre la vitesse et la tension du vent (voir figure 1.8).

Ainsi, l'influence du VMM sur la MABL peut s'étudier à l'aide des équations simplifiées suivantes :

$$\nabla \cdot V_{10m} \propto \underbrace{\nabla SST.cos(\nabla SST, V10m)}_{DW-SST} \tag{1.1}$$

$$\nabla \times V_{10m} \propto \underbrace{\nabla SST.sin(\nabla SST, V10m)}_{CW-SST} \tag{1.2}$$

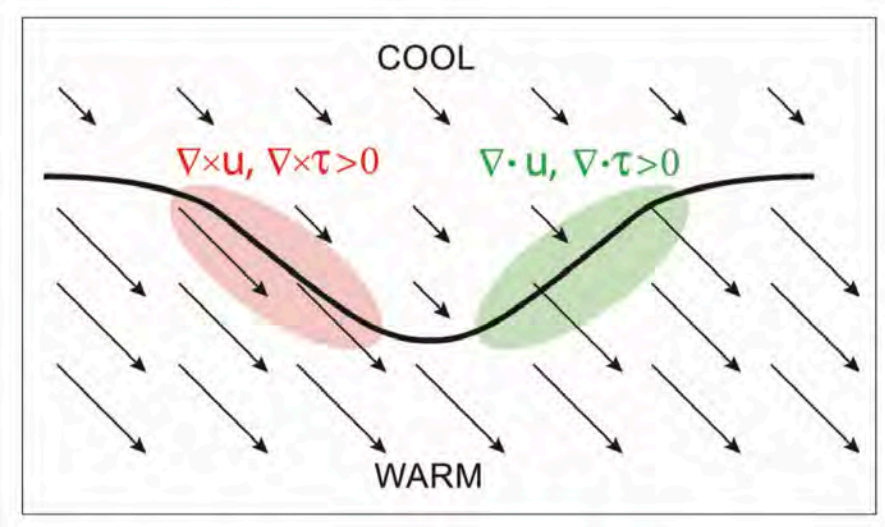

FIGURE 1.7 – Représentation schématique de la divergence et du rotationnel du vent de surface générés par les variations spatiales de SST. A la proximité de la zone de fronts de SST (représenté par la ligne noire épaisse), le vent de surface est plus faible au-dessus de la partie froide de la zone de fronts (COOL) et plus fort au-dessus de la partie chaude de la zone de fronts (WARM). L'intensification des vecteurs de vent de surface est montrée qualitativement par un agrandissement de la longueur des vecteurs. L'accélération du vent induite par un passage perpendiculaire au front génère de la divergence (en vert). L'accélération du vent induite par un passage parallèle au front génère un rotationnel (en rouge). Extrait de Chelton and Xie (2010).

Avec $\nabla \cdot V_{10m}$ la divergence du vent de surface qui est proportionnelle à la composante du gradient de SST dans le sens de l'écoulement (nommé $DW - SST$ par la suite). On obtient cette composante en multipliant la norme du gradient de SST par le cosinus de l'angle entre le gradient de SST (∇SST) et le vent à 10 m ($V10m$). Et $\nabla \times V_{10m}$ le rotationnel du vent de surface qui est proportionnel à la composante du gradient de SST perpendiculaire à l'écoulement ($CW - SST$ par la suite). On obtient cette composante en multipliant la norme du gradient de SST par le sinus de l'angle entre le gradient de SST et le vent à 10m.

La pente d'ajustement issue des régressions linéaires est appelée coefficient d'interaction, parce qu'elle révèle la force de l'interaction entre l'océan et l'atmosphère. Ce coefficient est plus grand pour la divergence que pour le rotationnel, ce qui traduit une réponse plus intense de la MABL si le gradient de SST est dans la direction de l'écoulement (Chelton et al., 2004; O'Neill et al., 2010b; Kilpatrick et al., 2014). La détermination de ces coefficients d'interaction a montré des résultats équivalents avec des simulations atmosphériques forcées, notamment sur la région du GS (Takatama et al., 2015) et des modèles couplés pour le Courant des Aiguilles (Putrasahan et al., 2013).

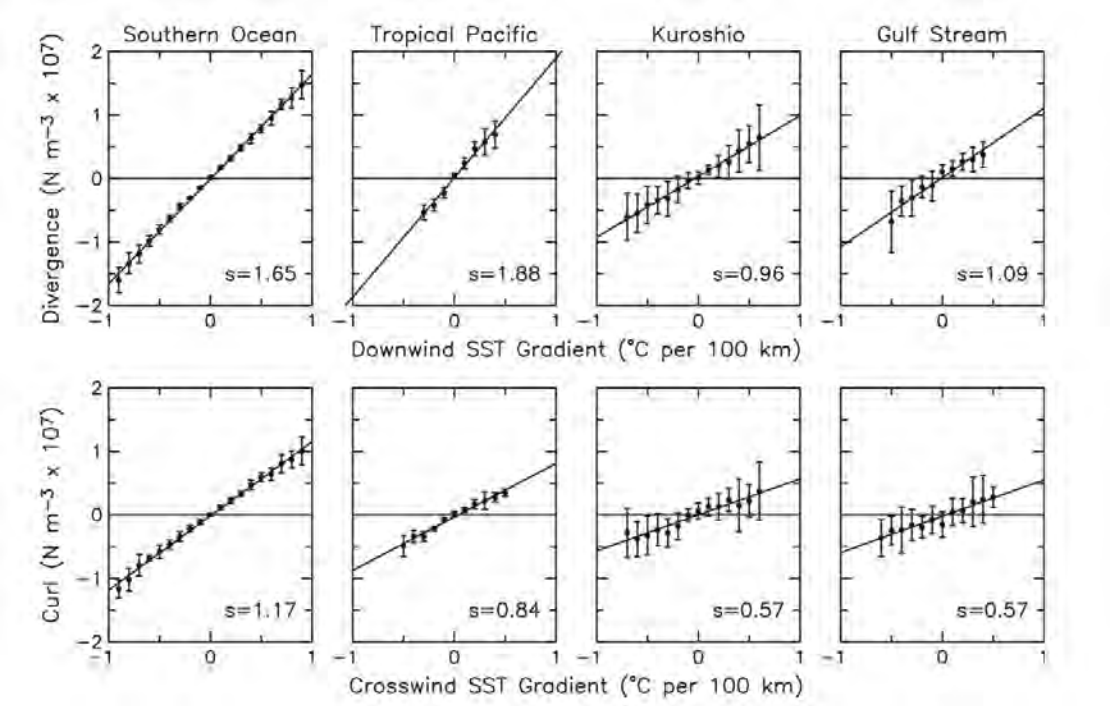

FIGURE 1.8 – Effet de la SST sur la divergence et le rotationnel de la tension du vent. Diagramme de dispersion par classes des champs filtrés passe-haut spatialement de la divergence de la tension du vent en fonction du gradient de SST dans la direction du vent (en haut) et du rotationnel de la tension du vent dans la direction perpendiculaire au gradient de SST (en bas) pour quatre régions : l'océan Austral (60°S - 30°S, 0° - 360°E), le Pacifique tropical oriental (5°S - 3°N, 150°W - 100°W), l'extension du Kuroshio (32°N - 47°N, 142°E - 170°W) et le GS (35°N - 55°N, 60°W - 30°W). Les comparaisons se font par rapport à la première année des observations AMSR de SST, d'août 2002 à juillet 2003. Dans chaque fenêtre, les points représentent les moyennes de chaque catégorie calculées en se basant sur 12 périodes de 6 semaines, et les barres d'erreur représentent +/- 1 déviation standard calculées pour chacune des catégories. Les déviations standards sont plus grandes pour le Kuroshio et le Gulf Stream en raison des variations saisonnières de l'amplitude des perturbations de la divergence et du rotationnel. Le couplage entre la SST et les vents de surface représenté par la pente s de l'ajustement linéaire par les moindres carrés varie géographiquement (et saisonnièrement, non montré ici), probablement du fait de son lien étroit avec la structure de la MABL, et est largement supérieur pour la divergence que pour le rotationnel. Extrait de Chelton et al. (2004).

Le PAM

Quelques années après l'introduction du VMM par Sweet et al. (1981), Hsu (1984) a introduit un nouveau mécanisme. Avec un modèle analytique il explique que l'intensification du vent expliquée par le VMM pourrait également être expliquée par un autre mécanisme analogue à celui de la brise marine, avec la partie chaude de la zone de fronts de SST ayant le rôle de la côte. La figure 1.9 illustre le fonctionnement de ce mécanisme. Les SST plus chaudes du GS réchauffent l'air à la surface. L'air, moins dense, s'élève

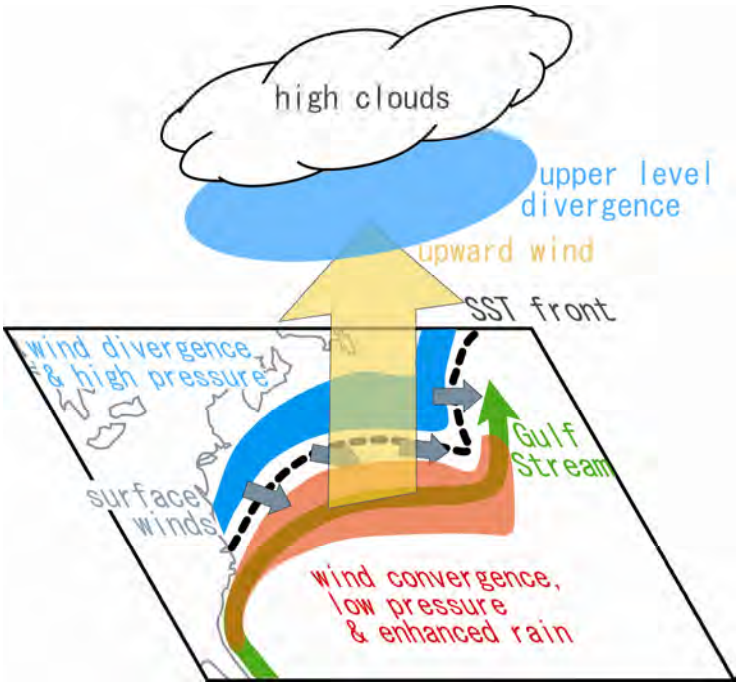

FIGURE 1.9 – Résumé des différentes réponses climatiques au GS (représenté par une flèche verte). Sur la partie chaude (en rouge) de la zone de fronts de SST (indiquée par une ligne de pointillés noirs), la convergence du vent de surface est colocalisée avec une zone dépressionnaire ($LAP(SLP)$ positif) et une bande de fortes précipitations. Sur la partie froide (en bleu) de la zone de fronts de SST, la divergence du vent de surface est colocalisée avec une zone de haute pression ($LAP(SLP)$ négatif). La distribution spatiale de la divergence / convergence du vent de surface est liée aux vents de surface traversant la zone de fronts de SST (représentés par des flèches grises). Au-dessus du GS, la convergence en surface engendre une ascendance verticale (représentée par une flèche jaune) avec formation d'une zone de divergence (forme ovale bleue) et de nuages d'altitudes. Extrait de Minobe et al. (2008).

par convection, générant ainsi une dépression en surface. La pression étant supérieure au-dessus de la partie froide de la zone de front de SST, la différence de pression génère un déplacement de la masse d'air en surface depuis la partie froide vers la partie chaude de la zone de fronts de SST. Par ailleurs, la masse d'air qui s'est élevée en altitude au-dessus du GS, se refroidit et sa condensation génère des nuages colocalisés avec le GS. L'air une fois refroidi se dirige alors vers la partie froide de la zone de fronts de SST pour compenser la masse d'air déplacée en surface, ce qui génère une subsidence dans cette zone. Ce mécanisme a été corroboré par de nombreuses études se basant sur des modèles numériques et des modèles de couche limite (Lindzen and Nigam, 1987; Wai and Stage, 1989; Warner et al., 1990).

L'une des premières études observationnelles qui a cherché à caractériser l'importance du PAM dans la région du GS est celle de Minobe et al. (2008), qui montrent que la structure de la convergence du vent de surface est colocalisée avec la structure du

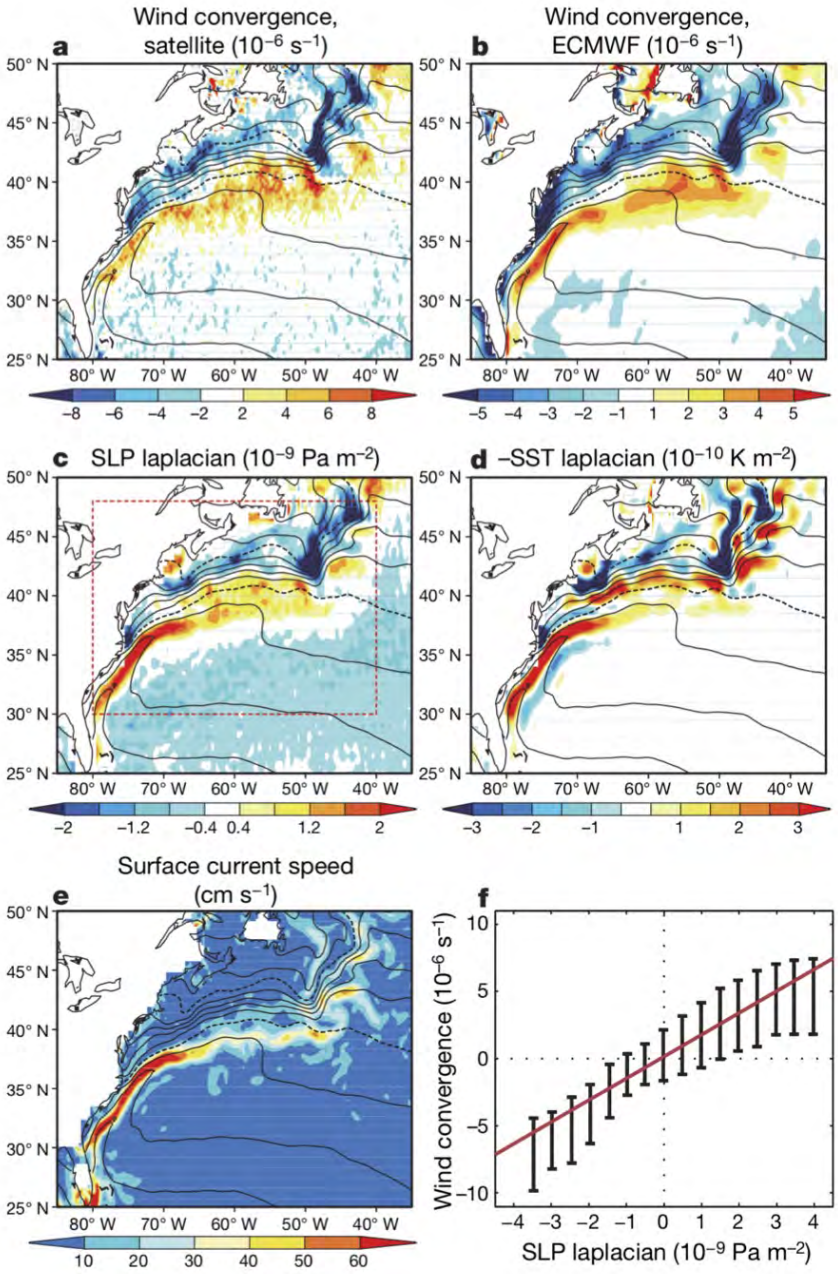

FIGURE 1.10 – Climatologie annuelle des paramètres de surface. Convergence du vent à 10 m (en couleur) (a) des données satellitaires issues de QuikSCAT et (b) issues de l'analyse opérationnelle ECMWF. (c) Laplacien de SLP et (d) l'inverse du laplacien de SST issus de l'analyse opérationnelle ECMWF. (e) Courant de surface géostrophique. Pour a-e, les contours de SST sont montrés (tous les 2°C et les isothermes 10°C et 20°C sont en pointillés). (f) Lien entre le laplacien de SLP et la convergence du vent en se basant sur leurs climatologies mensuelles dans la boîte en pointillés rouge de c ; la régression linéaire est montrée en rouge. Les barres d'erreur de +/- 1 déviation standard en convergence de vent sont montrées pour chaque catégorie de valeur de SLP. Extrait de Minobe et al. (2008).

laplacien de la pression au niveau de la mer (nommé $LAP(SLP)$ ou laplacien de SLP par la suite) dans le GS (voir figure 1.10). Dans leur étude observationnelle, le lien linéaire entre la convergence du vent de surface et le $LAP(SLP)$ est étudié à l'échelle mensuelle. De plus, ils mettent en avant que les structures spatiales du $LAP(SLP)$ et de la convergence du vent de surface ressemblent étroitement à celle du laplacien de SST. Ces résultats suggèrent ainsi que le laplacien de SST pourrait influencer la MABL par l'intermédiaire du $LAP(SLP)$ selon l'équation :

$$\nabla \cdot V_{10m} \propto \underbrace{\Delta P_{SL}}_{LAP(SLP)} \tag{1.3}$$

Avec $\nabla \cdot V_{10m}$ la divergence du vent de surface qui est proportionnelle au laplacien de la pression de surface (ΔP_{SL} ou $LAP(SLP)$).

Le lien linéaire que Minobe et al. (2008) mettent en avant est en accord avec le modèle simplifié de couche limite de Lindzen and Nigam (1987). Tout comme pour le VMM, le coefficient de régression linéaire entre la $LAP(SLP)$ et la divergence du vent de surface peut être vu comme un coefficient d'interaction définissant la force du PAM. L'utilisation de cette méthode pour déterminer le coefficient d'interaction a montré des résultats équivalents sur la région du GS, dans des modèles couplés climatiques (Bryan et al., 2010) ainsi que dans des expériences atmosphériques forcées (Takatama et al., 2015).

Certaines études ont même montré que le PAM était aussi vérifié en analysant le lien entre l'ajustement de pression intégré sur la MABL et la divergence du vent de surface (Shimada and Minobe, 2011).

Caractéristiques saisonnières et géographiques

Pour le VMM, certaines études notent que les coefficients d'interaction varient selon le courant de bord-ouest océanique étudié (Chelton and Xie (2010), voir figure 1.8). Au sein d'une même zone de fronts de SST, les coefficients d'interaction varient aussi d'une saison à l'autre, avec une interaction plus forte en hiver (Chelton and Xie, 2010). Les conclusions sont équivalentes pour les coefficients d'interaction associés au PAM (Minobe et al., 2010; Shimada and Minobe, 2011). Pour les valeurs de coefficients d'interaction, les résultats trouvés dans les simulations sont sous-estimés comparés aux observations. Néanmoins, l'utilisation de modèles plus résolus présente des résultats encourageants quant aux interactions océan-atmosphère (Roberts et al., 2016; Tsartsali, 2019).

1.3.2 Importance relative des mécanismes et rôle des évènements synoptiques atmosphériques pour la convergence du vent de surface

Les mécanismes PAM et VMM illustrent l'importance des fronts de SST pour influencer la MABL. Cependant, il est difficile de caractériser la contribution relative de chacun de ces mécanismes pour générer de la divergence du vent de surface.

Bilan de quantité de mouvement

Pour étudier la contribution relative de chacun de ces mécanismes pour la modification des vents proches de la surface, Schneider and Qiu (2015) ont proposé une linéarisation de l'équation de la quantité de mouvement. Sous l'hypothèse de variation de petite échelle de la SST, ils montrent que la réponse du vent de surface de petite échelle dépend de l'environnement de grande échellede la force liée au gradient de pression et de la force liée au mélange vertical. Cependant, pour obtenir cette approximation ils font l'hypothèse d'un équilibre d'Ekman pour les vents de grande échelle. De plus, les vents de grande échelle sont considérés comme uniformes. Ainsi, avec les mécanismes PAM et du VMM définis précédemment (section 1.3.1) on pourrait reconstruire la réponse en vent de petite échelle, en se basant sur des simplifications de l'équation de quantité de mouvement liées à des hypothèses fortes.

Influence des régimes de vent

D'autres travaux ont réalisé l'étude d'un bilan de quantité de mouvement complet sans linéarisation, pour renseigner l'importance relative des processus du gradient de pression et du mélange vertical respectivement attribués au PAM et au VMM.

Les résultats montrent que pour le cas de vents faibles (< 3 m/s), les variations de température de la couche limite et les forces de pression résultantes suffisent pour interpréter la réponse atmosphérique des vents proches de la surface et plus hauts dans l'atmosphère (Spall, 2007; Lambaerts et al., 2013). Ceci suggère que le PAM est le mécanisme prépondérant pour les configurations de vents faibles.

Dans le cas de vents forts (> 15 m/s), l'analyse du bilan montre qu'il est nécessaire de prendre d'autres termes en considération, comme le terme d'advection, de Coriolis et de mélange vertical. Cependant, le mélange vertical reste le terme prépondérant pour générer de la divergence du vent de surface (Spall, 2007; Kilpatrick et al., 2014). Ceci suggère que le VMM devient le mécanisme prépondérant pour des configurations de vents extrêmes.

Enfin, pour les situations intermédiaires, Skyllingstad et al. (2007) montrent que tous les termes du bilan sont à considérer.

Dans une région comme le GS les vents peuvent atteindre jusqu'à 25 m/s. Les mécanismes PAM et VMM peuvent donc être à l'oeuvre tous les deux. Les autres termes, liés à l'advection et à l'effet de Coriolis, peuvent également potentiellement jouer un rôle, même si il est mineur, dans le bilan de quantité de mouvement. Tous ces constats font du GS une zone d'étude complexe pour les interactions océan-atmosphère de petite échelle.

Influence des anomalies synoptiques

Contrairement aux modélisations simplifiées qui considèrent des régimes de vent uniformes, les interactions océan-atmosphère sont soumises à une forte variabilité synoptique. Pour cette raison, la plupart des études utilisent des champs moyennés aux échelles de temps mensuelles à saisonnières pour l'étude des mécanismes PAM et VMM (Chelton et al. (2004) et Minobe et al. (2008) entre autres). Ceci a pour but de

filtrer les perturbations synoptiques. Pourtant, certaines études ont révélé le rôle clé des perturbations synoptiques pour l'étude de ces deux mécanismes :

-Nelson and He (2012) montrent à partir d'un modèle couplé que le lien entre le $LAP(SLP)$ et la divergence du vent de surface est toujours présent aux échelles de temps synoptiques. Cependant, avec un modèle d'atmosphère forcé, Brachet et al. (2012) montrent le lien à l'échelle synoptique entre le $LAP(SLP)$ et la vorticité, qui est une variable caractéristique de l'activité synoptique atmosphérique. Ceci remet en question la validité du modèle simplifié de Hsu (1984), qui fait l'approximation d'un lien linéaire unique entre la divergence du vent de surface et le $LAP(SLP)$.

-Etudier le VMM avec des données en moyenne mensuelle ou saisonnière a pour conséquence de privilégier la configuration atmosphérique dominante de cette région, associée aux vents provenant du continent nord-américain et advectant des masses d'air froid et sec depuis la partie froide vers la partie chaude de la zone de fronts de SST (voir figure 1.7). O'Neill et al. (2017) ont soulevé l'importance de caractériser le VMM à partir de données journalières en raison de la fluctuation importante des régimes de vents associés aux anomalies synoptiques lors de leur passage sur le GS. Avec des données observationnelles, ils montrent que la majeure partie de la divergence positive colocalisée sur la partie froide de la zone de fronts de SST est obtenue lorsque les vents soufflent dans le sens du gradient de SST positif (i.e. $DW - SST > 0$). En revanche, ils montrent que la bande de convergence colocalisée sur le courant du GS est liée à un régime de vent orienté dans le sens contraire (i.e. $DW - SST < 0$).

Ces derniers résultats suggèrent que les anomalies synoptiques pourraient détenir un rôle clé dans l'étude des mécanismes PAM et VMM, notamment pour appréhender la contribution relative de chacun de ces mécanismes pour générer de la divergence du vent de surface.

Cette hypothèse est appuyée par l'étude de (O'Neill et al., 2017). A l'aide de données observationnelles, ils montrent qu'en enlevant tous les évènements extrêmes de convergence et de divergence du vent de surface ($\sim 5\%$ des évènements), la convergence colocalisée au courant chaud du GS disparaît (voir figure 1.11). Cette étude suggère le rôle prépondérant des évènements synoptiques sur la zone de convergence du GS.

Les évènements extrêmes associés à la variabilité synoptique de l'atmosphère sont donc un cadre d'étude privilégié pour mieux comprendre les mécanismes d'interactions océan-atmosphère de petite échelle. D'autant que ces évènements synoptiques peuvent potentiellement jouer un rôle clé dans l'influence des fronts de SST au-delà de la MABL, notamment sur toute la troposphère et les régions éloignées de la zone de front.

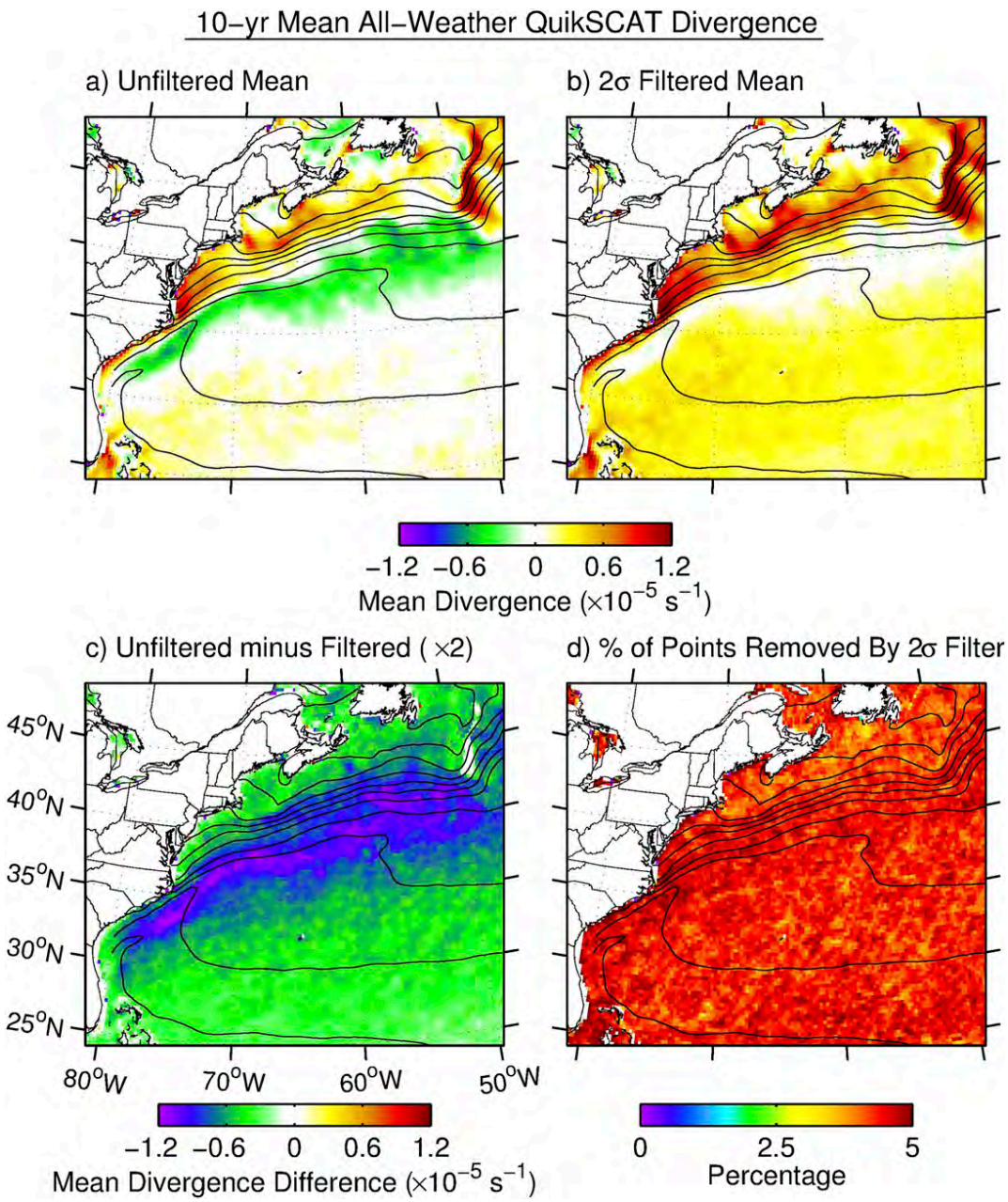

FIGURE 1.11 – Distribution spatiale de la divergence du vent de surface calculée en faisant (a) la moyenne sur la période 1999-2009 des données journalières de divergence de vent à 10 m provenant de QuikSCAT (b) après avoir enlevé les valeurs de divergence supérieures à 2x l'écart type en valeur absolue (filtre 2σ) en chaque point de la région (c) la différence (a)-(b) ; et (d) le pourcentage de jours enlevés en chaque point par le filtre 2σ. Les contours représentent la climatologie de la SST issue de la réanalyse Reynolds sur la même période avec un intervalle de 2°C. Extrait de O'Neill et al. (2017).

1.4 Influence des fronts de SST sur la troposphère libre

L'influence de l'océan sur la MABL a déjà été démontrée, et ce malgré le fait qu'il n'y ait pas de consensus sur l'importance relative des mécanismes proposés. Par contre, l'influence de la zone de front au-delà de la MABL reste une question ouverte. Plusieurs études ont cherché à caractériser l'influence des fronts de SST sur la troposphère libre. Ces études utilisent un protocole expérimental spécifique pour isoler la réponse de l'atmosphère aux fronts de SST (voir table 1.1). Ces expériences se basent sur deux jeux de simulations dont l'atmosphère est forcée soit :

i) par des SST observées (simulations CTL pour contrôle)

ii) par des fronts océaniques atténués, via l'application d'un filtre spatial aux données de SST de CTL dans la zone du front (simulations SMTH pour smoothed).

iii) l'étude de la différence CTL-SMTH permettant d'identifier l'influence des fronts de SST.

Auteur	Modèle utilisé	SST utilisée	λ filtrage	Durée exp.
Minobe et al. (2008)	AFES 50 km	NCEP 0.5°	5° ≈ 500 km	5 ans
Woollings et al. (2010b)	HadRM3p 50 km	Reynolds 0.25°	5° ≈ 500 km	21 ans
Kuwano-Yoshida et al. (2010)	AFES 50 km	NCEP 0.5°	5° ≈ 500 km	6 ans
Brachet et al. (2012)	LMD-Z 0.5°	SST renforcée % à la climatologie	-	870 jours
Small et al. (2014)	CAM5 0.5°	Reynolds 0.25°	25° ≈ 2500 km	60 ans
Parfitt et al. (2016)	AFES 50 km	Reynolds 0.25°	5° ≈ 500 km	20 ans
Piazza et al. (2016)	ARPEGEv5.3 50 km	Reynolds 0.25°	4° ≈ 400 km	4x7 ans
Vannière et al. (2017)	UM7.3 12 km	ECMWF 0.25°	25° ≈ 2500 km	1 jour
O'Reilly et al. (2016)	AFES 50 km	Reynolds 0.25°	5° ≈ 500 km	20 ans

TABLE 1.1 – Récapitulatif du protocole expérimental pour les expériences d'atmosphère forcée de la littérature avec de gauche à droite : l'article de référence, le modèle atmosphérique utilisé et sa résolution horizontale, la SST utilisée en condition limite de surface pour forcer la simulation CTL, le diamètre caractéristique des éléments filtrés afin d'obtenir les SSTs de SMTH, la durée de l'expérience.

1.4.1 Réponse locale sur la troposphère

Minobe et al. (2008) montrent à partir d'une expérience de sensibilité (voir table 1.1), que la circulation ascendante sur le GS est étroitement liée à la zone plus chaude des fronts de SST. Leurs résultats présentés dans la figure 1.12 montrent que la présence des fronts de SST induit une intensification de la bande de précipitations au-dessus de la région, par rapport à une SST filtrée.

Kuwano-Yoshida et al. (2010) (voir table 1.1) montrent que cette convergence de vent en surface est plus intense en hiver. L'ascendance verticale ainsi que la bande de précipitations qui en résultent le sont également. Ces études suggèrent que les fronts de SST pourraient avoir une influence au-delà de la MABL et affecter la troposphère libre

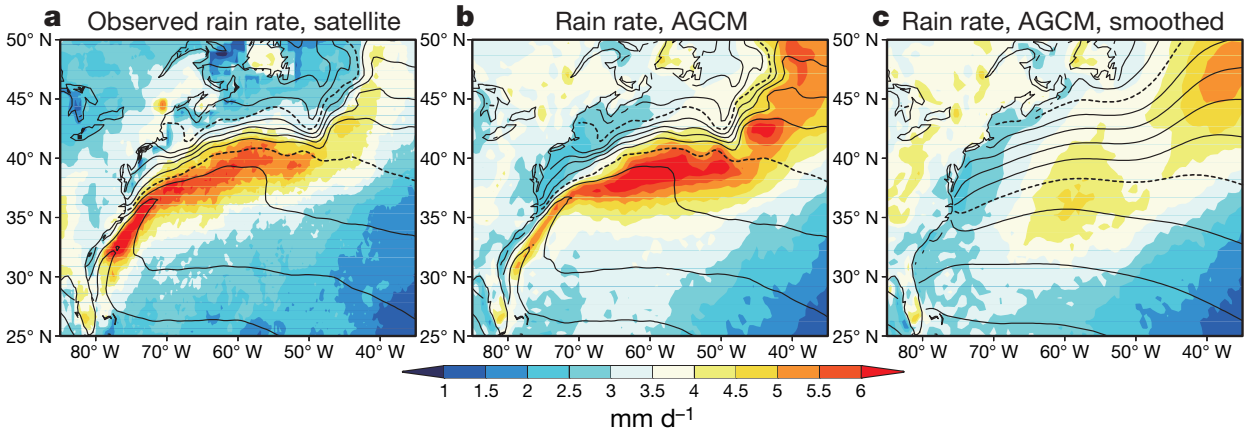

FIGURE 1.12 – (a) Précipitations observées sur la période 2000-2006, à partir des données satellitaires TRMM (Tropical Rain Measurement Mission). (b) Précipitations simulées sur la même période avec le modèle AFES (Atmospheric general circulation model for the Earth Simulator, avec une résolution spatiale de 50 km) forcé en surface par un produit de SST (à résolution comparable). (c) Pareil que pour (b) mais le modèle est forcé par des SSTs filtrées passe-bas. Les contours représentent la climatologie de la SST, avec des contours tous les 2°C, et ceux correspondant à 10°C et 20°C sont en pointillés. Extrait de Minobe et al. (2008).

par des mouvements ascendants liés à la forte convergence en surface. Ces phénomènes seraient amplifiés en hiver.

Brachet et al. (2012) (voir table 1.1) ont étudié, à partir d'expériences numériques légèrement différentes basées sur un modèle atmosphérique forcé par une SST à haute résolution, l'impact des fronts de SST renforcés dans la région du GS par rapport à des fronts climatologiques. Ils remarquent qu'en appliquant une intensification symétrique des fronts de SST une réponse asymétrique de l'atmosphère est obtenue. L'ascendance sur la partie chaude est plus amplifiée que la subsidence sur le partie froide de la zone de fronts de SST. Ils montrent notamment que la réponse asymétrique de la MABL est expliquée à parts égales entre la présence des fronts de SST et le pompage engendré par le passage des anomalies synoptiques au-dessus du GS. Ceci suggère que les évènements synoptiques passant au-dessus du GS auraient un rôle clé pour les interactions océan-atmosphère de petite échelle. Comment expliquer l'asymétrie par les perturbations synoptiques ? Vannière et al. (2017) étudient le cas extrême d'un cyclone extratropical et qui se déplace vers l'est sur le GS. Ils proposent un mécanisme par lequel la présence des fronts de SST pourrait moduler les phénomènes convectifs liés au passage d'un front froid atmosphérique (voir figure 1.13). Après le passage du front froid, le contraste entre l'air froid et les eaux plus chaudes génère des flux de chaleur turbulents. Le mélange dans la couche limite et l'activation de la convection vont homogénéiser la couche limite. Par contre dans leur expérience CTL, la présence des fronts de SST va moduler la distibution spatiale des échanges turbulents et de la convection. La convection profonde se développe davantage sur le côté chaud du front de SST, mais la convection est réduite sur le côté froid. Cette différence spatiale n'est pas obtenue dans SMTH. Les différences de convection de part et d'autre de la région de fronts de

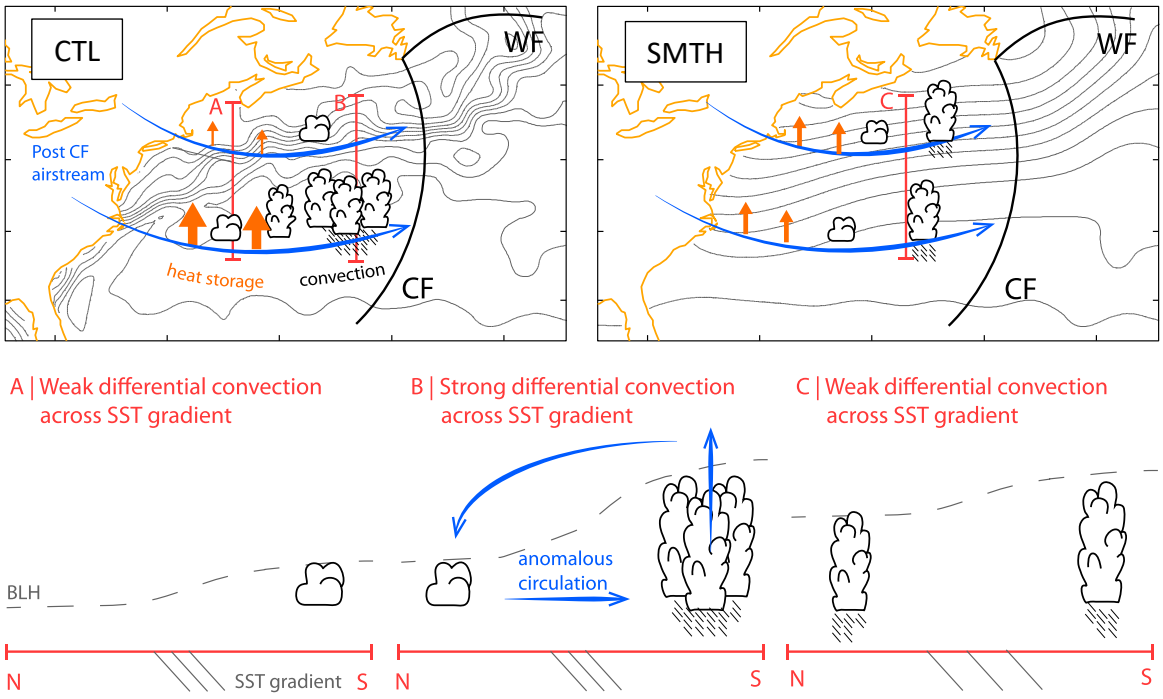

FIGURE 1.13 – (au-dessus) Schéma des interactions océan-atmosphère dans le secteur froid du cyclone (à gauche) pour CTL et (à droite) pour SMTH. Les lignes noires délimitent le front chaud (WF) et le front froid (CF) du cyclone. Les SSTs sont représentées par des contours gris avec un intervalle de 2 K. Les flèches bleues représentent la direction prise par la masse d'air. L'épaisseur des flèches orange symbolise l'intensité des échanges de chaleur depuis l'océan vers l'atmosphère. (en bas) Coupes nord-sud du secteur froid du cyclone pour CTL (A et B) et SMTH (C) comme indiquées dans le schéma (au-dessus). Extrait de Vannière et al. (2017).

SST peuvent générer une circulation secondaire dans CTL.

En outre, Parfitt et al. (2016) montrent que les fronts atmosphériques, liés aux perturbations synoptiques, auraient une fréquence d'occurence accrue de l'ordre de 30% en présence des fronts de SST dans la région du GS. Ce résultat suggère que les fronts de SST pourraient influer sur la circulation atmosphérique en Atlantique Nord et notamment sur les routes dépressionnaires.

1.4.2 Influence des fronts de SST sur la circulation atmosphérique en Atlantique Nord

Influence des fronts de SST sur les routes dépressionnaires

Les tourbillons atmosphériques sont transportés au sein des routes dépressionnaires et prennent naissance dans les régions de fort contraste thermique, comme les zones frontales de SST (Chang et al., 2002; Hoskins and Hodges, 2002). La position et l'intensité de ces routes dépressionnaires ont une influence sur les vents, la température

et les précipitations des régions adjacentes. Pour la région Atlantique Nord, les tourbillons transportent la chaleur depuis la région du GS vers les latitudes plus élevées et contribuent ainsi à l'équilibre énergétique global de la Terre (Trenberth and Caron, 2001; Trenberth and Stepaniak, 2003).

Plusieurs études ont étudié le rôle des fronts de SST sur les routes dépressionnaires, notamment dans des modèles idéalisés de type aquaplanète : toutes ces études concluent qu'en présence de fronts de SST, les routes dépressionnaires sont plus intenses (Nakamura et al., 2008; Sampe et al., 2010; Michel and Rivière, 2014). Des expériences de sensibilité basées sur des modèles de circulation générale ont également été l'objet d'études visant à étudier l'influence des fronts de SST sur les routes dépressionnaires. Un protocole expérimental similaire à celui de Minobe et al. (2008) a été utilisé pour générer ces expériences (Woollings et al., 2010b; Small et al., 2014; Piazza et al., 2016; O'Reilly et al., 2017) (voir table 1.1). La figure 1.14 illustre les résultats obtenus par

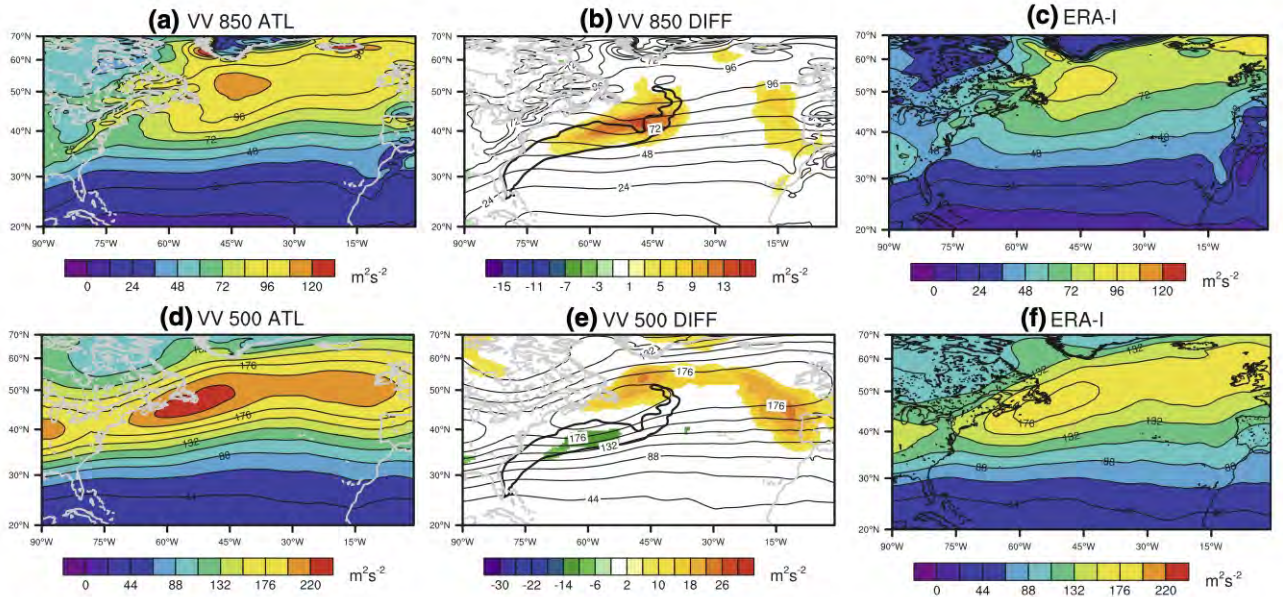

FIGURE 1.14 – Influence de la petite échelle océanique sur les routes dépressionnaires, en se basant sur la représentation spatiale de la variance du vent méridien ; à basse altitude (en haut, 850 hPa) pour la simulation ATL (a) et pour la différence ATL-SMTH avec les contours de ATL derrière (b), la réanalyse ERA-I étant montrée à titre indicatif (c) ; à haute altitude (en bas, 500 hPa) pour la simulation ATL (d) et pour la différence ATL-SMTH avec les contours de SMTH derrière (e), la réanalyse ERA-I étant également montrée à titre indicatif. La simulation atmosphérique ATL utilise le modèle atmosphérique CAM v3 avec une résolution horizontale de 0.5° forcé par les SSTs issues de la réanalyse Reynolds et al. (2007) et couvre l'hiver DJF (Décembre-Janvier-Février). La simulation SMTH utilise le même modèle mais les SSTs de la réanalyse utilisées en forçage sont filtrées spatialement, avec une longueur d'onde de coupure d'environ 25°. Extrait de Small et al. (2014).

Small et al. (2014). Dans les basses couches de l'atmosphère (à 850hPa), la présence de fronts de SST est associée à une intensification des routes dépressionnaires en adéquation avec un fort gradient de température atmosphérique et une intensification du flux

de chaleur turbulent de l'océan vers l'atmosphère. Ils montrent qu'avec un renforcement du gradient de SST de l'ordre de 4 K/100km, les flux de chaleur et les flux d'humidité sur la zone de fronts de SST sont intensifiés de l'ordre de 30%.

Ils mettent également en avant que les effets du filtrage sur les routes dépressionnaires sont différents selon le niveau vertical considéré. A 850 hPa, ils montrent qu'en présence de fronts de SST il y a une intensification sur le GS alors qu'à 500 hPa l'intensification est située plus en aval. A ce niveau, on observe aussi un décalage des routes dépressionnaires vers le nord. Ces résultats dépendent certes du modèle utilisé et du protocole expérimental mis en place. Cependant, d'autres études obtiennent des résultats semblables, notamment Foussard (2018) avec des expériences de sensibilité basées sur un modèle idéalisé destiné à étudier l'influence des tourbillons océaniques sur les routes dépressionnaires. Avec leurs expériences, Woollings et al. (2010b) et Piazza et al. (2016) ont montré une densification des dépressions et une intensification de la cyclogenèse au niveau du GS, notamment sous l'effet des SSTs chaudes et du gradient méridien de température en basse couche de l'atmosphère. Tous ces résultats suggèrent que les fronts de SST intensifieraient localement les routes dépressionnaires et provoqueraient un décalage vers le nord de la trajectoire empruntée par les dépressions.

En outre, les routes dépressionnaires sont intimement liées au courant jet des moyennes latitudes. Elles peuvent être formées par des processus liés à l'instabilité barocline du courant jet moyen (Eady, 1949). Elle participent également activement au transfert méridien de chaleur par les tourbillons atmosphériques en son sein, ainsi qu'à la formation de "l'eddy-driven jet" qui est un courant jet en basse couche de l'atmosphère (Lee and Kim, 2003; Robinson, 2006).

Influence des fronts de SST sur le courant jet

Plusieurs études ont cherché à étudier l'influence des fronts de SST sur la position et l'intensité du courant jet des moyennes latitudes (Piazza et al., 2016; O'Reilly et al., 2017).

A l'aide des expériences listées table 1.1, Piazza et al. (2016) étudient l'influence des fronts de SST sur la climatologie du courant jet dans la région Atlantique Nord. La réponse du jet illustrée dans la figure 1.15 n'est pas significative sur la région de fronts de SST, alors qu'en aval, il y a une atténuation des vents d'environ 10% entourée par une intensification du courant jet d'environ 20% au nord vers le Groenland ainsi qu'une intensification au sud d'environ 10% pour la partie subtropicale. La présence de ce tripôle montre qu'en présence de la zone de fronts de SST, le courant jet des moyennes latitudes en moyenne climatologique est élargi. Ce résultat est à contraster avec ceux obtenus à l'aide des expériences de sensibilité de O'Reilly et al. (2017). Ces derniers trouvent que la variabilité haute fréquence du courant jet est affectée par la région de front de SST : en présence de flux méridiens de chaleur orientés vers le nord plus intenses dans la région du GS, le jet des moyennes latitudes serait plus souvent décalé vers le Nord.

Dans la région du GS, la variabilité du jet est intimement liée aux routes dépressionnaires. Tous ces phénomènes interagissent avec la circulation atmosphérique de grande échelle dont ils font partie intégrante (Woollings et al., 2010a; Piazza et al., 2016). Si

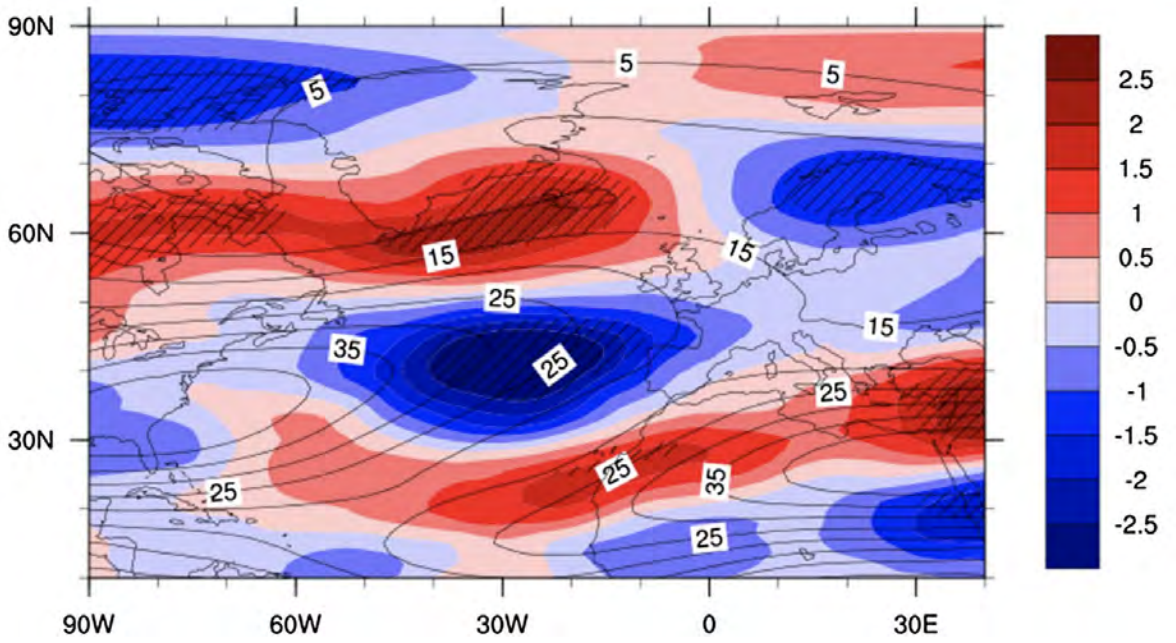

FIGURE 1.15 – Influence de la petite échelle océanique sur le courant jet, en se basant sur la représentation spatiale de la composante zonale du vent moyennée entre 200 et 300 hPa (en m/s), pour l'hiver étendu (Novembre-Mars). En couleur est représentée la différence CTL-SMTH. En contour derrière est représentée la moyenne climatologique de SMTH. Les régions hachurées représentent les zones où la significativité statistique calculée à l'aide d'un t-test est supérieure à 90%. L'expérience CTL utilise le modèle atmosphérique ARPEGE-Climat avec une résolution horizontale de 50 km forcé en surface par la réanalyse issue de Reynolds et al. (2007) sur la période allant de Janvier 2003 à Juillet 2011. L'expérience SMTH utilise le même modèle mais les SSTs de la réanalyse utilisées en forçage sont filtrées spatialement, avec une longueur d'onde de coupure d'environ 4°. Extrait de Piazza et al. (2016).

on détecte une influence des fronts de SST sur les routes dépressionnaires et le courant jet alors ceci suggère qu'il pourrait y avoir un impact sur les régimes de temps.

Influence des fronts de SST sur les régimes de temps

Les régimes de temps peuvent être définis comme des états stationnaires, récurrents et ayant une certaine persistence dans le temps. Ce sont des situations préférentielles de la circulation atmosphérique de grande échelle (Vautard, 1990; Michelangeli et al., 1995; Cassou, 2008).

Dans la littérature, 4 régimes de temps ont souvent été caractérisés dans la région Nord-Atlantique (voir figure 1.16) : les deux premiers sont les régimes liés à l'Oscillation de l'Atlantique Nord (North Atlantic Oscillation ou NAO), à savoir sa phase positive NAO+ (30% de fréquence d'occurrence) et négative NAO- (20% de fréquence d'occurrence). Ils se caractérisent par un renforcement (NAO+) ou un affaiblissement (NAO-) des vents d'ouest (Woollings et al., 2010a). Les deux derniers régimes sont celui

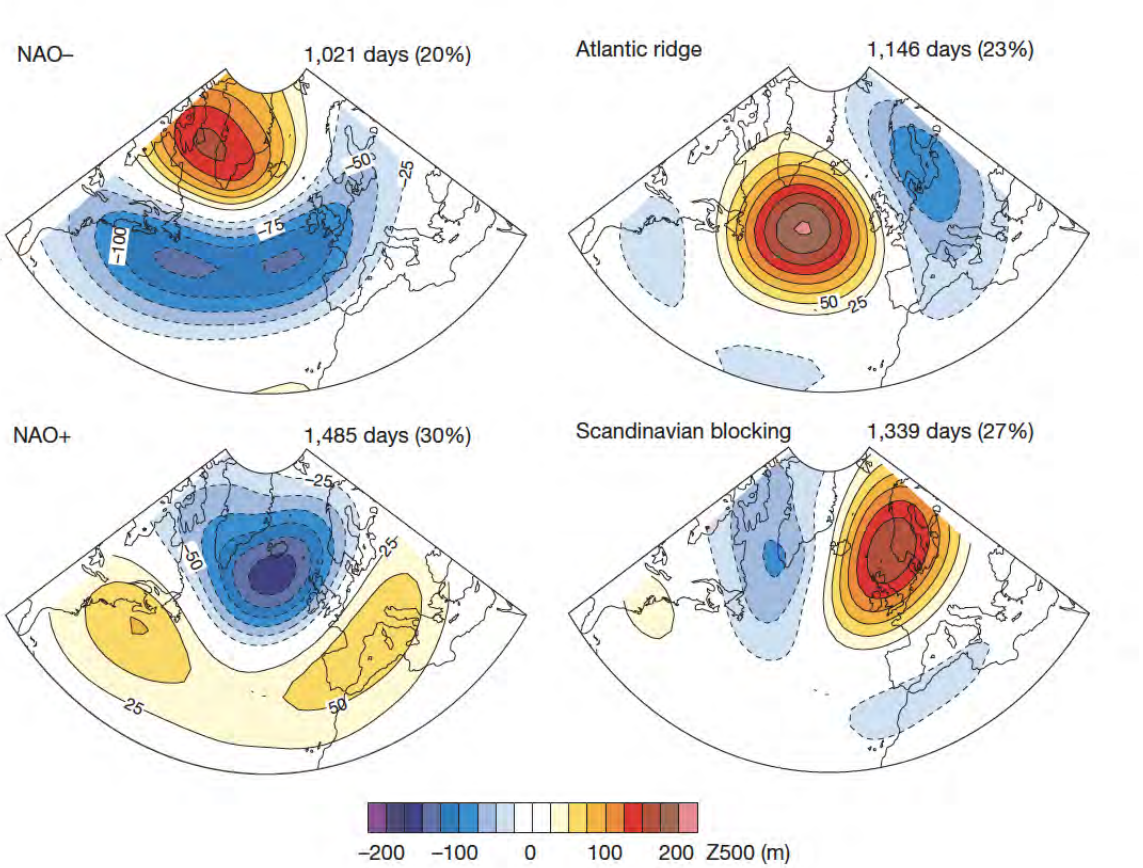

FIGURE 1.16 – Centroïdes des quatres régimes de temps : NAO- (haut à gauche), NAO+ (bas à gauche), Atlantic ridge (haut à droite) et Scandinavian blocking (bas à droite). Ces centroïdes sont obtenus à partir des anomalies de géopotentiel à 500 hPa (Z500, en couleurs) provenant de la réanalyse NCEP / NCAR pour les jours d'hiver (Novembre-Mars) sur la période 1974-2007. Chaque pourcentage correspond au nombre de jours associés à chaque régime de temps et représente la fréquence moyenne d'occurence du régime correspondant pour tous les jours d'hiver. Les contours sont représentés tous les 25 m. Ces centroïdes sont calculés à partir d'un algorithme k-means dans le domaine 90°W–30°E, 20°N–80°N. Extrait de Cassou (2008).

de la dorsale atlantique (Atlantic Ridge ou AR, associé 23% de fréquence d'occurrence) et du régime de blocage scandinave (Scandinavian blocking, SBL, 27% de fréquence d'occurrence), tous les deux caractérisés par un courant jet affaibli (Woollings et al., 2010a).

Le lien entre, les régimes de temps associés à des circulations atmosphériques caractéristiques d'une part, et les conditions climatologiques sur l'Europe d'autre part a été largement documenté de l'échelle journalière à l'échelle décennale (Philipp et al., 2007; Slonosky and Yiou, 2001; Hurrell, 1995). Les régimes de temps déterminent une grande partie de la variabilité des anomalies climatiques telles que la température de surface (Polo et al., 2013), les précipitations (Beck et al., 2007) ou encore la vitesse du vent (Couto et al., 2014). Le risque d'être confronté à des évènements extrêmes en termes de température (canicules, vagues de froid) et de précipitations (sécheresses, inondations) est lié à l'occurence des différents régimes de temps (Cassou, 2010). Si on détecte une influence des fronts de SST sur les régimes de temps, alors cela suggérerait qu'il pourrait y avoir un impact sur l'Europe.

L'étude des variations du géopotentiel à 500 hPa est un bon moyen d'identifier la réponse de la circulation atmosphérique aux fronts de SST. O'Reilly et al. (2016) montrent avec leurs expériences de sensibilité que dans la région euro-atlantique, les anomalies du géopotentiel à 500 hPa associées aux fronts de SST sont de l'ordre de -4 à 8 m par °C/100km. Certaines études montrent par ailleurs une influence sur les épisodes de blocage associés au régime SBL (Piazza et al., 2016; O'Reilly et al., 2016). La figure 1.17 montre les résultats obtenus par O'Reilly et al. (2016) pour les fréquences d'occurence des évènements du blocage. Ils constatent une intensification significative de l'occurence du régime SBL au-dessus de l'Europe de l'ouest pour leurs expériences de sensibilité (+5%). Piazza et al. (2016) obtiennent des résultats plus faibles avec leurs expériences de sensibilité (+2%), d'autant qu'ils constatent que les changements ne sont pas significatifs. Ceci montre que l'influence des fronts de SST sur les régimes de temps reste incertaine. Notamment, l'amplitude de la réponse obtenue pourrait dépendre du modèle utilisé ainsi que du protocole expérimental choisi pour l'isoler.

1.4.3 Influence des fronts de SST sur le climat en Europe

L'influence des fronts de SST sur le climat en aval du GS a été peu caractérisée par les expériences de sensibilité référencées dans la littérature.

Avec leurs expériences de sensibilité, (O'Reilly et al., 2016) montrent que l'augmentation des épisodes du blocage associés à la zone de fronts de SST augmentent significativement le nombre de vagues de froid sur la partie nord de l'Europe centrale et les Balkans, et diminuent leur nombre sur l'Europe de l'est, la péninsule Ibérique et l'Anatolie.

On peut émettre l'hypothèse que les autres expériences réalisées jusqu'à maintenant (voir table 1.1) ne disposaient pas d'un échantillon temporel suffisamment grand pour isoler la réponse aux fronts de SST en comparaison avec la forte variabilité atmosphérique des moyennes latitudes. Ou bien tout simplement que ce n'était pas l'objectif de ces expériences de sensibilité, notamment pour Small et al. (2014) qui disposent tout de même de 60 ans de simulation.

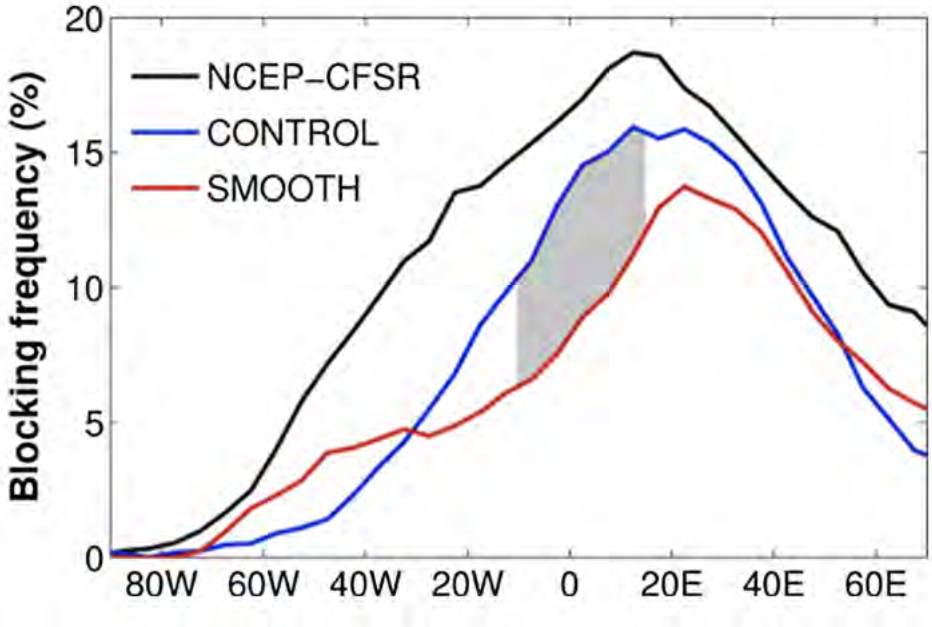

FIGURE 1.17 – Fréquence d'occurence du régime du blocage dans la zone euro-atlantique en hiver (DJF) pour la réanalyse NCEP-CFSR (en noir), l'expérience CONTROL (en bleu) et l'expérience SMOOTH (en rouge). La zone hachurée grise représente l'endroit où la significativité statistique de la différence CONTROL-SMOOTH est supérieure à 90%. L'expérience CONTROL utilise le modèle atmosphérique AFES v3 avec une résolution horizontale de 50 km forcé en surface par la réanalyse issue de Reynolds et al. (2007) sur la période allant de Septembre 1981 à Août 2001. L'expérience SMOOTH utilise le même modèle mais les SSTs de la réanalyse utilisées en forçage sont filtrées spatialement, avec une longueur d'onde de coupure d'environ 8°. Extrait de O'Reilly et al. (2016).

1.5 Résumé et problématique

Les interactions océan-atmosphère présentent une dualité forte entre les échelles spatiales et temporelles, notamment pour la région d'intérêt de cette thèse : la région du GS associée à l'Océan Atlantique Nord.

La zone de fronts de SST associée au GS présente en son sein de larges échanges de flux de chaleur depuis l'océan vers l'atmosphère. En outre, la région de fronts de SST est source d'une forte baroclinicité, ce qui fait de cette région un lieu privilégié pour le développement et le passage des dépressions atmosphériques. Ce passage préférentiel des dépressions constitue la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord, cependant le rôle spécifique des fronts de SST de la région du GS sur cette route dépressionnaire reste mal connu (section 1.1).

A l'échelle du bassin Nord-Atlantique, l'influence de l'océan sur l'atmosphère est détectable de l'échelle de temps saisonnière à inter-annuelle mais la prévisibilité de l'atmosphère liée à l'océan est masquée par la forte variabilité interne de l'atmosphère. En revanche, la variabilité caractérisée par des échelles de temps décennales à multi-

décennales a révélé avoir un rôle clé pour des impacts climatiques sur des régions adjacentes. Les processus probables pour expliquer cet impact sont les processus océaniques tels que ceux de la circulation méridienne de retournement, caractérisés par des constantes de temps de relaxation plus longues que celles de l'atmosphère. Cependant, le rôle particulier du GS pour le climat en Europe, de par son important contenu thermique et les transferts de chaleur qu'il occasionne vers l'atmosphère, reste largement discuté (section 1.2).

L'apport de la haute résolution dans les observations et les modèles climatiques ainsi que l'utilisation d'expériences idéalisées a permis d'identifier des mécanismes à petite échelle spatio-temporelle présents dans la région du GS et mettant en avant l'influence de l'océan sur l'atmosphère dans la MABL. Aujourd'hui, l'influence de la zone de fronts de SST sur la MABL est largement reconnue. Deux mécanismes ont été proposés pour expliquer cette influence : le mécanisme d'ajustement de pression (PAM) et de mélange vertical (VMM). Cependant, l'importance relative des mécanismes PAM et VMM pour cette influence est encore sujet à discussion. Notamment, le rôle des évènements synoptiques pour l'importance relative des mécanismes PAM et VMM pour générer de la divergence de vent de surface est encore une question ouverte (section 1.3).

Enfin, l'utilisation d'expériences de sensibilité a réussi à faire émerger une influence de l'océan sur l'atmosphère au-delà de la couche limite atmosphérique, sur la troposphère locale et les régions éloignées, comme l'Atlantique Nord et l'Europe. Cependant, les résultats obtenus dépendent du modèle utilisé ainsi que du choix du protocole expérimental. La durée des simulations est souvent trop courte pour détecter des signaux significatifs, en particulier en aval du GS. De plus les mécanismes associés à cette influence sont encore largement méconnus (section 1.4).

Les objectifs de cette thèse sont les suivants :

Nous étudions le rôle respectif des mécanismes VMM et PAM sur la divergence du vent de surface et comment les perturbations synoptiques modulent ce rôle (Chapitre 3). A l'aide d'expériences numériques idéalisées et réalisées avec un modèle d'atmosphère haute résolution et des SSTs à très haute résolution, nous étudions l'influence "locale" des fronts de SST sur la troposphère libre (Chapitre 4) et l'influence "non locale" des fronts de SST sur la circulation atmosphérique en Atlantique Nord et sur l'Europe (Chapitre 4). Pour cela nous avons réalisé deux ensembles (CTL, SMTH) de 10 membres, afin d'avoir un échantillon qui permettra d'obtenir des résultats plus robustes d'un point de vue statistique.

Chapitre 2

Présentation des outils et méthodes utilisés pour l'étude des interactions océan-atmosphère

Dans ce chapitre, nous présentons l'ensemble des données et méthodes que nous avons utilisé dans cette thèse. Nous commençons par décrire le modèle d'atmosphère (ARPEGE) et les simulations qui ont servi de base à cette étude. Les jeux d'observation et réanalyses sont aussi présentés. Ensuite nous présentons les outils pour caractériser les interactions océan-atmosphère dans la MABL (section 2.2). Nous utilisons ces outils pour faire une étude de validation du modèle ARPEGE dans la représentation des mécanismes de la MABL. Pour cela, nous considérons 2 échelles de temps : l'échelle mensuelle (souvent utilisée dans la littérature) et l'échelle journalière, qui est moins utilisée mais sera aussi traitée dans cette thèse (Chapitre 3). Pour terminer la section, nous étudions l'activité barocline et les routes dépressionnaires et comment elles sont simulées dans la nouvelle version du modèle ARPEGE.

2.1 Données numériques utilisées

Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé des données observationnelles et des sorties de modèles pour étudier les interactions océan-atmosphère. Cette première section présente de manière exhaustive les différents types de données utilisées.

2.1.1 Les simulations atmosphériques forcées

Description du modèle d'atmosphère ARPEGE-Climat v6.3

Historiquement, ARPEGE/IFS (Integrated Forecast System) est un modèle de prévision météorologique développé en étroite collaboration entre Météo France et le Centre Européen pour la Prévision Météorologique à Moyen Terme (ECMWF). Dans les années 90, les besoins de la communauté climatique française, pour étudier l'impact des gaz à effet de serre anthropiques sur le climat, ont donné naissance à la version climatique d'ARPEGE/IFS : ARPEGE-Climat (Déqué et al., 1994).

Pour sa physique verticale, ARPEGE-Climat v6.3 est basé sur l'approximation en couche mince et sur l'approximation hydrostatique. Il comprend 91 niveaux en coordonnées hybrides sigma-pression (31 dans sa version précédente ARPEGE-Climat v5.2). Le niveau le plus haut est à 0.01 hPa, tandis que la couche limite est décrite avec 15 niveaux en dessous de 1500m. ARPEGE est un modèle spectral, la physique du modèle et le calcul des termes non-linéaires passent par une transformation spectrale sur une grille Gaussienne réduite (Hortal and Simmons, 1991). Pour une troncature T donnée, la méthode spectrale consiste à représenter un champ $X(t, \lambda, \mu)$ dans le domaine spectral avec t le temps, λ la longitude et μ le sinus de la latitude, selon la décomposition :

$$X_T(t, \lambda, \mu) = \sum_{m=-M}^{M} \sum_{n=|m|}^{N} X_n^m(t) Y_n^m(\lambda, \mu) \tag{2.1}$$

où m est le nombre d'onde zonal, n le nombre d'onde global, $X_n^m(t)$ le coefficient spectral du champ X et $Y_n^m(\lambda, \mu)$ l'harmonique sphérique correspondante. Pour ARPEGE-Climat v6.3, la troncature T est dite triangulaire, ce qui implique que $N = M$. Dans cette thèse deux troncatures sont utilisées : la T359 qui équivaut à une résolution spatiale d'environ 50 km aux moyennes latitudes pour la version haute résolution (HR), et la T127 qui elle équivaut à une résolution spatiale d'environ 140 km aux moyennes latitudes pour la version basse résolution (LR).

La dynamique du modèle ARPEGE-Climat v6.3 en version couplée est décrite dans Voldoire et al. (2019). La dynamique atmosphérique est identique en version forcée (Roehrig et al., 2020). Elle est basée sur un schéma d'intégration semi-lagrangien. Un pas de temps de 15 minutes est utilisé sauf pour le module de transfert radiatif qui n'est appelé que toutes les heures. Pour calculer les tendances, tout comme son prédecesseur ARPEGE-Climat v5.2, cette nouvelle version utilise les six variables pronostiques suivantes : la température, l'humidité spécifique, la concentration d'ozone, la pression de surface, la vorticité et la divergence.

Une étude comparative de la physique du modèle d'ARPEGE-Climat v6.3 avec sa version antérieure n'étant pas l'objectif de cette thèse, nous tenons quand même à décrire succinctement les modifications apportées dans la nouvelle version et que nous jugeons importantes pour une thèse portant sur les interactions océan-atmosphère.

Dix nouvelles variables pronostiques ont été ajoutées, à savoir : l'énergie cinétique turbulente (TKE), la partie convective de la vitesse verticale et les contenus en liquide et solide dans les nuages et les précipitations pour les parties stratiformes et convectives. Dans l'ancienne version d'ARPEGE-Climat, ces processus reposaient sur la paramétrisation sous-maille et étaient calculés en tant que variables diagnostiques (Voldoire et al., 2013). L'ajout de ces différentes variables dans le système de résolution pronostique des équations ont une importance à soulever dans le cadre de cette thèse : dans la région du GS, les évènements de forts flux turbulents à la surface de l'océan et dans la couche limite atmosphérique sont associés à des évènements convectifs importants et des précipitations intenses.

Pour le schéma de turbulence sous-maille, les travaux de Cuxart et al. (2000) sont

utilisés. L'énergie cinétique turbulente y est décrite par une équation diagnostique avec un schéma d'ordre 1.5.

Concernant la paramétrisation sous-maille de la partie convective du modèle, on peut également soulever dans l'intérêt de cette thèse, le changement majeur de paramétrisation concernant le schéma convectif, qui suit désormais le schéma PCMT de Piriou et al. (2007) et Guérémy (2011), qui est un schéma de convection unifié, traitant à la fois les thermiques secs, la convection peu profonde et la convection profonde. Le transport des espèces microphysiques, d'énergie, d'humidité et de la quantité de mouvement sur la verticale est réalisé par la vitesse verticale qui résulte du travail de la force de flottabilité Bretherton et al. (2004). Afin d'homogénéiser les différentes contributions relatives à la convection, l'hypothèse prise dans ARPEGE v6.3 pour la fermeture du bilan convectif total est basée sur le schéma de relaxation CAPE.

Pour la paramétrisation sous-maille de la partie stratiforme du modèle, on note également l'apport du schéma pour les espèces microphysiques de Lopez (2002) largement modifié par Bouteloup et al. (2011) qui a mis au point une approche probabiliste pour la sédimentation, permettant d'avoir des pas de temps plus longs que pour les approches utilisées antérieurement.

La composante du surface : SURFEX

Le modèle que nous utilisons dans cette thèse est un modèle terre-atmosphère. Le module de surface du modèle ARPEGE-Climat en charge de calculer les flux à la surface de la Terre est géré par la plateforme numérique SURFEX (Masson et al., 2013). SURFEX est couplé online à ARPEGE-Climat et partage la même résolution spatiale et pas de temps que ce dernier. Trois types de surface sont considérés dans SURFEX : la terre, les lacs et les océans.

La surface terrestre est représentée en utilisant le nouveau système couplé d'interaction sol-biosphère-atmosphère (ISBA-CTRIP, Decharme et al. (2019)). ISBA calcule l'évolution de l'énergie et du budget en eau à la surface terrestre tandis que CTRIP calcule les débits de rivière en direction des océans. Le couplage entre ISBA et CTRIP est réalisé via le coupleur OASIS3-MCT (Valcke, 2013). En configuration forcée, le couplage avec l'océan n'est pas réalisé.

Les lacs, incluant la mer Caspienne et la mer d'Aral, sont représentés avec le modèle FLake, qui calcule l'évolution temporelle du profil vertical de température du lac. Le modèle de lac peut être recouvert par de la glace ou de la neige.

Plus en lien avec cette thèse, au-dessus de l'océan, SURFEX résout les échanges de quantité de mouvement, d'énergie et d'eau à l'interface océan-atmosphère. Les effets radiatifs de l'eau de mer vers l'atmosphère sont pris en compte par le schéma de Séférian et al. (2018). Les échanges de flux turbulent de quantité de mouvement, de chaleur et d'eau sont calculés avec une version améliorée du schéma ECUME, qui est une paramétrisation bulk itérative dévelopée au CNRM grâce à des relevés in-situ.

Description des expériences HighResMIP basées sur le modèle ARPEGE-Climat v6.3

Afin d'étudier les interactions entre l'océan et l'atmosphère dans la région du Gulf Stream nous utilisons une approche par modélisation numérique. Les premières expériences numériques étudiées lors de cette thèse ont été produites dans le cadre de "HighResMIP" (Haarsma et al., 2016) financé par le projet européen PRIMAVERA (pour PRocess-based climate sIMulation : AdVances in high-resolution modelling and European climate Risk Assessment). L'objectif principal de PRIMAVERA est d'étudier l'apport de l'augmentation de résolution dans les modèles de climat pour la représentation du climat en Atlantique Nord et en Europe. HighResMIP fait également partie du projet mondial CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Phase 6, Eyring et al. (2016)) et a proposé un protocole expérimental pour intercomparer des modèles d'atmosphère forcée et des modèles couplés. Ainsi, le groupe CNRM / CERFACS a réalisé des expériences atmosphériques forcées rentrant dans le cadre de ce protocole. Dans cette thèse nous comparerons la version d'ARPEGE basse résolution (LR) à 140 km avec la version haute résolution (HR) qui opère sur une grille à 50 km.

Afin de se focaliser sur l'impact de la résolution, des simulations basse et haute résolution ont été réalisées en suivant autant que possible, le protocole suivant :

-Les conditions initiales des composantes atmosphérique et terrestre utilisées à partir de l'année 1950 sont issues d'une simulation réalisée avec un modèle d'atmosphère sur la période 1850-1950.

-Les conditions limites utilisées sont les données journalières de glace terre-mer et de SST (Sea Surface Temperature) au 1/4° de la réanalyse HadISSTv2 sur la période 1950-2014 (Kennedy et al., 2017).

-Le forçage anthropique par les aérosols des expériences réalisées avec ARPEGE s'éloigne du protocole initial, qui doit suivre l'évolution de valeurs nominales données par le modèle MACv2.0-SP (Stevens et al., 2017). Dans le modèle ARPEGE, le forçage est géré par le schéma d'aérosols TACTIC (Tropospheric Aerosols for ClimaTe in CNRM-CM). Cependant, sa climatologie sur la période 1850-2012, a montré, suite à une étude approfondie, des tendances proches à celles de MAC-v2.0SP.

-Tous les autres forçages, à savoir les volcans, les aérosols naturels, les gaz à effet de serre, la concentration en ozone ainsi que la variabilité solaire, sont prescrits en suivant l'évolution de données historiques sur la période 1950-2014 (Eyring et al., 2016).

-Concernant la différence de paramétrisation entre la version HR et la version LR de ARPEGE-Climat v6.3, afin de respecter au mieux le protocole HighResMIP, la majeure partie des paramètres sont identiques entre les deux résolutions. En excluant les paramètres relatifs au changement de résolution, les seuls qui diffèrent sont : celui fixant la troncature pour la diffusion dans la stratosphère et l'exposant de la diffusion verticale.

Ainsi, en suivant ce protocole, le groupe CNRM / CERFACS a généré un ensemble de simulations comprenant 10 membres pour la composante HR et 10 membres pour la composante LR pour la période 1950-2014. Chaque membre a été réalisé en perturbant légèrement la condition initiale en CO_2. Cette approche ensembliste permet de multiplier par 10 la taille de l'échantillon temporel et avec elle la variabilité atmosphérique

simulée, maximisant le rapport signal sur bruit pour nos analyses statistiques, renforçant ainsi la robustesse statistique des résultats. En tout, on a un échantillon temporel de 650 ans pour HR et LR.

2.1.2 Les observations satellites et les réanalyses

Dans cette thèse, la capacité des modèles utilisés à représenter de manière réaliste les interactions océan-atmosphère et la variabilité climatique, au dessus de la région du GS, est évaluée à partir d'observations et de réanalyses.

La réanalyse ERA5

La réanalyse ERA5 est obtenue à partir du modèle de prévision à courte échéance IFS, développé à l'ECMWF. ERA5 intègre un très grand nombre d'observations provenant d'instruments de satellites, de radars au sol, de stations météorologiques, d'avions, de bâteaux, de bouées et de radiosondes (voir Figure 2.1). La réanalyse atmosphérique ERA5 est décrite dans Hersbach et al. (2020). Cette réanalyse globale couvre la période comprise entre le 1er Janvier 1979 jusqu'à aujourd'hui. C'est le produit le plus récent d'ECMWF, remplaçant la réanalyse ERA-Interim. Elle est calculée sur la grille gaussienne T639 avec une résolution de 31 km et est disponible sur une maille au 1/4°. Elle possède 137 niveaux verticaux de pression jusqu'à 1 Pa. Cette nouvelle réanalyse, plus précise temporellement et spatialement, permet une meilleure représentation de phénomènes tels que les cyclones ou les gradients de SST aux moyennes latitudes. Elle est donc plus adaptée pour étudier les interactions océan-atmosphère. Elle utilise également des données observationnelles plus récentes qu'ERA-Interim, comme les données satellitaires hyperspectrales issues des sondeurs IASI ou CrIS. Des biais de température dans la stratosphère ont été identifiés entre les années 2000 et 2006 dans la première version d'ERA5 que nous utilisons (Simmons et al., 2020). ECMWF a publié une mise à jour ERA5.1 qui doit remplacer ERA5 sur cette période. Cependant, sur cette période, les données sont très similaires dans la troposphère entre ERA5 et ERA5.1. Dans cette thèse, nous nous limitons à des études portant sur la troposphère avec la réanalyse ERA5.

Le produit haute résolution de SST HadISSTv2

HadISSTv2 (Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature version 2) est une réanalyse globale de SST au 1/4° . Ces SSTs ont été utilisées au cours de cette thèse pour évaluer les interactions océan-atmosphère de petite échelle dans la région du GS. Elles ont également servi de condition aux bords à la surface pour forcer le modèle d'atmosphère ARPEGE-Climat v6.3. Les fractions de concentration de glace de mer issues du même jeu de réanalyse ont également été utilisées comme conditions limites de surface. La réanalyse se base sur une méthode de reconstruction par EOF avec une technique d'interpolation optimale locale en prenant en compte : le jeu de données de SST In Situ HadSST3 avec une résolution de 5°, de 1850 à aujourd'hui, des données satellites provenant du radiomètre multispectral AATSR (Advanced Along Track Scanning Radiometer) de 1996 à aujourd'hui avec une précision de 0.1°, ainsi que les

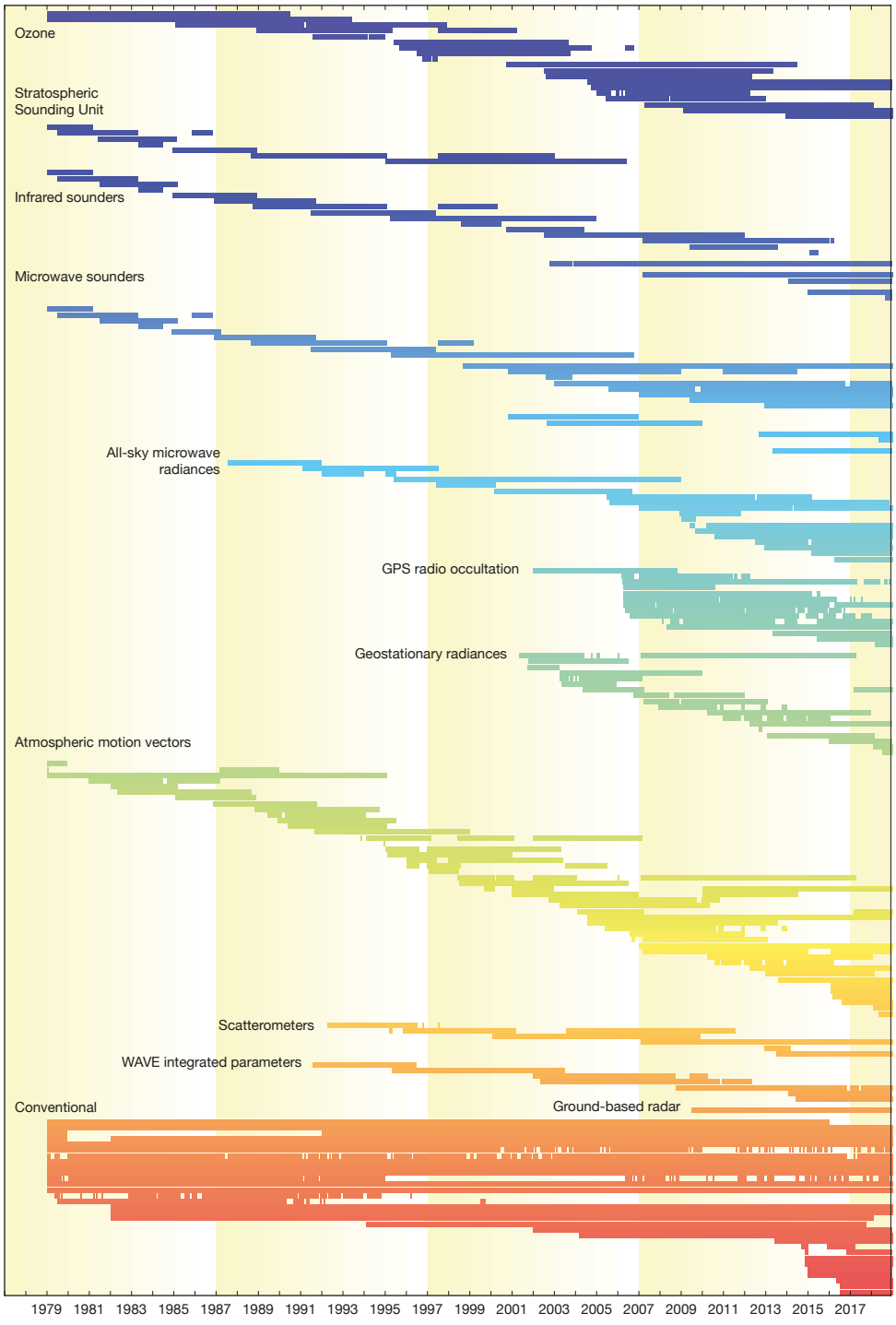

FIGURE 2.1 – Frise temporelle représentant les différents moyens d'observations assimilés par ERA5. Chaque regroupement par couleur représentant un nouveau type de données et chaque ligne un nouveau jeu de données. Figure réalisée par Paul Poli, extraite de la newsletter de Hersbach et al. disponible en suivant le lien https ://www.ecmwf.int/en/newsletter/159/meteorology/global-reanalysis-goodbye-era-interim-hello-era5

données satellites du radiomètre infrarouge AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) de 1981 à nos jours avec une précision de 10 km. Les données de SST sont disponibles sur la période 1950-2014 avec une fréquence journalière et sont présentées dans Kennedy et al. (2017).

Le produit haute résolution de SST OISSTv2

Les SST OI-SSTv2, notamment appelées Optimum Interpolation (OI) SST sont produites par la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, disponibles sur http ://www.esrl.noaa.gov/psd/). Cette réanalyse a été obtenue par une méthode d'interpolation optimale (OI), décrite dans Reynolds et al. (2007). Elle est disponible à une résolution spatiale de 0.25° et à une fréquence journalière. Ce jeu de données utilise une combinaison des SST issues des données satellitaires du radiomètre infrarouge AVHRR et du radiomètre à micro-ondes AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer) du satellite Système d'Observation de la Terre (EOS, pour Earth Observing System) de la NASA. Des observations issues de bouées et de bateaux sont également prises en compte dans cette réanalyse et permettent un ajustement de grande échelle des biais des observations satellites par rapport aux observations in situ. La période de disponibilité des données s'étend de 1981 à 2014. Les SSTs de OISSTv2 ont également été utilisées au cours de cette thèse pour évaluer l'intensité de l'interaction océan-atmosphère de petite échelle représentée par le modèle. Elles ont permis d'identifier l'incertitude observationnelle liée à la SST en les comparant avec le jeu de données HadISSTv2 possédant la même résolution spatiale.

Les SSTs très haute résolution GLORYS12

GLORYS est une réanalyse océanique basée sur la version 3.1 du modèle d'océan NEMO (pour Nucleus for European Modelling of the Ocean). Elle est forcée en surface par ERA-Interim toutes les trois heures. L'étape d'assimilation de données est contrôlée par les SSTs issues de AVHRR ainsi que les données altimétriques de la surface de l'océan d'AVISO (pour Along Track Sea Level Heights) produites par le CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service). L'article de référence pour GLORYS12 est Lellouche et al. (2018). Les SSTs de GLORYS produites par Mercator Océan sont disponibles sur la période allant de 1994 jusqu'à aujourd'hui à fréquence journalière et ont une résolution spatiale au 1/12° (de l'ordre du kilomètre aux moyennes latitudes). Une résolution spatiale aussi précise dans GLORYS12 permet de résoudre les tourbillons de méso-échelles dans la région du Gulf Stream. Un paramètre caractéristique pour évaluer la taille de ces tourbillons est le Rayon de Rossby. Il varie de 30 à 50 km dans cette région. La résolution spatiale de GLORYS12 est suffisante pour résoudre des tourbillons de cette taille, mais des réanalyses de SST moins précises comme HadISSTv2 ou OISST (résolution spatiale d'environ 30 km aux moyennes latitudes) ne permettent pas la résolution de ces tourbillons au-dessus de la région du Gulf Stream. Les SSTs de GLORYS12 ont donc été utilisées dans cette thèse pour étudier l'influence de la fine échelle de la SST sur l'atmosphère. Pour ce faire elles ont servi à l'élaboration d'expériences de sensibilité en étant utilisées comme forçages pour le modèle d'atmo-

sphère ARPEGE-Climat v6.3 présenté précédemment. Ces expériences seronts décrites ultérieurement dans le Chapitre 4. Les concentrations de glace de mer issues du même jeu de réanalyse ont également été utilisées comme condition limite.

Les vents à 10 m QuikSCAT

Le satellite QuikSCAT a été lancé en Juin 1999 dans le cadre de la mission EOS (Earth Observing System) par la NASA. Il présentait à son bord un scatteromètre pouvant mesurer le vent à la surface du globe, couvrant une bande d'environ 1800 km, par passage depuis son orbite héliosynchrone. Tous les jours, QuikSCAT fournissait plus de 400 000 mesures et une couverture approximative de 90% de la surface terreste. Ce jeu de données est disponible de Juin 1999 à Novembre 2009 (date à laquelle la mission s'est terminée), et fournit les vents à 10 m à une résolution de 25 km. Une méthode d'échantillonage développée par l'IFREMER pour ASCAT, a été appliquée pour couvrir les 10% de données manquantes à l'échelle journalière (Bentamy and Fillon, 2012). Les mesures globales à haute résolution qu'il donnait près de la surface de l'océan et ce par tous les temps, en font un outil intéressant pour déterminer les forçages atmosphériques et mieux comprendre les mécanismes d'interaction océan-atmosphère aux diverses échelles spatiales et temporelles. C'est ce jeu de données qui a permis à O'Neill et al. (2017) d'identifier l'importance des extrêmes pour la zone de convergence associée au GS.

Les vents à 10 m CCMP

L'analyse de vents de surface CCMP (pour Cross-Calibrated Multi-Platform) est un jeu de données au 1/4° quasi-global (limitation à 78° au Nord et au Sud) et est disponible toutes les six heures. La période s'étend de 1987 à nos jours. Les données utilisées pour générer CCMP sont une combinaison de données satellitaires provenant de multiples radiomètres et scatteromètres, incluant ASCAT ou encore QuikSCAT, ainsi que de données in-situ provenant de bouées ancrées. Un algorithme de calibration utilise toutes ces données en se basant sur la réanalyse ERA-Interim. Ce jeu de données de vent à 10 m est particulèrement plébiscité pour les études journalières à inter-annuelles. Néanmoins il semble que le jeu de données sous-estime les valeurs de vent à 10 m dans le cas d'évènements fortement précipitants et les cas réels de vents extrêmes (>15 m/s). L'article de référence est Atlas et al. (2011).

Récapitulatif des données observationnelles utilisées

Les différents jeux de données utilisés dans le cadre de cette thèse sont référencés dans la table 2.1.

Données	Variable(s)	Résolution	Période utilisée	Etude	Référence
ERA5	variables ECMWF	0.25°	1980-2017	T OA	Hersbach et al. (2020)
HadISSTv2	SST	0.25°	1950-2014	OA F	Kennedy et al. (2017)
OISSTv2	SST	0.25°	1981-2014	OA	Reynolds et al. (2007)
GLORYS12	SST	1/12°	1994-2014	OA F	Lellouche et al. (2018)
QuikSCAT	vents à 10 m	0.25°	2000-2008	OA	Bentamy and Fillon (2012)
CCMP	vents à 10 m	0.25°	1992-2012	OA	Atlas et al. (2011)

TABLE 2.1 – Tableau récapitulatif des différents jeux d'observations / réanalyses ainsi que la période utilisée pour les différentes études de cette thèse. Ces données ont servi à étudier les interactions océan-atmosphère (OA), ainsi que la troposphère (T), mais elles ont également servi de condition limite à la surface pour forcer ARPEGE-Climat v6.3 (F).

2.2 Caractérisation des interactions océan-atmosphère de petite échelle dans les simulations et les réanalyses

Comme décrit dans le Chapitre 1, à l'échelle du bassin Atlantique Nord, l'atmosphère est responsable de le plus grande partie des anomalies de SST, de l'échelle de temps synoptique à inter-annuelle (Frankignoul and Hasselmann, 1977; Kushnir et al., 2002). Cependant, des études ont montré que pour certaines échelles de temps, la petite échelle spatiale de la SST associée au front du GS pouvait influencer la MABL (Chelton et al., 2004; Minobe et al., 2008). Il faut dans un premier temps définir des méthodes pour isoler la petite échelle océanique et atmosphérique.

2.2.1 Méthodes utilisées pour isoler la petite échelle océanique et atmosphérique

Dans cette thèse, plusieurs méthodes de filtrage spatial sont utilisées pour isoler la petite échelle spatiale océanique et atmosphérique. Afin de prendre en compte toutes les échelles temporelles, ces techniques de filtrage spatial sont appliquées aux données journalières des différentes variables.

Deux types de filtrage spatial ont été considérés dans cette thèse : les opérateurs mathématiques et des filtres de traitement du signal. Les différents filtres sont détaillés ci-dessous.

Le gradient scalaire bi-dimensionnel

Tout d'abord on définit $SST(t, x, y)$, un champ scalaire dépendant de t le temps, x la longitude et y la latitude. On peut définir son gradient scalaire bi-dimensionnel dans l'espace plan $(O, \underline{e_x}, \underline{e_y})$.

$$\underline{\nabla . SST}(t, x, y) = \frac{\partial SST}{\partial x}(t, x, y)\underline{e_x} + \frac{\partial SST}{\partial y}(t, x, y)\underline{e_y} \tag{2.2}$$

Le gradient est calculé en se basant sur les différences finies de la variable, dans le sens de la longitude pour la composante zonale et dans le sens de la latitude pour la composante méridionale. La dimension caractéristique du filtrage est donc environ celle

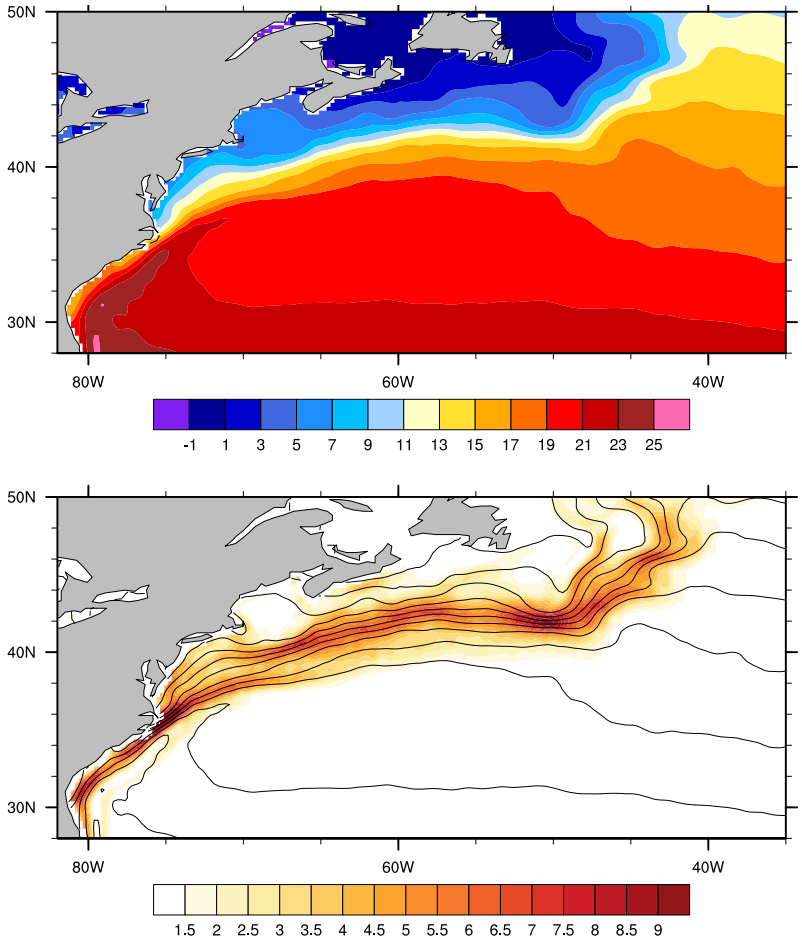

FIGURE 2.2 – SST (couleurs, °C) en haut et gradient de SST (couleurs, °C/100km) avec contours de SST (de -2°C à 25°C tous les 2°C) en bas pour HadISSTv2 moyennés en hiver (Décembre-Janvier-Février ou DJF).

de la taille de la maille du jeu de données considéré. Appliquer le gradient à la SST dans les simulations et aux différentes réanalyses présentées précédemment, permet donc d'isoler correctement la petite échelle océanique. En particulier, la figure 2.2 illustre les propriétés spatiales du gradient appliqué à la SST dans la moyenne hivernale pour la réanalyse HadISSTv2. En représentant la norme du gradient, on identifie les zones de fronts de SST dans la région du GS comme étant des zones où le gradient en moyenne hivernale possède une valeur de seuil minimal de 1°C/100km et pouvant atteindre des valeurs allant jusqu'à 9°C/100km. Ce sont donc des zones où la SST varie fortement dans l'espace.

La divergence scalaire bi-dimensionnelle

Soit $\underline{V} = V_x \underline{e_x} + V_y \underline{e_y}$ un champ vectoriel bi-dimensionnel tel que V_x est sa composante zonale et V_y sa composante méridionale. On peut alors définir sa divergence bi-dimensionnelle scalaire.

$$\nabla.\underline{V}(t,x,y) = \frac{\partial V_x}{\partial x}(t,x,y) + \frac{\partial V_y}{\partial y}(t,x,y) \tag{2.3}$$

La divergence est calculée en se basant sur les différences finies des composantes zonale dans le sens de la longitude et méridionale dans le sens de la latitude. Ainsi, comme pour le gradient, la taille caractéristique des éléments filtrés est de l'ordre de la taille de la maille du jeu de données considéré. Cet opérateur appliqué au vent à 10 m permet notamment de repérer les zones de convergence ($\nabla.\underline{V}<0$) et les zones de subsidence ou divergence ($\nabla.\underline{V}>0$) atmosphériques. Cependant, on peut noter que la divergence appliquée au vent à 10 m est un opérateur ne permettant pas d'isoler toute la composante de méso-échelle atmosphérique, mais elle permet d'isoler les phénomènes de convergence et de divergence au sein de processus de méso-échelle atmosphérique. Pour la région du Gulf Stream, la figure 2.3 illustre dans la moyenne hivernale les propriétés spatiales de l'opérateur de la divergence appliqué au vent de surface des données de CCMP. La zone dite de convergence principale est localisée sur la partie chaude de la zone de fronts de SST associée au GS (voir figure 2.2), avec des valeurs comprises entre -10 et -4 x10^{-6}s^{-1}. Cette zone de convergence est située dans la région où le module de la vitesse du vent prend les plus fortes valeurs (>10 m/s). Les zones de divergence sont situées près des côtes américaines, en particulier autour de Cape Hatteras, et aussi à l'est de la région des Grand Banks. Dans cette thèse, nous étudierons en particulier les phénomènes qui expliquent cette structure de convergence / divergence du vent à 10 m.

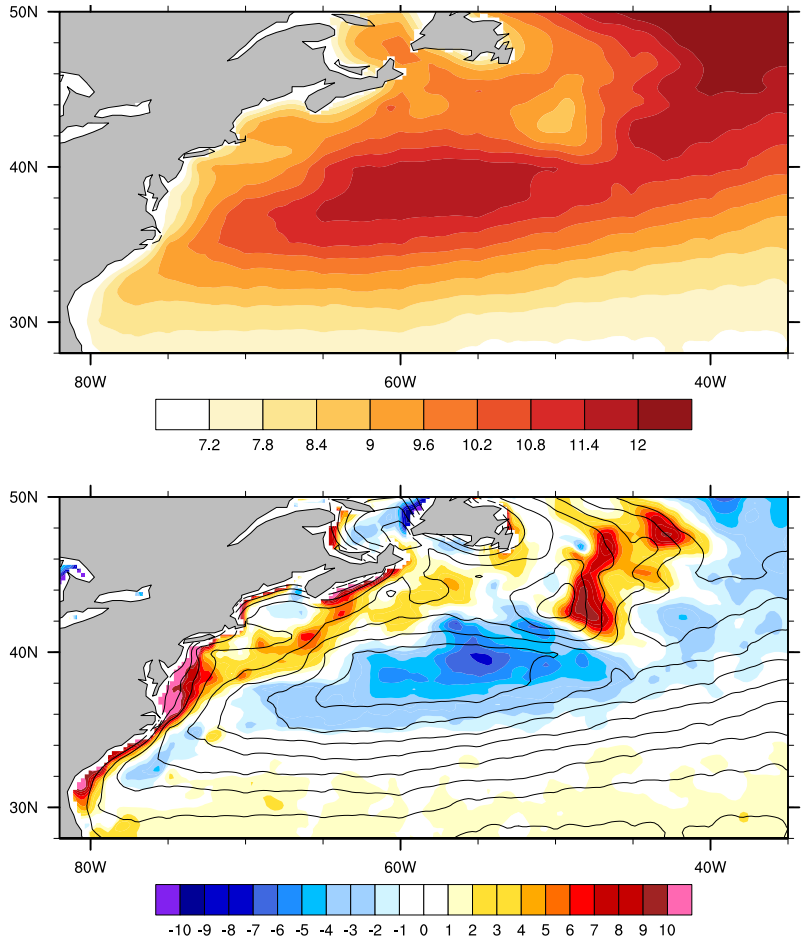

FIGURE 2.3 – Module de la vitesse du vent à 10 m (couleurs, m/s) en haut et divergence du vent à 10 m (couleurs, x10^{-6}s^{-1}) avec contours du module de la vitesse du vent à 10 m (de 7.2 m/s à 12 m/s tous les 0.6 m/s) en bas pour CCMP moyennés en hiver (DJF).

Le laplacien scalaire bi-dimensionnel

Le laplacien scalaire bi-dimensionnel peut être défini comme la divergence d'un gradient

$$\Delta.SST(t,x,y) = \nabla.\underline{\nabla.SST}(t,x,y) = \frac{\partial^2 SST}{\partial x^2}(t,x,y) + \frac{\partial^2 SST}{\partial y^2}(t,x,y) \tag{2.4}$$

Un schéma aux différences finies avec les plus proches voisins est également utilisé pour calculer le laplacien. La taille caractéristique des éléments filtrés est de l'ordre de une fois la taille de la maille du jeu de données considéré. Cependant, en utilisant cette méthode, un bruit spatial a été détecté lors du calcul du laplacien sur les données issues de modèles spectraux à haute résolution (ARPEGE, ERA5). Ce bruit spatial est dû au phénomène de Gibbs. Il est notamment amplifié lorsque l'on calcule des dérivées d'ordre supérieur comme le laplacien. Afin d'atténuer cet effet, nous avons calculé le laplacien sur un schéma aux différences filtrant des éléments de l'ordre de trois fois la taille de la maille du jeu de données considéré. Dans nos simulations et réanalyses, cet opérateur permet donc d'isoler toute la méso-échelle océanique et des processus atmosphériques de petite échelle au sein de la méso-échelle atmosphérique. Cet opérateur peut, de par sa définition, être vu comme la dérivée spatiale d'un gradient. Il est donc nul à l'endroit où le gradient atteint une valeur localement extrême. Il nous renseigne également sur le signe des anomalies locales de $SST(t,x,y)$ dans une zone où le $\underline{\nabla.SST}$ varie. Si $\Delta.SST<0$ alors $SST(t,x,y)$ admet un maximum local. En revanche, si $\Delta.SST>0$, $SST(t,x,y)$ admet un minimum local. Pour illustrer cela, les propriétés spatiales du laplacien appliqué à la SST de HadISSTv2 pour la moyenne hivernale sont visibles dans la figure 2.4. Le laplacien de SST présente une structure relativement complexe avec une succession de plusieurs bandes de valeurs positives et négatives dans la direction perpendiculaire aux isocontours de SST. Il est plus facile de décrire les variations spatiales du laplacien de SST en se basant sur le gradient de SST que sur la SST elle-même. Ainsi, là où le gradient de SST atteint un maximum local, le laplacien de SST est nul et sa structure spatiale proche s'organise en dipôle de part et d'autre de ce maximum local. Le laplacien de SST prend une valeur négative dans la zone où la SST est plus chaude et une valeur positive dans la zone où la SST est plus froide.

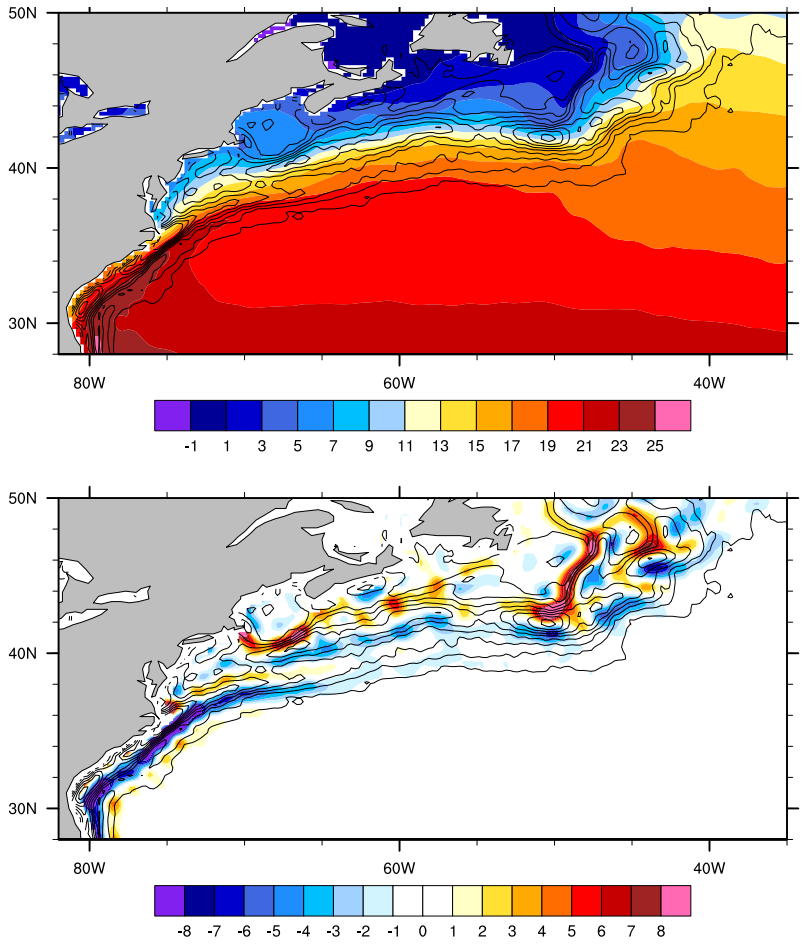

FIGURE 2.4 – SST (couleurs, °C) avec en contours le gradient de SST (de 1°C/100 km à 9°C/100km tous les °C/100 km) en haut et laplacien de SST (couleurs, x10^{-10} °C/m^2) avec en contours le gradient de SST (de 1°C/100 km à 9°C/100 km tous les 1°C/100 km) en bas pour HadISSTv2 moyennées en hiver (DJF).

Un filtre spatial adapté au traitement du signal dans le domaine des longueurs d'onde a également été utilisé pour isoler la méso-échelle spatiale.

Le filtre Boxcar

Le filtre bi-dimensionnel Boxcar joue le rôle de filtre passe-bas dans le domaine des longueurs d'onde. Pour contextualiser, on peut calculer grâce à la fonction Boxcar ($BC(.)_{X\text{x}Y}$), la composante de large échelle d'un champ $SST(t,x,y)$, avec X et Y les paramètres de coupure souhaités en longueur d'onde selon x la longitude et y la latitude. Si l'on souhaite déterminer les anomalies de petite échelle spatiale $SST^*(t,x,y)$, il nous suffit alors de soustraire cette composante de large échelle au champ total $SST(t,x,y)$.

$$SST^*(t,x,y) = SST(t,x,y) - BC(SST(t,x,y))_{X\text{x}Y} \tag{2.5}$$

Cette méthode a été utilisée lors de cette thèse pour isoler la fine échelle de SST dans le cadre des interactions océan-atmosphère. Ce filtre a également servi pour générer les expériences de sensibilité ayant pour but d'isoler l'influence du front de SST sur l'atmosphère (Chapitre 4). L'utilisation de ce filtre en particulier est notamment référencé dans (Roberts et al., 2016), et c'est leur code que nous utilisons dans cette thèse. Leur étude montre, qu'aux moyennes latitudes, le choix des paramètres de coupure de X=18° en longitude et Y=6° pour la latitude, est suffisant pour capturer toute la méso-échelle atmosphérique et la petite échelle océanique pour l'étude des interactions océan-atmosphère dans la zone de front de la région du GS. On peut ajouter qu'aux moyennes latitudes, ces deux paramètres sont conditionnés, d'une part, par la méso-échelle atmosphérique, dont la dimension caractéristique est d'environ 1000 km aux moyennes latitudes, et d'autre part par la taille caractéristique des multiples fronts de SST constituant la zone de fronts de SST de la région du GS (comme défini figure 1.2). Avec ce choix de paramétrisation, nous filtrons donc plus que la méso-échelle océanique (100 km) mais cela permet de filtrer la majorité des fronts de SST dont nous voulons étudier l'influence sur l'atmoshère dans le Chapitre 4.

L'effet de ce filtre sur la SST de HadISSTv2 est illustré dans la figure 2.5 pour la moyenne hivernale. Après application du filtre Boxcar, la SST filtrée passe-bas (BC(SST), présente une structure spatiale fortement lissée dans la région de fronts de SST, s'éloignant notoirement des valeurs de la SST non filtrée. Hors de la zone de front, les valeurs de la SST filtrée se rapprochent de celles de la SST originelle. Ces résultats sont cohérents avec la représentation des anomalies de fine échelle de SST résultantes (SST*), qui montrent de fortes anomalies de température dues à la présence des fronts de SST, avec des valeurs allant de -6°C dans la partie froide de la zone de fronts de SST, à 4°C dans sa partie chaude. En dehors de cette zone à forte activité de méso-échelle océanique, les anomalies de SST de fine échelle sont absentes dans la moyenne hivernale.

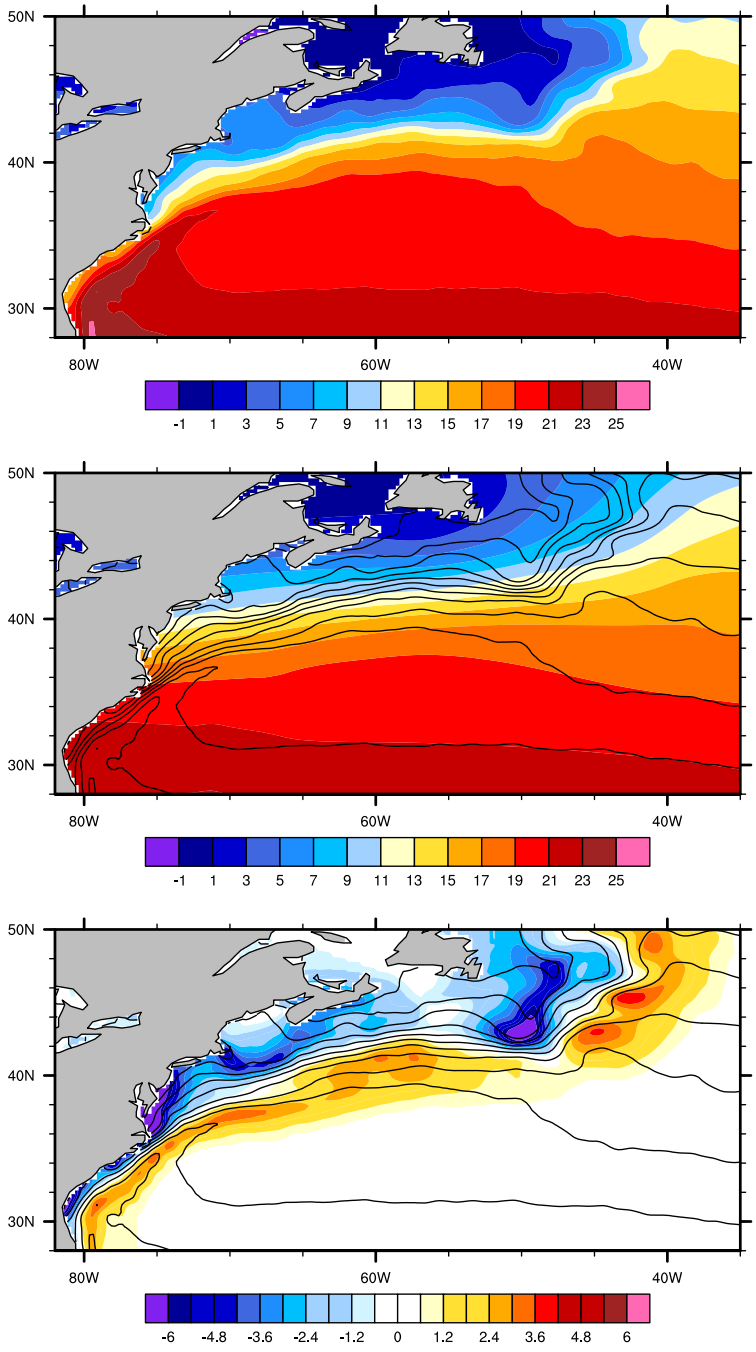

FIGURE 2.5 – Champ total de SST (couleurs, °C) en haut, SST filtrée passe-bas spatialement (couleurs, °C) au milieu et anomalies de SST de méso-échelle résultantes (couleurs, °C) en bas avec contours de SST (de -1°C à 25°C tous les 2°C) pour HadISSTv2 moyennés en hiver (DJF)

2.2.2 L'échelle mensuelle

Dans cette section nous allons tout d'abord caractériser l'influence de la fine échelle océanique sur les vents proches de la surface. L'influence des fronts de SST sur la MABL sera ensuite abordée par l'étude du PAM et du VMM décrits dans le Chapitre 1. Nous étudions ces processus pour la saison d'hiver puisque les interactions océan-atmosphère sont plus prononcées lors de cette saison dans la région du GS. Pour cela, nous utiliserons les jeux de données qui ont été décrits dans la section 2.1, dont plusieurs jeux d'observations pour tenir compte de l'incertitude observationnelle. On réalisera les calculs à partir des moyennes mensuelles DJF de ces données, qui seront ensuite interpolées sur une grille unique. Ici nous avons choisi comme grille unique de référence la grille LR du modèle ARPEGE. Le filtre Boxcar a été utilisé pour isoler la fine échelle océanique et atmosphérique, comme expliqué précédemment.

Influence du front de SST sur les vents proches de la surface

Dans la région du GS, les vents moyens en hiver apportent des masses d'air froid et sec depuis le continent nord-américain vers un océan plus chaud. L'étude du lien à petite échelle spatiale entre le vent à 10 mètres et la SST permet de mettre en évidence la réponse du vent de surface engendrée par son passage de la zone froide à la zone chaude des fronts de SST (voir section 1.3.1). La figure 2.6 montre la relation sur la région du GS entre les anomalies de SST et les anomalies de vent à 10 m en contours en arrière plan pour HR, LR et ERA5 pour la saison d'hiver. Cette relation est représentée spatialement et quantifiée par une régression linéaire entre la SST et les vents filtrés passe-haut. Les régressions sont calculées à partir des moyennes mensuelles en considérant tous les points de la région. Sur la partie froide (chaude) de la zone de fronts de SST les anomalies négatives (positives) du vent de petite échelle à 10 m se situent au même endroit que les anomalies négatives (positives) de SST, montrant ainsi l'accélération des vents quand ils traversent les fronts de SST de la partie froide vers la partie chaude. Les structures de petite échelle de vent sont cohérentes avec celles de la petite échelle de SST pour les modèles et la réanalyse. En comparaison avec ERA5, les modèles ont des anomalies de SST relativement équivalentes mais présentent cependant des anomalies de vent plus intenses, notamment au-dessus la zone chaude des fronts de SST. Les modèles présentent des vents 20% plus forts qu'ERA5. En revanche , on observe que HR et LR présentent des anomalies de SST et de vent à 10 m de la même amplitude.

Afin de caractériser l'influence des fronts de SST sur les vents proches de la surface, on calcule le coefficient d'ajustement linéaire entre les anomalies de SST et de vent à 10 m pour chaque jeu de données. Le coefficient ainsi obtenu est le coefficient d'interaction entre l'océan et l'atmosphère (Chapitre 1). Il reflète la force du lien entre les anomalies de SST et les anomalies de vent à 10 m. On calcule également le coefficient de corrélation associé à cette régression linéaire.

La table 2.2 montre les résultats des coefficients d'interaction issus des régressions linéaires pour HR, LR ERA5 ainsi que pour d'autres jeux d'observations. Pour les modèles, on calcule ces coefficients à partir des données concaténées pour les 10 membres.

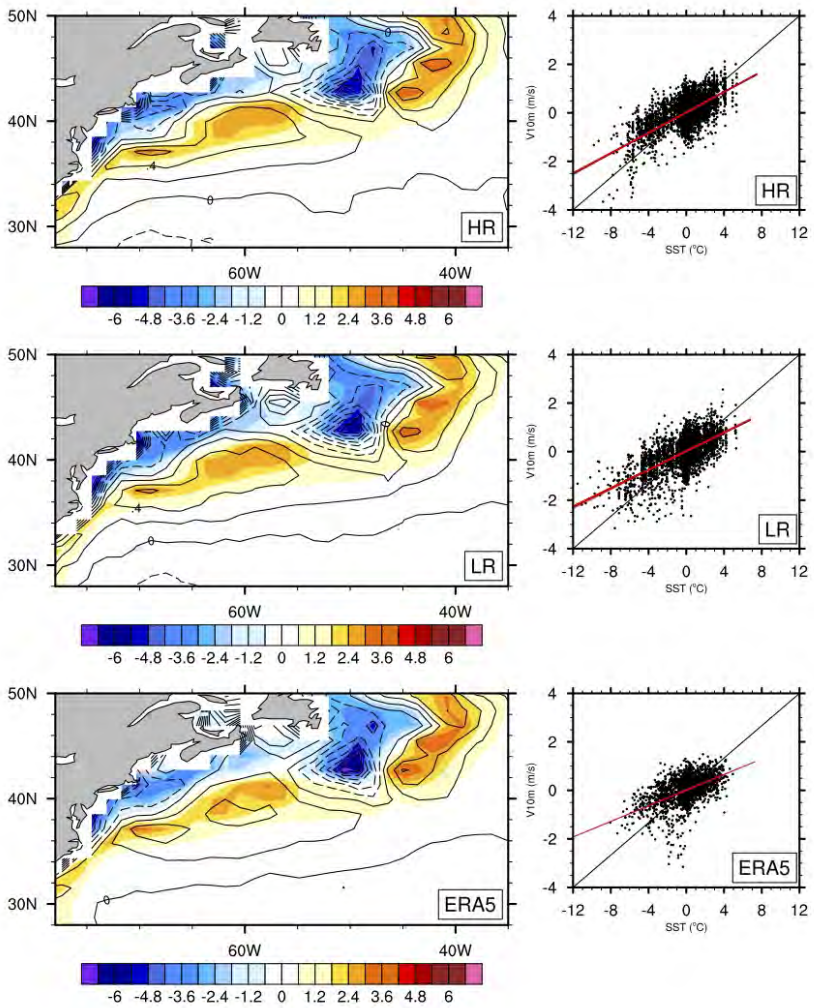

FIGURE 2.6 – (A gauche) Moyennes d'hiver pour les SSTs (couleurs, °C) et le module de la vitesse du vent à 10 m (contours de -1.2 à 1.2 tous les 0.2 m/s) filtrés passe-haut spatialement sur le domaine du GS. (A droite) Scatter plot qui représente les anomalies du module de la vitesse du vent (axe vertical) en fonction des anomalies de SST (axe horizontal) filtrées passe-haut sur la région du GS. Les points représentés correspondent aux données mensuelles en hiver (DJF). (Haut) HR (1950-2014), (milieu) LR (1950-2014), (bas) ERA5 (1980-2017).

Afin d'évaluer la variabilité inter-membre, on calcule également les coefficients pour chaque membre séparé.

ERA5 a un coefficient d'interaction de 0.16 et un coefficient de corrélation de 0.51. En comparaison, les modèles HR et LR présentent une interaction plus forte (respectivement 0.22 et 0.19). Il en est de même pour les coefficients de corrélation associés (respectivement 0.62 et 0.59). Ceci suggère que dans les modèles, les anomalies de vent à 10 m sont plus sensibles aux changements induits par les anomalies de SST. Ce résultat corrobore celui de la représentation spatiale de la figure 2.6 : pour des anomalies

V10m/SST	Période	Coefficient de corrélation	Coefficient d'interaction
HR/HR	1950-2014 (x10)	0.62 (+/- 0.01)	0.22 (+/- 0.004)
LR/LR	1950-2014 (x10)	0.59 (+/- 0.01)	0.19 (+/- 0.004)
ERA5/ERA5	1980-2017	0.51	0.16
QuikSCAT/GLORYS12	2000-2008	0.69	0.26
QuikSCAT/HadISST	2000-2008	0.67	0.24
CCMP/GLORYS12	1994-2012	0.51	0.21
CCMP/HadISST	1992-2012	0.53	0.24

TABLE 2.2 – Coefficients de corrélation (sans unité) et d'interaction (en $ms^{-1}°C^{-1}$ avec les différentes périodes utilisées pour les calculer ; pour les modèles HR et LR de tous les membres concaténés avec l'écart inter-membre entre parenthèses ; ainsi que pour les différents jeux d'observations / réanalyses.

de SST équivalentes entre ERA5 et les modèles, les anomalies de vent à 10 m sont plus fortes dans les modèles que dans ERA5. On remarque également que la variabilité inter-membre associée à HR et LR pour les coefficients est faible. Notons que HR présente une interaction et une corrélation légèrement plus fortes que LR.

Les valeurs de coefficients obtenues pour ERA5 semblent inhabituelles en comparaison avec les résultats obtenus dans la littérature pour des modèles forcés (Piazza et al., 2016). Ceci nous incite à prendre en compte l'incertitude observationnelle pour le calcul des coefficients. Les résultats obtenus pour les diverses combinaisons de jeux de données observationnelles montrent des valeurs de coefficients variées pour l'interaction océan-atmosphère de fine échelle (0.21 à 0.26) et la corrélation associée (0.51 à 0.67). En plus d'illustrer la grande incertitude observationnelle, nous montrons également la sous-estimation des coefficients d'ERA5 en comparaison avec d'autres observations.

Pour conclure cette section, on peut dire que les modèles semblent bien représenter le lien entre les anomalies de SST et du vent à 10 m, puisque les valeurs qu'ils donnent sont à l'intérieur de l'enveloppe de l'incertitude observationnelle. La haute résolution du modèle n'apporte pas de différences sensibles dans l'étude de ce lien en comparaison avec l'incertitude présente dans les données observationnelles.

Influence des fronts de SST sur la MABL

Pour expliquer la réponse du vent à 10 m dans les régions frontales de SST, les mécanismes proposés par la littérature sont le VMM et le PAM. Dans cette section nous utilisons les définitions données dans le Chapitre 1 pour étudier ces deux mécanismes dans les modèles ainsi que la réanalyse ERA5. Nous procédons avec une méthode identique à celle de la section précédente pour caractériser le rôle de chacun de ces mécanismes pour générer de la divergence du vent de surface.

Tout d'abord nous comparons la divergence du vent à 10 m entre les deux modèles et la réanalyse ERA5. La figure 2.7 montre un scatter plot pour les valeurs positives (divergence) et négatives (convergence) des modèles en fonction d'ERA5. On voit que les modèles présentent des valeurs de convergence plus fortes que la réanalyse ERA5. Ce résultat est cohérent avec celui obtenu dans la figure 2.6 : les anomalies de vent à 10 m, plus intenses dans les modèles sont associées à une plus forte convergence. Pour

la divergence, HR présente des valeurs plus intenses en comparaison avec la réanalyse ERA5. LR semble relativement plus proche de ERA5, notamment pour les fortes valeurs de divergence.

Dans la prochaine étape, nous étudions le rôle du VMM et du PAM sur la divergence du vent à 10 m.

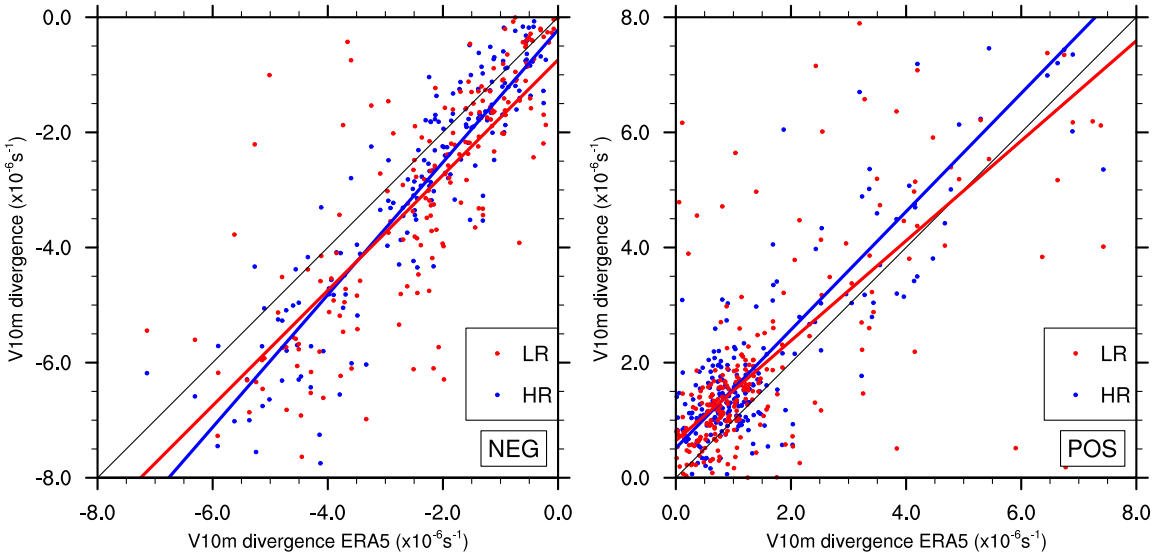

FIGURE 2.7 – (A gauche) Scatterplot pour les valeurs négatives de divergence du vent à 10 m (convergence) des modèles en fonction d'ERA5. (A droite) La même chose mais pour les valeurs positives de divergence du vent à 10 m. Pour HR (en bleu) et LR (en rouge). Les points représentés correspondent aux valeurs dans la moyenne DJF et les droites les régressions associées aux nuages de points.

L'étude du lien entre le $DW - SST$ (Downwind-SST gradient) et la divergence du vent à 10 m permet de mettre en évidence le mécanisme du VMM pour générer de la divergence du vent de surface lorsque les vents traversent la zone de fronts de SST (cf. Chapitre 1). La figure 2.8 montre le $DW - SST$ avec la divergence du vent à 10 m en contours pour HR, LR et ERA5. On montre également à droite, les régressions linéaires basées sur les données mensuelles pour tous les points de la région. La même analyse est réalisée pour mettre en évidence le rôle du PAM, en étudiant le lien entre le $LAP(SLP)$ et la divergence du vent de surface dans la figure 2.9.

Nous commençons notre discussion par le rôle du VMM et la figure 2.8. Le $DW - SST$ présente une structure ayant de fortes valeurs positives au-dessus de la zone de divergence du GS. Ces valeurs peuvent atteindre jusqu'à 2°C/100 km au niveau de la côte est américaine dans ERA5 et les modèles. Ainsi, le transfert de quantité de mouvement vers le bas induit par le mélange vertical s'effectue donc lors du passage des vents au-dessus de la zone de fronts de SST. Les valeurs négatives de $DW - SST$ associées à la convergence ne sont quasiment pas visibles dans la moyenne pour la saison d'hiver. Nous montrerons dans le Chapitre 3 l'importance de prendre en compte l'échelle synoptique pour expliquer l'origine de ces valeurs négatives de $DW - SST$.

En ce qui concerne le PAM, nous étudions ce mécanisme à l'aide du $LAP(SLP)$

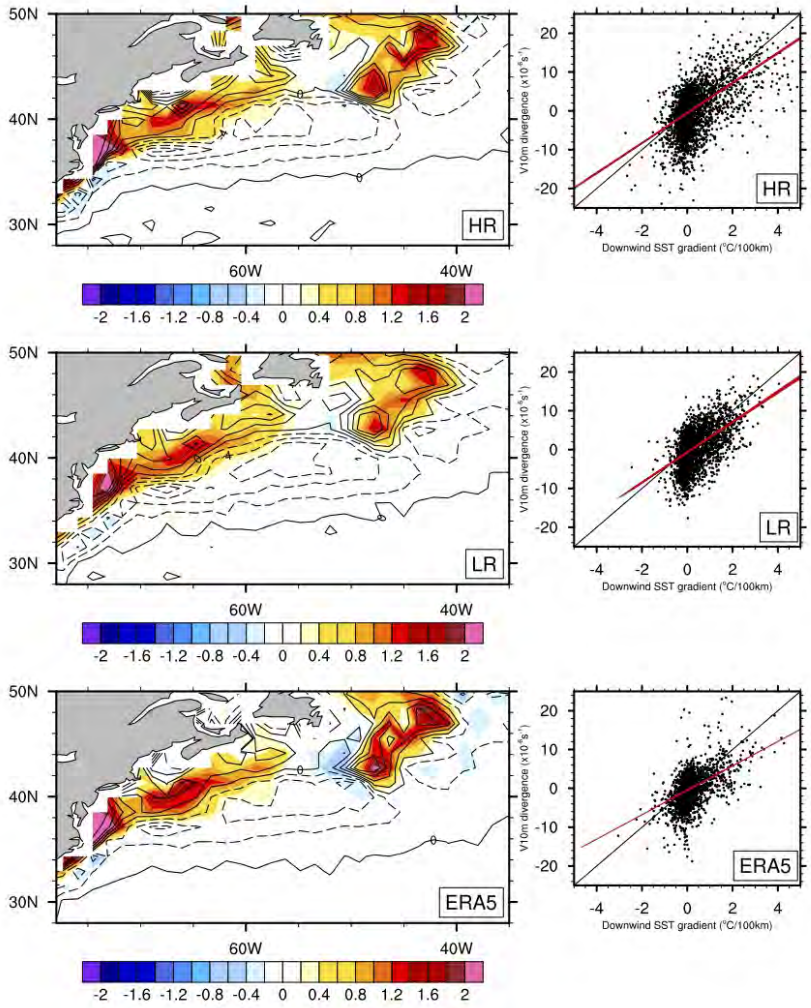

FIGURE 2.8 – (A gauche) Moyennes d'hiver pour le $DW - SST$ (couleurs, en K/100km) et divergence du vent à 10 m (contours de -8 à 8 tous les 2, x10^{-6} s^{-1}) sur le domaine du GS. (A droite) Scatter plot qui représente la divergence du vent à 10 m (axe vertical) en fonction du $DW - SST$ (axe horizontal) sur la région du GS. Les points représentés correspondent aux données mensuelles en hiver (DJF). (Haut) HR (1950-2014), (milieu) LR (1950-2014), (bas) ERA5 (1980-2017).

(voir Chapitre 1). Le champ du $LAP(SLP)$ montré figure 2.9 est associé à des valeurs positives sur la zone de convergence. Sur la partie froide de la zone de fronts, des valeurs négatives de $LAP(SLP)$ sont colocalisées avec des valeurs de divergence positives. En comparaison avec ERA5, HR exhibe une structure présentant des valeurs équivalentes à celles de ERA5. LR présente quant à lui une atténuation marquée du $LAP(SLP)$ sur l'ensemble de la région d'environ 20% par rapport à ERA5. Ceci montre que les processus de fine échelle liés au $LAP(SLP)$ sont mieux représentés dans la version HR du modèle ARPEGE.

Afin de quantifier le rôle du PAM et VMM à générer de la divergence du vent de

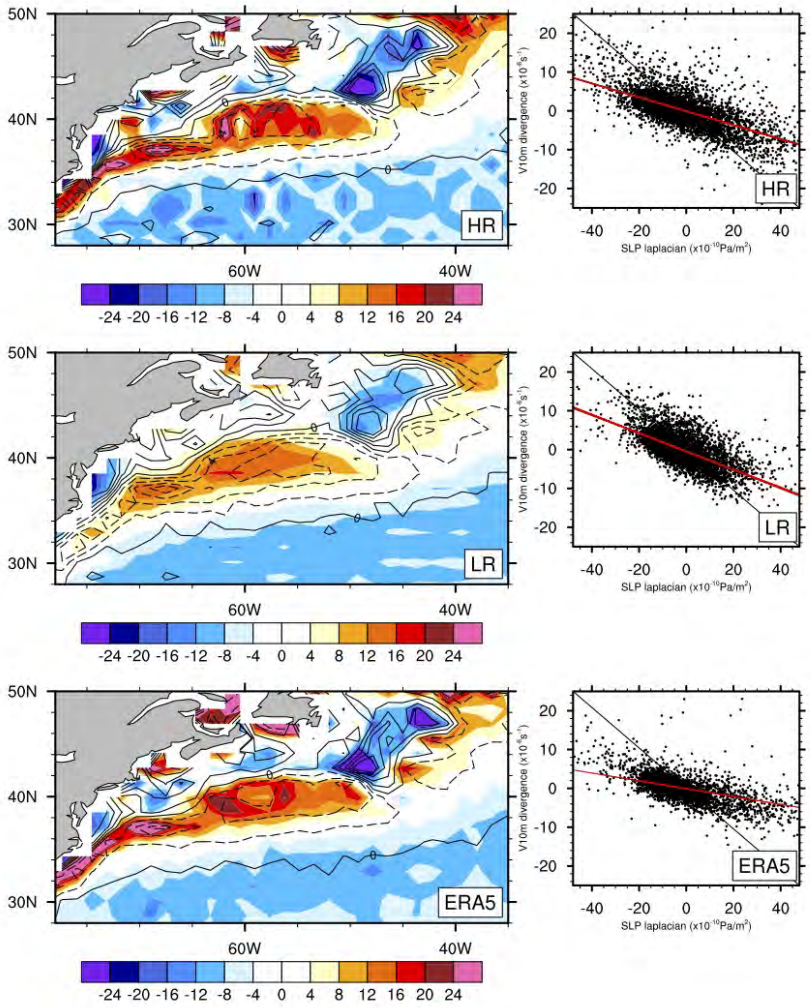

FIGURE 2.9 – (A gauche) Moyennes d'hiver pour le $LAP(SLP)$ (couleurs, x10^{-10} Pa/m^2) et divergence du vent à 10 m (contours de -8 à 8 tous les 2, x10^{-6} s^{-1}) sur le domaine du GS. (A droite) Scatter plot qui représente la divergence du vent à 10 m (axe vertical) en fonction du $LAP(SLP)$ (axe horizontal) sur la région du GS. Les points représentés correspondent aux données mensuelles en hiver (DJF). (Haut) HR (1950-2014), (milieu) LR (1950-2014), (bas) ERA5 (1980-2017).

surface dans la région du GS, on calcule les coefficients d'interaction et de corrélation associés à chacun de ces mécanismes. Les résultats sont montrés table 2.3 pour HR, LR et ERA5 ainsi que d'autres jeux d'observations afin d'illustrer l'incertitude observationnelle. Pour le $DW - SST$, la relation n'est pas autant linéaire que si on avait filtré spatialement les données (~ 0.5). L'interaction est plus forte pour les deux modèles HR et LR (0.38) en comparaison avec la réanalyse ERA5 (0.31). Cependant on illustre une fois de plus la forte incertitude observationnelle avec le calcul basé sur d'autres jeux d'observations (0.28 à 0.43). Les deux modèles présentent des valeurs à l'intérieur de l'enveloppe de cette incertitude.

VMM	Période	Coefficient de corrélation	Coefficient d'interaction
HR/HR	1950-2014 (x10)	0.53 (+/- 0.01)	0.386 (+/- 0.005)
LR/LR	1950-2014 (x10)	0.50 (+/-0.01)	0.388 (+/- 0.008)
ERA5/ERA5	1980-2017	0.50	0.314
QuikSCAT/GLORYS12	2000-2008	0.45	0.438
QuikSCAT/HadISST	2000-2008	0.43	0.311
CCMP/GLORYS12	1994-2012	0.49	0.390
CCMP/HadISST	1992-2014	0.46	0.286

PAM	Période	Coefficient de corrélation	Coefficient d'interaction
HR/HR	1950-2014 (x10)	0.65 (+/- 0.01)	-0.179 (+/- 0.002)
LR/LR	1950-2014 (x10)	0.65 (+/-0.01)	-0.235 (+/- 0.005)
ERA5/ERA5	1980-2017	0.525	-0.100
QuikSCAT/ERA5	2000-2008	0.42	-0.280
CCMP/ERA5	1992-2012	0.48	-0.100

TABLE 2.3 – Coefficients de corrélation (sans unité) et d'interaction (en $s^{-1}K^{-1}$ pour le VMM et $m^2Pa^{-1}.s^{-1}x10^4$ pour le PAM) avec les différentes périodes utilisées pour les calculer ; pour les modèles HR et LR de tous les membres concaténés avec l'écart inter-membre entre parenthèses ; ainsi que pour les différents jeux d'observations / réanalyses.

Pour le $LAP(SLP)$, la corrélation montre que la relation avec la divergence du vent à 10 m est fortement linéaire dans les modèles (0.65) en comparaison avec ERA5 (0.52). La corrélation obtenue pour les modèles est proche de celle obtenue par Minobe et al. (2008, 2010) ($\sim$ 0.7). Par contre, les modèles HR et LR surestiment le rôle du PAM par rapport à ERA5 (-0.100). Enfin, les faibles corrélations associées aux autres jeux d'observations pourraient être expliquées par le fait que l'on utilise le $LAP(SLP)$ provenant de la réanalyse ERA5 qui, on le rappelle, a montré une sous-estimation quasi-constante des processus liés aux interactions océan-atmosphère de petite échelle dans la région du GS en comparaison avec d'autres jeux d'observations. Cependant, une fois de plus les modèles présentent des valeurs compatibles avec l'incertitude observationnelle. D'autres jeux d'observations haute résolution pour la pression ne sont pas disponibles à ce jour.

Commentaires et discussion

Tout d'abord il est important de noter que l'on ne constate pas de différences significatives dans les résultats obtenus lorsque l'on prend en compte l'enveloppe des 10 membres pour les modèles.

De même, les différences HR / LR pour les coefficients de corrélation et interaction ne sont pas significatives en comparaison avec la grande incertitude liée aux observations.

Dans cette analyse, nous avons choisi de travailler à l'échelle mensuelle, mais il est possible de travailler avec des échelles temporelles différentes, notamment en effectuant des moyennes glissantes de données journalières ou mensuelles (Piazza et al., 2016; Bishop et al., 2017). Dans cette thèse, nous avons également étudié l'influence de la petite échelle de la SST sur les vents proches de la surface pour différentes échelles temporelles. L'évolution des coefficients d'interaction et de corrélation pour la relation SST/V10m

en hiver en fonction du nombre de jours pris pour effectuer la moyenne glissante est montrée pour le modèle HR et les données observationnelles (QuikSCAT/HadISST) dans la figure 2.10. Nous avons choisi de ne pas montrer les résultats pour LR puisque les différences avec HR ne sont pas importantes.

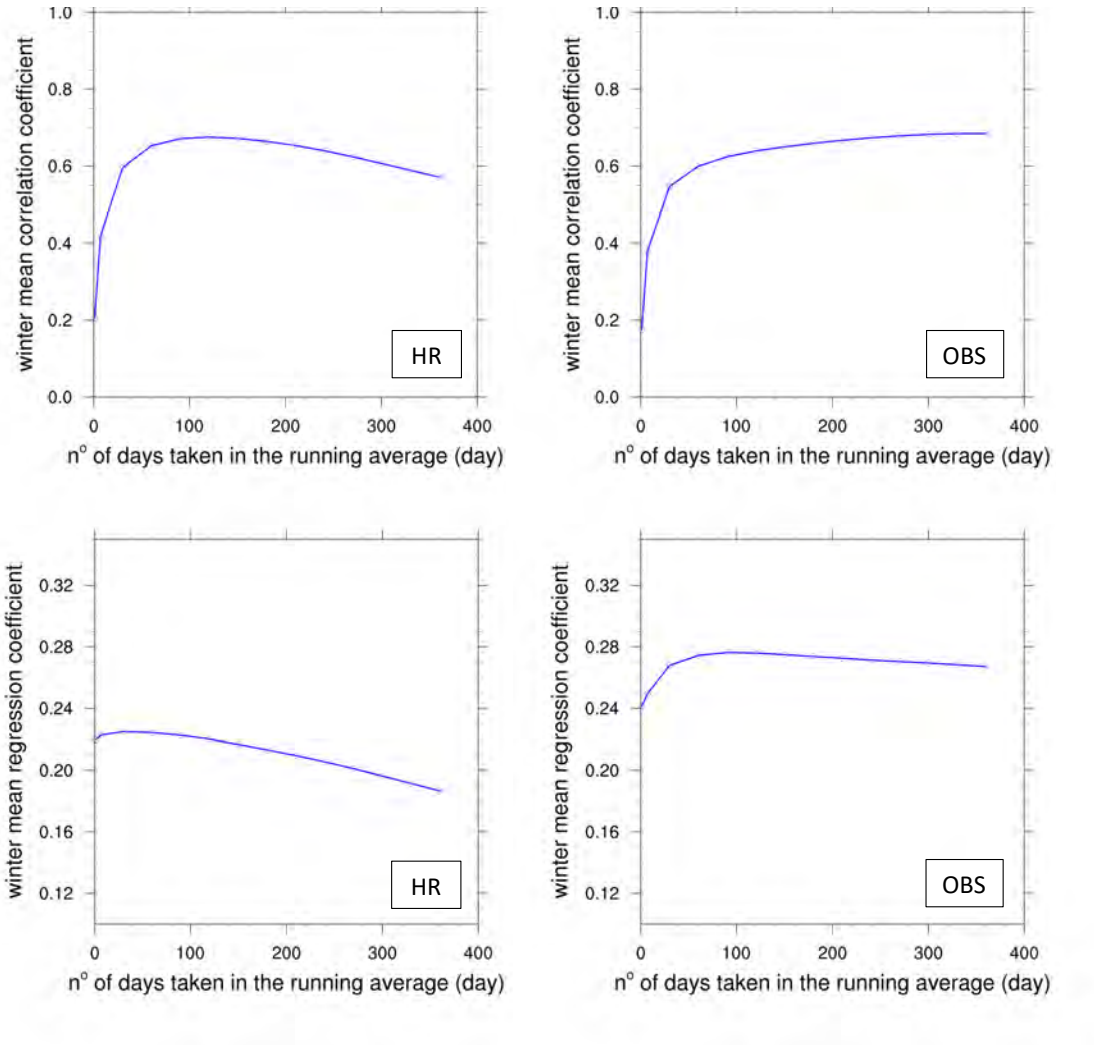

FIGURE 2.10 – Evolution des coefficients de corrélation (en haut) et d'interaction (en bas) en hiver (DJF) pour la relation SST/V10m en fonction du nombre de jours utilisés pour calculer la moyenne glissante pour HR (à gauche) et le couple QuikSCAT/HadISST (à droite).

Pour les données observationnelles, le coefficient d'interaction et la corrélation associée prennent des valeurs faibles à l'échelle sub-mensuelle. Au-delà de 30 jours, la corrélation augmente progressivement alors que l'interaction diminue lorsque la taille de l'échantillonnage utilisé pour moyenner augmente. Ceci est en accord avec le résultat obtenu par Bishop et al. (2017) pour la relation SST/flux. Pour le modèle HR, les tendances des coefficients sont similaires à celles obtenues pour les observations jusqu'à 120 jours (ce qui est caractéristique de la durée de vie d'une anomalie de SST). Les tendances diffèrent de celles des observations au-delà de 120 jours et décroissent avec

la taille de l'échantillonnage pris pour moyenner. Ceci peut être expliqué par le fait qu'ARPEGE est forcé par les SSTs et que les feedbacks océaniques sont absents.

Dans cette étude, les coefficients ont été déterminés pour la saison d'hiver, mais on sait que ces coefficients varient d'une manière saisonnière (Chelton and Xie, 2010; Minobe et al., 2010). Les coefficients d'interaction liés à l'influence de la petite échelle océanique sur l'atmosphère ont également été determinés pour les mois d'été (JJA) et sont plus faibles que ceux obtenus en hiver pour les modèles HR et LR. En particulier on obtient un coefficient d'interaction de 0.12 pour HR en été et de 0.22 en hiver. Pour cette raison, dans la suite de cette thèse nous nous focaliserons sur les mois d'hiver (DJF), puisque les interactions océan-atmosphère sont plus intenses durant cette saison.

Enfin, nous avons choisi de travailler sur la grille associée à LR afin de pouvoir comparer proprement les résultats d'un point de vue statistique. Des études complémentaires ont montré que les conclusions n'étaient pas changées lorsque nous étudions les résultats sur les grilles d'origine.

2.2.3 L'échelle journalière

Dans cette section nous étudions à l'échelle journalière les mécanismes pouvant influencer la divergence du vent à 10 m. Dans le Chapitre 1 nous avons mentionné que certaines études ont montré que les évènements extrêmes liés aux échelles de temps synoptiques pouvaient avoir une influence directe sur la convergence du vent à 10 m (O'Neill et al., 2017). Pour étudier cette influence nous proposons d'analyser les extrêmes de divergence du vent à 10 m avec la méthode de filtrage 2σ issue de O'Neill et al. (2017).

L'influence des extrêmes sur la divergence du vent à 10 m

Pour analyser l'influence des valeurs extrêmes sur la divergence du vent à 10 m dans la région du GS, on utilise un filtre temporel introduit dans l'étude de O'Neill et al. (2017) et permettant de retirer la contribution liée aux extrêmes de divergence. Ce filtre retire en chaque point toutes les valeurs de convergence et de divergence supérieures à 2 fois l'écart-type en valeur absolue :

$$\mid DIV(V10m) \mid > \mid mean(DIV(V10m)) \mid +2\sigma(DIV(V10m)) \tag{2.6}$$

Avec $DIV(V10m)$ la divergence du vent à 10 m, $mean(DIV10m)$ la moyenne hivernale et σ l'écart-type de la divergence en un point de grille. Dans la figure 2.11, suite à cette analyse, on montre les résultats de la divergence du vent à 10 m, de la divergence filtrée à 2σ ainsi que la contribution des évènements extrêmes pour HR, LR, ERA5 et QuikSCAT.

La particularité de ce filtre est de retirer entre 4 et 5% des données liées aux extrêmes de divergence et de convergence du vent à 10 m en chaque point. Notamment pour QuikSCAT, après application du filtre 2σ, nous remarquons qu'une grande partie de la bande de convergence disparaît. On remarque également que la divergence est amplifiée du côté de la partie froide de la zone de fronts de SST. Le signal retiré par le filtre dans cette région est uniquement associé à de la convergence, ce qui est conforme au résultat de O'Neill et al. (2017). Cette analyse montre que les évènements extrêmes ont un rôle plus important sur la convergence que sur la divergence. Ainsi, les évènements extrêmes liés à l'activité synoptique dans la région ont une importance clé pour la convergence du vent de surface, puisque en retirant $\sim$5% des données on l'atténue fortement. Pour HR, LR et ERA5 la partie de convergence liée aux 5% d'évènements extrêmes est environ 50% moins intense que par rapport à QuikSCAT (colonne droite). En effet, on observe que, pour HR, LR et ERA5 la convergence diminue après avoir enlevé les 5% de valeurs extrêmes mais pas autant que pour QuikSCAT (colonne milieu). Une analyse suplémentaire a été réalisée et a montré que pour enlever un signal de convergence d'amplitude analogue à celui des extrêmes de QuikSCAT il faudrait enlever entre 10 et 16% des données en chaque point de la zone de fronts de SST pour HR et ERA5 et entre 16 et 22% des données pour LR. Ceci indique que les extrêmes de divergence sont plus forts dans QuikSCAT que dans ERA5 ou HR et que LR présente les plus faibles valeurs de divergence. De part les différences entre HR et LR, ce résultat illustre entre autres l'apport de la haute résolution dans ARPEGE qui semble

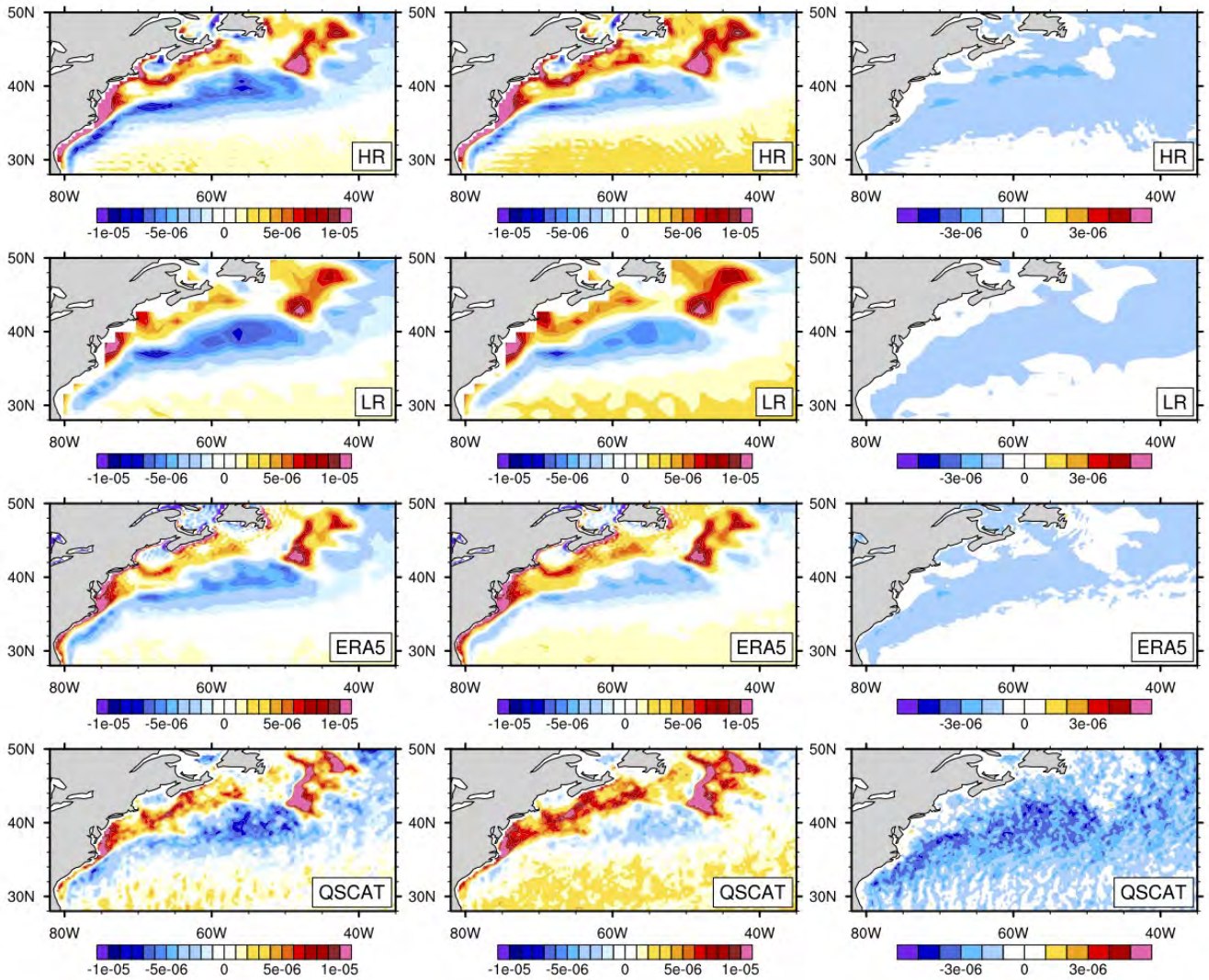

FIGURE 2.11 – Divergence du vent à 10m (s^{-1}) calculées en faisant la moyenne (à gauche) sur tous les jours DJF (au milieu) après avoir enlevé les valeurs extrêmes (à droite) des évènements extrêmes. Pour HR (en haut), LR (2ème ligne), ERA5 (3ème ligne) et QuikSCAT (dernière ligne).

mieux représenter les processus de fine échelle liés à la convergence du vent à 10 m au sein des évènements extrêmes. Notamment, cette analyse suggère qu'étudier la convergence du vent de surface dans des configurations extrêmes montre des résultats à priori non identifiés dans la moyenne hivernale. En effet, les extrêmes liés aux perturbations synoptiques ont un rôle clé pour la divergence/convergence du vent de surface dans la région du GS. L'étude du rôle des perturbations synoptiques sur la divergence fera

l'objet du Chapitre 3.

Dans la suite de cette section nous étudions à l'échelle journalière, les mécanismes responsables de générer la divergence du vent à 10 m. Des études récentes montrent que les anomalies synoptiques peuvent avoir un rôle clé sur les mécanismes PAM et VMM (Nelson and He, 2012; Brachet et al., 2012; O'Neill et al., 2017). Certains de ces évènements peuvent avoir une contribution importante aux champs moyens qui ont été représentés dans la section précédente. Pour cette raison, on étudie les mécanismes PAM et VMM à l'échelle journalière. On propose comme méthode celle des moyennes conditionnelles, introduites par (O'Neill et al., 2017).

Explication de la méthode conditionnelle

Les figures 2.8 et 2.9 nous ont renseignés sur la structure spatiale des champs moyens et le lien fort à l'échelle mensuelle entre les différentes variables mises en jeu dans la PAM et le VMM. Pour mieux comprendre le rôle des mécanismes PAM et VMM à l'échelle journalière, on utilise la méthode des moyennes conditionnelles, qui consiste à calculer la moyenne d'une variable en fonction du signe d'une autre variable dont on veut étudier l'influence.

Soit $LAP(SLP)(t,x,y)$ la variable sur laquelle on base l'étude conditionnelle en fonction du temps t. En chaque point (x,y) avec x la longitude et y la latitude, on décompose le nombre total de jours $N = N_{LAP(SLP)>0}(x,y) + N_{LAP(SLP)\leq 0}(x,y)$. $N_{LAP(SLP)>0}(x,y)$ représente le nombre de jours où la condition $LAP(SLP) > 0$ est vérifiée et $N_{LAP(SLP)\leq 0}(x,y)$ le nombre de jours où la condition $LAP(SLP) \leq 0$ est vérifiée. On peut alors réaliser un composite (ou moyenne conditionnelle) sur une variable telle que la divergence du vent à 10 m $DIV(V10m)(t,x,y)$:

$$\frac{\sum_N DIV(V10m)}{N} = \frac{\sum_{N_{LAP(SLP)>0}} DIV(V10m)}{N} + \frac{\sum_{N_{LAP(SLP)\leq 0}} DIV(V10m)}{N} \quad (2.7)$$

Autrement dit, on décompose la moyenne de $DIV(V10m)$ en deux contributions par méthode composite selon le signe de $LAP(SLP)$. On peut également faire cette décomposition en se basant sur le signe du $DW - SST$.

L'influence du signe du $DW - SST$ sur la divergence du vent de surface

Dans un premier temps on se propose d'étudier le VMM par l'influence du signe du $DW-SST$ sur la divergence du vent à 10 m. La figure 2.12 montre sur la première ligne, la divergence du vent à 10 m en moyenne climatologique et le vent moyen associé. On représente également les deux contributions de la divergence du vent à 10 m basées sur le signe du $DW-SST$ avec les anomalies de vents associées. Ces anomalies de vent sont calculées en soustrayant la contribution des vents climatologiques. Enfin, on montre la fraction du temps où la condition $DW - SST<0$ est vérifiée, c'est à dire lorsque les vents sont orientés depuis la partie chaude vers la partie froide de la zone de fronts de SST. Les résultats sont représentés pour HR, LR, ERA5 et le couple d'observations QuikSCAT/GLORYS12. La figure 2.12 montre que les vents climatologiques dans la région du GS sont orientés d'ouest en est. Comme déjà expliqué dans le Chapitre 1, à

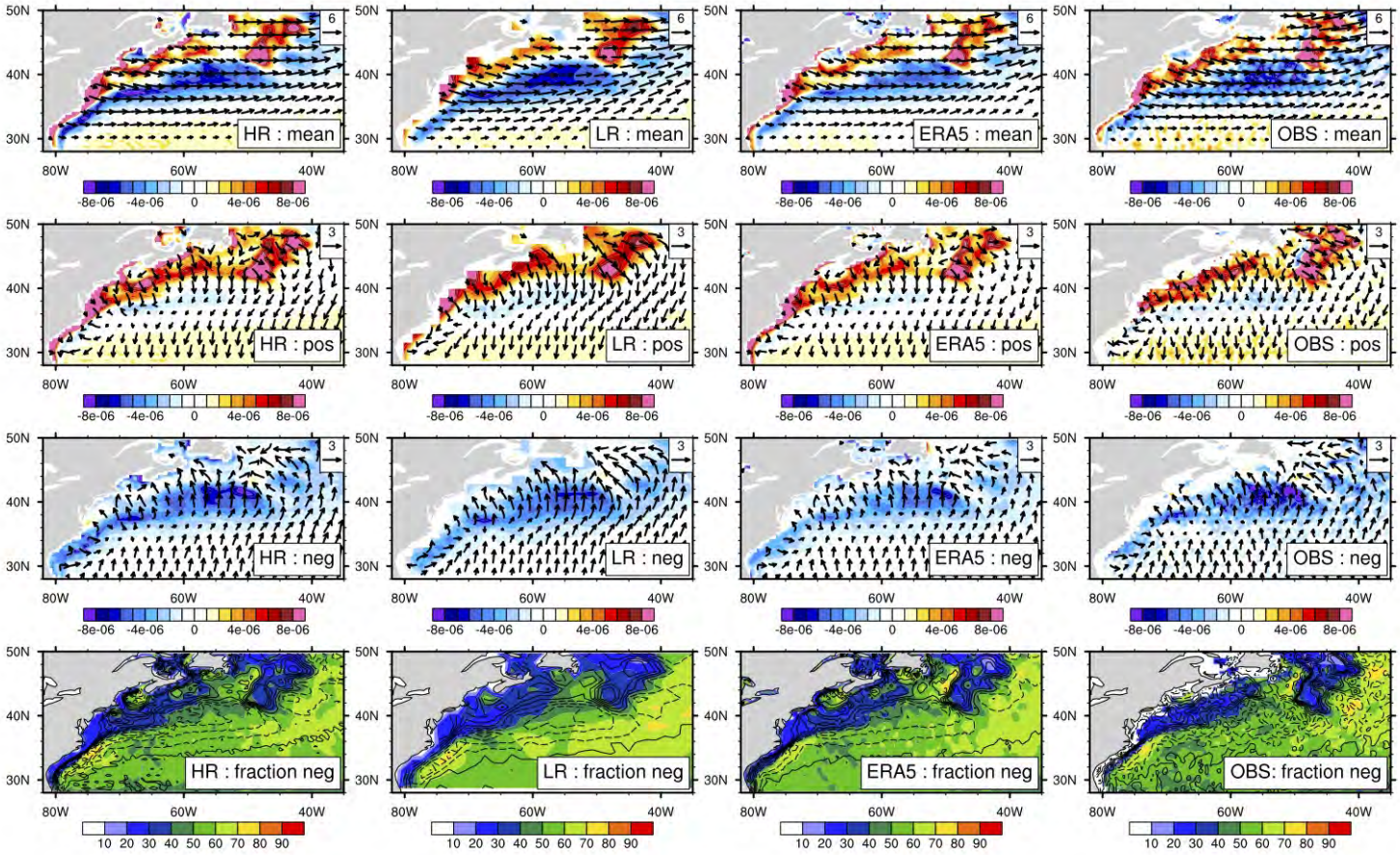

FIGURE 2.12 – (En haut) Moyenne climatologique de la divergence du vent à 10 m (s^{-1}) avec les vents moyens en vecteurs (en m/s). (2ème ligne) Contribution de la divergence du vent à 10 m, avec les anomalies de vent en vecteurs pour les valeurs de $DW - SST$ positives, et (3ème ligne) pour les valeurs de $DW - SST$ négatives. (4ème ligne) Fraction du temps (en %) où le $DW - SST$ est négatif. (1ère colonne) HR, (2ème colonne) LR, (3ème colonne) ERA5, (4ème colonne) QSCAT/GLORYS12.

ceci est associé un dipôle d'anomalies nord-sud de divergence de vent à 10 m. Lorsque l'on conditionne la divergence du vent de surface pour les valeurs de $DW - SST$>0, les anomalies résultantes montrent une divergence positive et ces valeurs contribuent à presque l'intégralité de la moyenne en hiver. Cette contribution correpond aux épisodes de vents froids et secs provenant du continent nord américain. La fraction correspondante au nombre de jours où $DW - SST$>0 est de 100-20=80%. Ceci révèle que ces épisodes de divergence positives sont bien associés à une intensification du régime de vent dominant dans cette région. Ce résultat est en accord avec l'étude de Chelton and Xie (2010) qui prévoit une génération de divergence lorsque les vents traversent la zone de fronts de SST dans le sens du gradient positif. Inversement, sous les conditions de $DW - SST$<0, les résultats indiquent la présence de convergence sur la région. La

fraction correspondante au nombre de jours où la condition $DW - SST<0$ est vérifiée nous montre que ces épisodes de convergence arrivent environ 50% du temps. Les anomalies de vent en vecteurs montrent que ces évènements sont associés à des masses d'air qui traversent la zone de fronts de SST de la partie chaude vers la partie froide (donc $DW - SST<0$). Ce résultat est en accord avec celui de (O'Neill et al., 2017).

On souhaite désormais commenter les différences entre les modèles et les observations. Les résultats trouvés en terme d'amplitude pour les différentes contributions sont cohérents avec ceux trouvés pour le champ moyen de la divergence du vent à 10 m (figure 2.7). Des épisodes de convergence associés aux $DW - SST<0$ sont plus exacerbés dans HR et LR en comparaison avec ERA5. L'intensification associée est d'environ 20% dans les modèles en comparaison avec ERA5. Cependant l'amplitude liée à la convergence dans les modèles est plus en accord avec l'amplitude trouvée pour QuikSCAT. De même, la divergence associée aux $DW - SST>0$ a une amplitude équivalente entre HR et QuikSCAT tandis que LR et ERA5 semblent avoir des valeurs plus faibles. Ainsi, les modèles reproduisent bien ce mécanisme.

Pour conclure, cette analyse conditionnelle a permis de mettre en évidence l'influence du VMM sur la divergence du vent à 10 m et le rôle de la circulation atmosphérique sur le GS. Les épisodes de vents froids et secs provenant du continent nord-américain ($DW - SST>0$) sont associés à une divergence. Inversement, la convergence du vent à 10 m est associée à un régime d'anomalies de vent opposé. On obtient que les situations synoptiques atmosphériques associées au VMM qui génère de la divergence sont plus fréquentes que celles ou le VMM génère de la convergence (80% contre 50%). A l'échelle journalière, ces régimes de vent sont modulés par l'activité synoptique. Ceci suggère que les perturbations synoptiques détiendraient un rôle clé pour le mécanisme du VMM.

L'influence du signe du $LAP(SLP)$ sur la divergence du vent à 10 m

On souhaite analyser l'influence du PAM sur la divergence du vent de surface à l'échelle journalière. Pour comprendre le rôle clé des évènements synoptiques pour cette influence, nous étudions l'effet du signe du $LAP(SLP)$ sur la divergence et sur la vorticité à 850 hPa, qui est caractéristique de l'activité synoptique. La figure 2.13 montre la divergence du vent en moyenne climatologique et la vorticité à 850 hPa associée (première ligne). On montre également les deux contributions de la divergence du vent de surface basées sur le signe du $LAP(SLP)$ avec les anomalies de vorticité à 850 hPa en contours. Enfin, on renseigne également la fraction du temps où la condition $LAP(SLP)<0$ est vérifiée. Les résultats sont montrés pour HR, LR et ERA5.

Pour la moyenne DJF, la figure 2.13 montre que la région du GS est associée à une vorticité moyenne positive sur la zone de fronts de SST. Une vorticité positive signifie que l'on a une activité cyclonique plus importante au sein de cette région. Ainsi, lorsque la condition $LAP(SLP)>0$ est vérifiée, on est en présence d'une forte convergence du vent à 10 m associée à une activité cyclonique au-dessus du GS. Cette configuration est présente environ 40-50% du temps. Inversement une activité anticyclonique est liée à une vorticité négative. Lorsque la condition $LAP(SLP)<0$ est vérifiée, on obtient de la divergence du vent à 10 m associée à une activité anticyclonique sur le GS. Cette situation se produit environ 60-70% du temps.

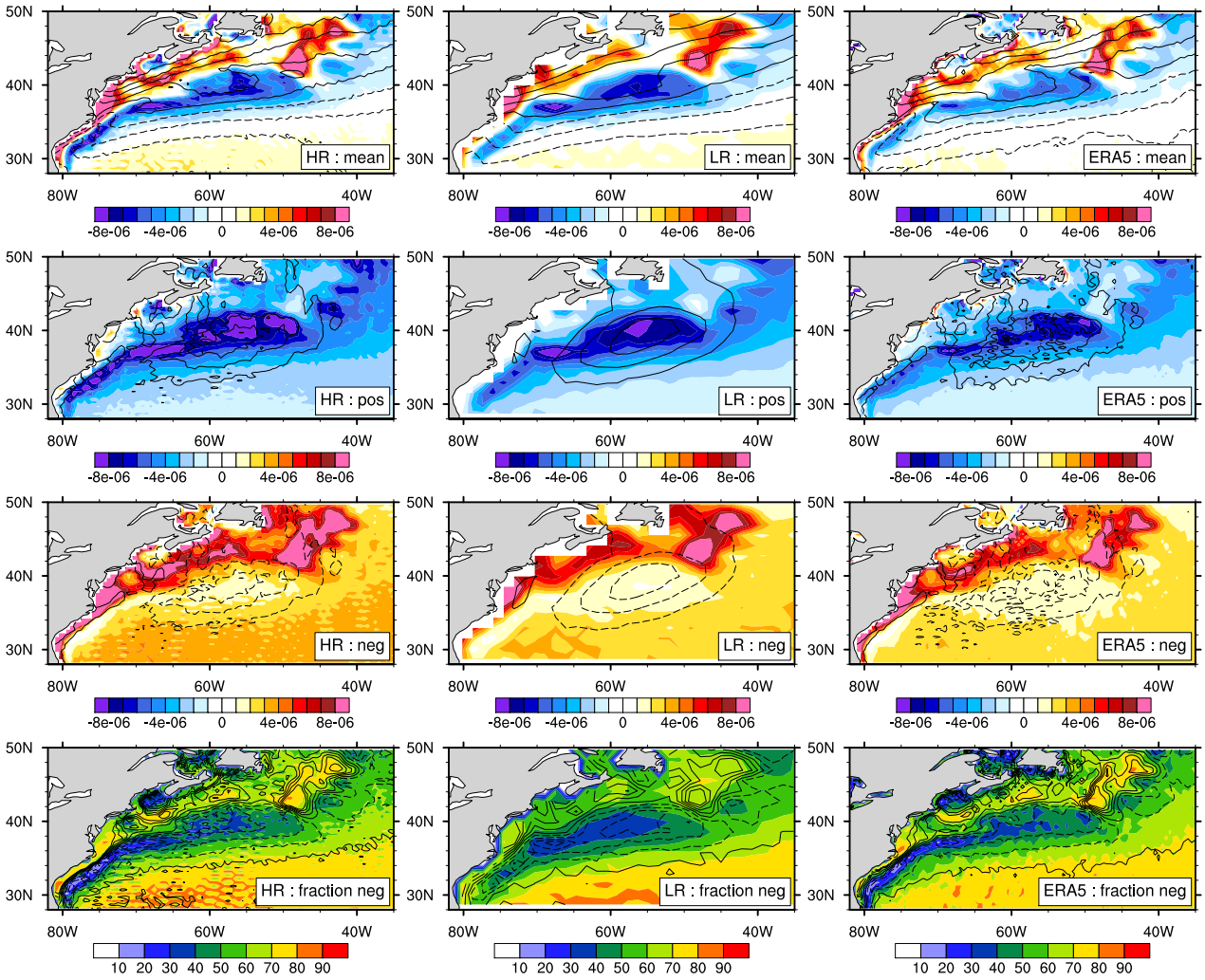

FIGURE 2.13 – (En haut) Moyenne climatologique de la divergence du vent à 10 m (s^{-1}) avec la vorticité à 850 hPa en contours (de -12 à 12 tous les 3x$10^{-6}s^{-1}$). (2ème ligne) Contribution de la divergence du vent à 10 m, avec les anomalies de vorticité à 850 hPa en contours (de -8 à 8 tous les 0.8x$10^{-6}s^{-1}$) pour les valeurs de $LAP(SLP)$ positives, et (3ème ligne) pour les valeurs de $LAP(SLP)$ négatives. (4ème ligne) Fraction du temps (en %) où le $LAP(SLP)$ est négatif. (1ère colonne) HR, (2ème colonne) LR, (3ème colonne) ERA5.

On remarque qu'il y a une convergence plus forte pour les $LAP(SLP)>0$ dans les modèles en comparaison avec la réanalyse ERA5. L'amplification associée est d'environ 20%. L'amplitude de la divergence est légèrement supérieure pour HR pour les $LAP(SLP)<0$. Ces résultats sont en accord avec ceux de la moyenne (figure 2.7). On peut conclure que les modèles représentent bien le rôle de ce mécanisme.

Dans cette section nous venons de suggérer un rôle important de l'activité synoptique

sur le PAM. En présence d'une anomalie cyclonique, la convergence du vent à 10 m est expliquée par les $LAP(SLP)>0$ (40-50% d'occurrence), alors qu'en présence d'une anomalie anticyclonique la divergence du vent à 10 m est expliquée par $LAP(SLP)<0$ (60-70% d'occurrence).

Dans la région Nord-Atlantique, l'activité synoptique aurait donc un effet modulateur sur les mécanismes PAM et VMM. L'activité synoptique sur le GS est fortement liée aux routes dépressionnaires en Atlantique Nord. Par la suite, nous caractérisons les routes dépressionnaires.

2.3 Caractérisation des routes dépressionnaires

Nous avons vu dans le Chapitre 1 que la zone de fronts de SST associée au GS est une zone préférentielle pour la croissance d'instabilités baroclines et le développement des perturbations synoptiques (Chang et al., 2002). Ces perturbations sont transportées vers l'est au sein des routes dépressionnaires (ou rail de dépressions). L'activité tourbillonnaire atmosphérique a un cycle de vie caractérisé par une amplification au sein des ces routes dépressionnaires et une décroissance après (Chang et al., 2002; Hoskins and Hodges, 2002). Le passage des dépressions sur le GS module fortement le régime des vents sur la région (Hoskins et al., 1983).

2.3.1 Caractérisation des vents au sein du GS

Une première chose à faire dans la caractérisation du rail des dépressions serait d'analyser comment les vents sont représentés sur la région du GS dans les modèles et la réanalyse ERA5. La figure 2.14 montre la distribution des valeurs journalières du module de vent moyennées sur le domaine du GS (défini comme 31.5°-39°N 58.5°-75°W). Pour HR et LR, les lignes en gras représentent la PDF calculée sur l'ensemble des données des 10 membres. L'écart inter-membre est représenté en arrière plan. Pour les vents à 10 m (V10m), les valeurs de la distribution sont proches entre les modèles et QuikSCAT, alors que la distribution associée à ERA5 semble être décalée vers la gauche. Cette dernière présente des valeurs de vent à 10 m moins intenses pour la médiane et les extrêmes. Nous illustrons une fois de plus l'incertitude observationnelle, puisque HR et LR surestiment d'environ 10% les valeurs médianes et extêmes de vent à 10 m par rapport à ERA5 alors que cette conclusion n'est pas la même si on se réfère aux valeurs données par QuikSCAT. A 850 hPa, les modèles HR et LR surestiment de manière moins importante les valeurs médianes et extrêmes des vents par rapport à ERA5 (5.5%). A 500 hPa, les différences sont encore moindres (5%).

Pour ce diagnostic, nous constatons qu'il y a peu d'apport de la haute résolution atmosphérique dans le modèle ARPEGE. En effet les différences obtenues entre HR et LR sont petites face à la variabilité inter-membre. Ceci pourrait en partie provenir du fait que nous moyennons sur un domaine les données de vent. La figure 2.14 indique aussi que la variabilité des vents sur le domaine du GS est plus forte dans les modèles que dans la réanalyse ERA5. A 10 m, les modèles sont plus en accord avec QuikSCAT.

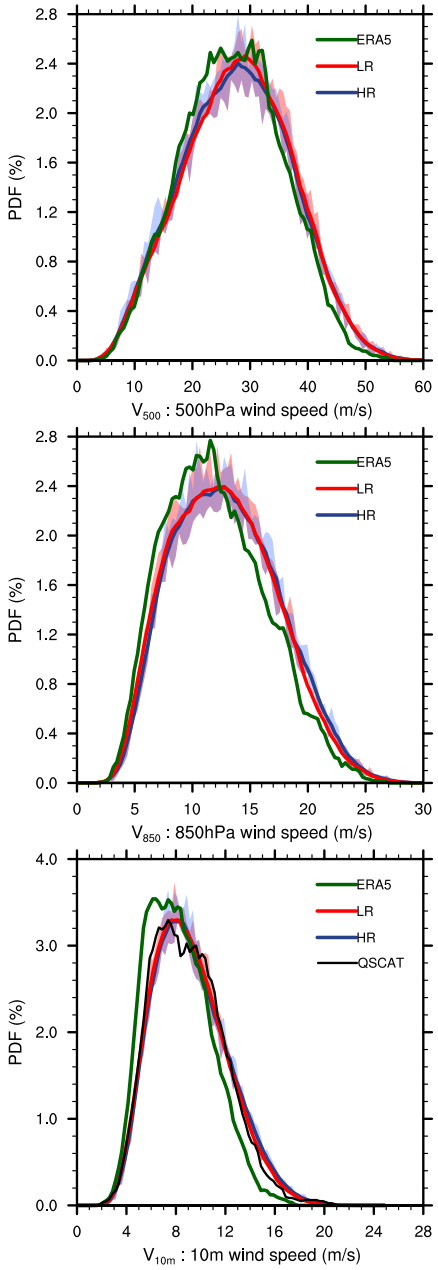

FIGURE 2.14 – Distribution de probabilité pour les valeurs journalières du module du vent à 10 m (en m/s) : de surface (bas), à 850 hPa (milieu) et à 500 hPa (haut). Pour HR (bleu), LR (rouge), ERA5 (vert) et QuikSCAT (noir). Les vents sont moyennés sur la région définie comme [31.5°-39°N 58.5°-75°W]. On représente la variabilité inter-membre pour chaque ensemble d'AMIP mesurée comme la valeur minimum et maximum en chaque catégorie des 10 PDFs calculées sur les membres séparés.

2.3.2 Méthodes eulériennes pour caractériser les routes dépressionnaires

Il existe une grande diversité de méthodes pour caractériser les routes dépressionnaires. Les plus utilisées consistent à calculer la variance du champ de pression de

surface ou bien du géopotentiel à 500 hPa filtré entre 2 et 7 jours pour n'en retenir que la composante synoptique.

Dans cette thèse on utilise la méthode de l'écart journalier (Wallace et al., 1988; Booth et al., 2017). Cette méthode consiste à calculer l'écart type temporel des semi-différences journalières de la composante méridionale du vent. Ceci revient à effectuer un filtrage temporel passe-haut de la composante méridionale du vent, avec une fréquence de coupure à 5 jours. Avec v le vent méridien (en m/s), t le temps (en jour), x la longitude et y la latitude, on définit $\widetilde{v}$:

$$\widetilde{v}(t,x,y) = \frac{v(t+1,x,y) - v(t,x,y)}{2} \tag{2.8}$$

On définit alors la métrique eulérienne de routes dépressionnaires comme étant :

$$ST = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^{N}[\widetilde{v}^2(t,x,y)]}{N}} \tag{2.9}$$

avec N le nombre de jours dans la saison d'intérêt. On peut utiliser cette métrique eulérienne pour différents niveaux verticaux dans l'atmosphère.

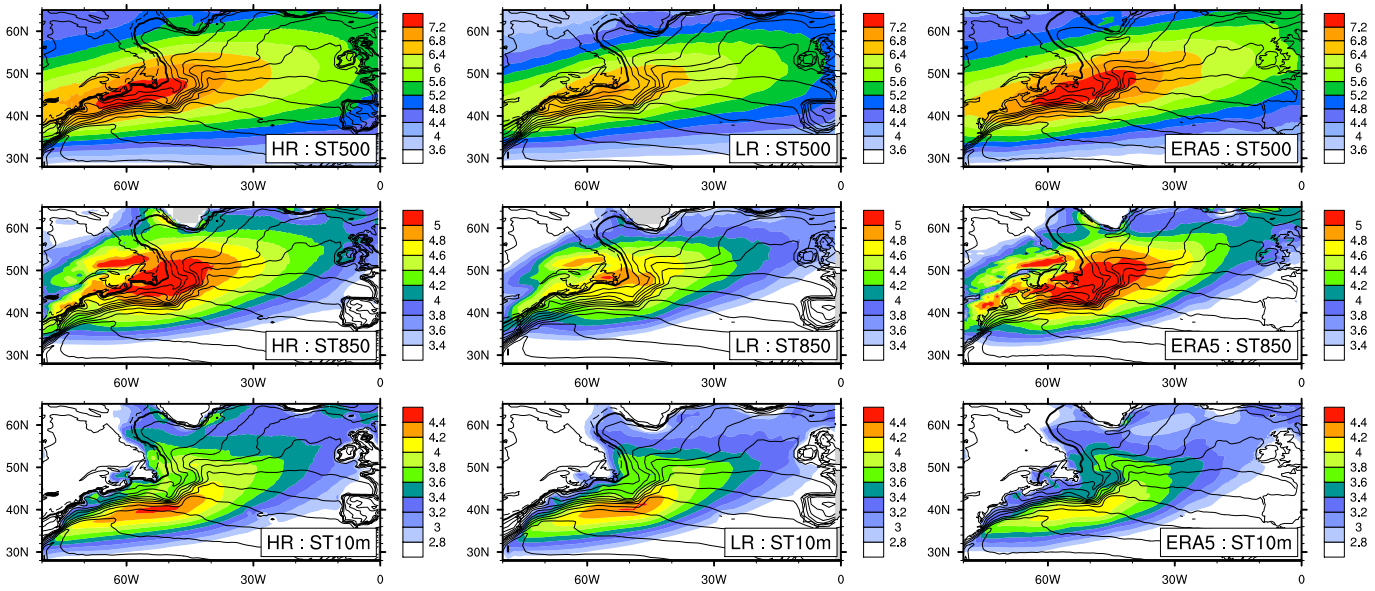

FIGURE 2.15 – Représentation des routes dépressionnaires selon la méthode de l'écart journalier (couleurs, m/s) à 10 m (haut), 850 hPa (milieu) et 500 hPa (bas) et de la température de surface (contours, tous les 2K). (Gauche) HR, (milieu) LR, (droite) ERA5.

La figure 2.15 montre la caractérisation des routes dépressionnaires à 10 m, 850 hPa et 500 hPa pour HR, LR et ERA5. A 10 m, le maximum de l'activité tourbillonnaire est situé sur la partie chaude de la zone de fronts de SST. Les SSTs élevées sont associées à une turbulence accrue dans la MABL, ce qui est cohérent avec une variabilité plus

importante pour les vents à 10 m sur ce secteur des fronts de SST (Booth et al., 2010). A 850 hPa, le maximum de l'activité dépressionnaire est situé à l'est de Terre-Neuve, comme il a déjà été montré dans des études précédentes (Chang et al., 2002; Booth et al., 2010; Small et al., 2014). A 500hPa, la structure est plus zonale mais la localisation du maximum est la même qu'à 850 hPa. Ce maximum est le lieu où l'activité barocline et le transport de chaleur par les tourbillons atmosphériques est le plus intense (Wallace et al., 1988; Chang et al., 2002).

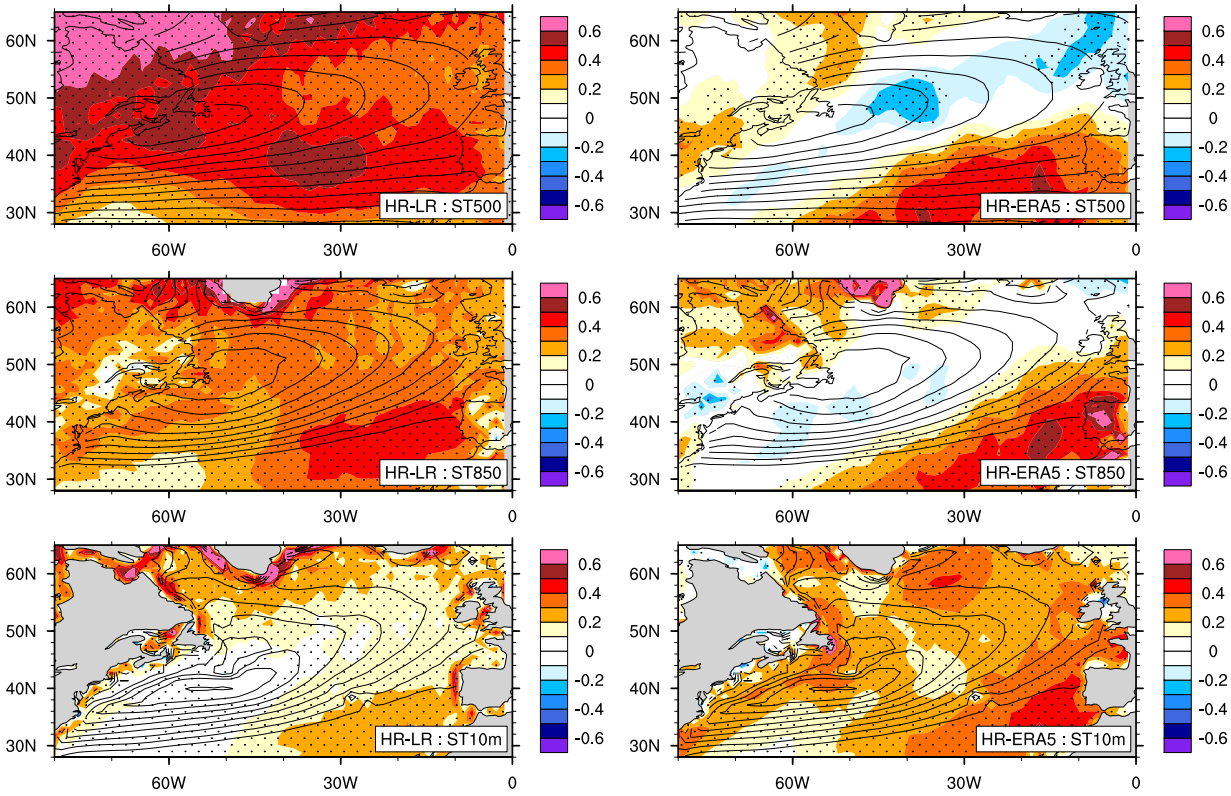

FIGURE 2.16 – Différences de l'intensité des routes dépressionnaires (couleurs, m/s) à 10 m (haut), 850 hPa (milieu) et 500 hPa (bas). (Gauche) HR-LR, (droite) HR-ERA5. Les contours représentent la climatologie des routes dépressionnaires pour HR. Les points indiquent l'endroit où la différence est significative à 95% selon un test bootstrap.

La figure 2.16 représente les différences des routes dépressionnaires pour HR-LR et HR-ERA5. Au niveau du maximum de routes dépressionnaires, à 10 m, les différences entre HR et LR sont minimes. Plus haut dans l'atmosphère, les résultats révèlent une augmentation de la valeur du maximum dans HR par rapport à LR de l'ordre de 8%. Les différences HR-ERA5 montrent que sur la zone du maximum le modèle surestime d'environ 10% la variabilité à l'échelle synoptique des vents à 10 m, ce qui est en accord

avec la figure 2.14. Aux niveaux supérieurs, on observe en aval un décalage vers le sud des routes dépressionnaires dans HR par rapport à ERA5. Ceci indique que le flux d'ouest du modèle ARPEGE est trop zonal, et les dépressions sont déviées vers le sud de l'Europe. Ce biais est bien connu dans le modèle ARPEGE (Roehrig et al., 2020). Il ne semble pas être amélioré par la configuration HR. Néanmoins, en termes d'amplitudes, le modèle HR semble mieux représenter l'activité dépressionnaires que LR (figure 2.15) pour tous les niveaux. Ceci montre un effet de l'augmentation de la résolution horizontale dans ARPEGE.

2.3.3 Mécanismes associés aux routes dépressionnaires

Dans le Chapitre 1 nous avons vu que plusieurs mécanismes étaient associés aux routes dépressionnaires :

-La présence du gradient de SST est liée à une augmentation de la baroclinicité locale (Kuo et al., 1990).

-La zone de fronts de SST est également caractérisé par des échanges intenses de flux de chaleur turbulents qui réchauffent l'air en surface. Ceci peut provoquer une déstabilisation de l'atmosphère dans les basses couches (Kuo et al., 1990) et le charger en humidité, fournissant ainsi un réservoir de chaleur qui va alimenter les dépressions à leur passage (Kuo et al., 1990; Hoskins and Valdes, 1989; Chang et al., 2002).

-Plus haut dans l'atmosphère, les routes dépressionnaires sont étroitement liées à la présence du courant jet (Eady, 1949; Lee and Kim, 2003; Robinson, 2006).

La baroclinicité

Pour mesurer l'instabilité barocline on utilise le taux de croissance d'Eady (Eady Growth Rate, EGR) (Eady, 1949; Lindzen and Farrell, 1980). D'après les approximations du modèle d'Eady, l'EGR est donné par l'équation :

$$EGR = 0.31 \frac{f}{N} \frac{\partial u}{\partial z} \tag{2.10}$$

avec f le paramètre de Coriolis, N la fréquence de Brunt-Väisälä (en jour^{-1}) et $\frac{\partial u}{\partial z}$ le cisaillement vertical du vent (en jour^{-1}). La stabilité statique dépend de la température potentielle θ_p (en K), du gradient vertical de température potentielle $\frac{\partial \theta_p}{\partial z}$ (en K/m) ainsi que de l'accélération de la pesanteur g (m.s^{-2}) :

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta_p} \frac{\partial \theta_p}{\partial z}} \tag{2.11}$$

Selon la relation du vent thermique, la variation verticale du vent zonal est reliée au gradient méridien de température :

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g}{f\theta} \frac{\partial \theta}{\partial y} \tag{2.12}$$

Et donc le paramètre d'Eady peut être calculé à partir du gradient méridien de température :

$$EGR = -0.31 \frac{g}{N\theta} \frac{\partial \theta}{\partial y} \tag{2.13}$$

L'EGR a été calculé à 1000 hPa, 850 hPa et 500 hPa et intégré sur les trois niveaux pour HR, LR et ERA5 (figure 2.17). L'EGR prend sa valeur maximale sur la région de

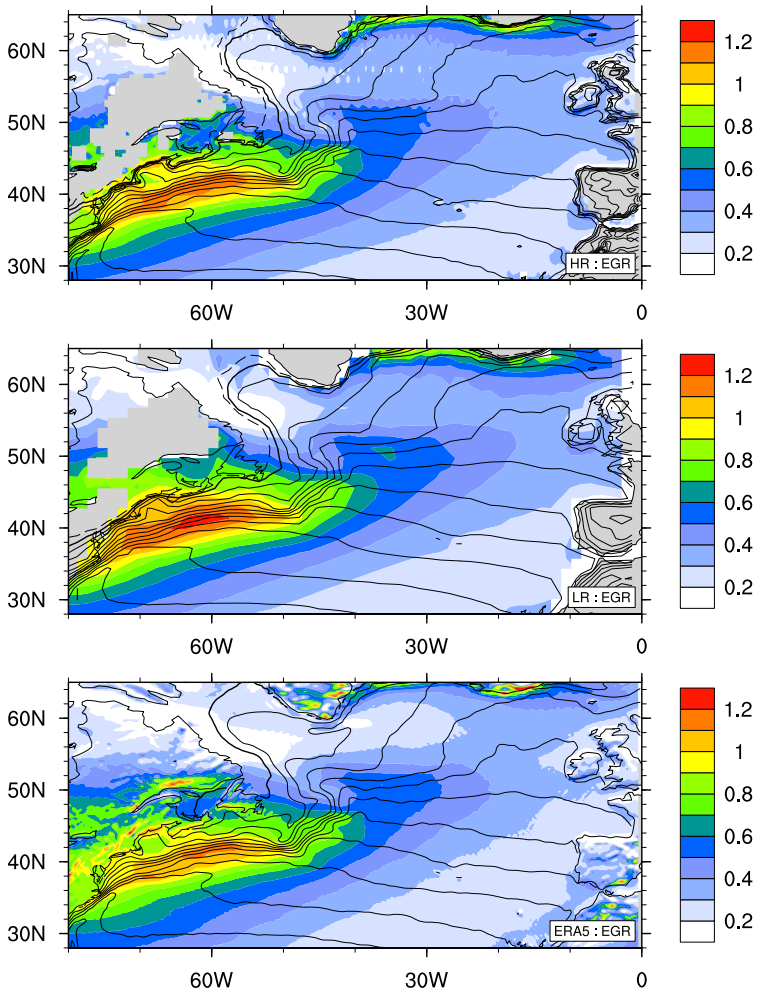

FIGURE 2.17 – Représentation de l'EGR intégré entre 1000 hPa et 500 hPa (couleurs, jour^{-1}) et de la SST en contours (de -2°C à 25°C tous les 2°C) en hiver (DJF). (Haut) HR, (milieu) LR, (bas) ERA5.

fronts de SST. En effet, cette zone est associée à un fort gradient méridien de température. Les modèles montrent un EGR plus fort que la réanalyse ERA5. La surestimation associée est moins importante pour le modèle HR (10%) que pour le modèle LR (20%). Ceci montre que la version haute résolution du modèle ARPEGE représente mieux les processus liés à la baroclinicité dans la région de fronts de SST en prenant ERA5 comme référence.

Le courant jet

Pour analyser le courant jet dans les modèles et la réanalyse ERA5, on étudie le vent zonal à 200 hPa en moyenne climatologique. La figure 2.18 montre le vent zonal à 200 hPa pour HR, LR et ERA5. La position du maximum climatologique est située en amont

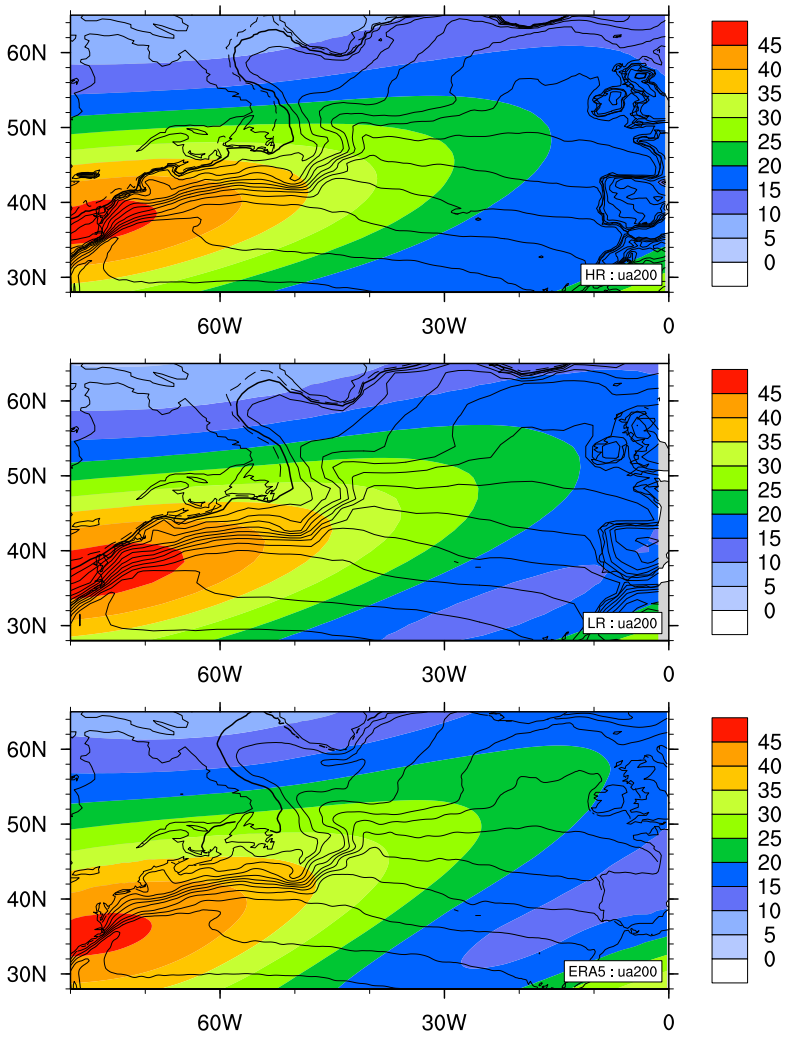

FIGURE 2.18 – Représentation de la composante zonale du vent à 200 hPa (couleurs, m/s) et de la SST en contours (de -2°C à 25°C tous les 2°C) en hiver (DJF). (Haut) HR, (milieu) LR, (bas) ERA5.

de la zone de fronts de SST. On a un décalage vers le nord de la position de ce maximum climatologique dans les modèles en comparaison avec ERA5. Cependant le modèle LR semble présenter des valeurs plus fortes que HR et ERA5. En aval, les modèles ARPEGE sont plus zonaux que la réanalyse ERA5. Le modèle ARPEGE présente un biais zonal de circulation bien connu (Roehrig et al., 2020). La version HR ne semble pas améliorer ce biais. Ce qui est cohérent avec les résultats obtenus figure 2.15 pour le décalage vers

le sud des routes dépressionnaires dans les modèles en comparaison avec ERA5. Dans cette étude nous avons utilisé la réanalyse ERA5 et ce malgré le fait qu'elle présente un biais froid dans la stratosphère (<200 hPa) entre les années 2000 et 2006 (Simmons et al., 2020). Une analyse complémentaire de la climatologie du jet sur la réanalyse ERA-Interim a montré des résultats équivalents entre les deux réanalyses.

2.4 Résumé

Dans ce chapitre, nous avons étudié les interactions océan-atmosphère dans la MABL dans les modèles et plusieurs jeux de données d'observations. La divergence du vent de surface est un prédicteur important pour caractériser l'influence sur la MABL. Les mécanismes proposés par la littérature pour cette influence sont le PAM et le VMM. A l'échelle mensuelle, nous avons pu constater que ces mécanismes sont bien représentés dans les modèles en comparaison avec la forte incertitude observationnelle (section 2.2.2). A l'échelle journalière, la conclusion est identique. Cependant, les résultats obtenus suggèrent que le rôle du PAM et du VMM pour générer de la divergence du vent de surface pourrait être modulé par les perturbations synoptiques de la région du GS (section 2.2.3). Ceci fera l'objet du prochain chapitre. Notamment, cette étude est motivée par les résultats obtenus pour les routes dépressionnaires et les mécanismes associés, puisque même si des biais de zonalité persistent dans la modèle ARPEGE en aval de la zone de fronts de SST, l'ensemble des processus au niveau de la zone de fronts de SST semblent être mieux représentés dans la version haute résolution du modèle (sections 2.3.2 et 2.3.3).

Chapitre 3

Importance des extrêmes pour les interactions océan-atmosphère aux moyennes latitudes

Dans ce chapitre, nous étudions sous la forme d'un article l'importance des extrêmes pour les interactions océan-atmosphère de petite échelle dans la région du Gulf Stream. Cet article a été soumis dans la revue Journal of Climate. Avant d'aborder les résultats de l'article, nous le résumons en Français puis en Anglais.

3.1 Article : "Mechanisms shaping wind convergence under extreme synoptic situations over the Gulf Stream region"

3.1.1 Résumé en Français

Durant la dernière décennie, une attention particulière a été portée sur les processus liés aux interactions océan-atmosphère dans la région du Gulf Stream. Plusieurs travaux ont montré que les gradients de température de surface de l'océan (SST) de la région du Gulf Stream ont une influence sur la divergence du vent de surface provoqué par des changements au sein de la couche limite atmosphérique marine (MABL). Deux mécanismes ont été proposés pour expliquer la réponse associée : le mécanisme de mélange vertical (VMM) et le mécanisme d'ajustement de pression (PAM). Cependant, leur contribution relative pour générer de la divergence du vent de surface est encore largement discutée. Certaines études ont souligné le fait que les perturbations synoptiques sur la région du Gulf Stream pouvaient jouer un rôle dans la réponse de la MABL aux fronts de SST. Nous analysons ces mécanismes pour différentes configurations atmosphériques obtenues à partir d'une méthode de classification basée sur les déciles de la distribution de flux de chaleur turbulents sur le Gulf Stream en hiver. Les déciles les plus bas sont associés à de faibles interactions océan-atmosphère et à une circulation atmosphérique anticyclonique sur le Gulf Stream, tandis que les déciles les plus élevés sont liés à de fortes interactions océan-atmosphère et à une circulation cyclonique. Notre analyse utilise les versions basse et haute résolution du modèle atmosphérique

ARPEGE v6.3 forcé par des SSTs observées, ainsi que la réanalyse atmosphérique globale récemment développée ERA5. Nous constatons que la présence des perturbations anticycloniques et cycloniques associées à différents régimes de vent peut localement moduler l'activation du VMM et du PAM. Lorsque les conditions sont anticycloniques, le PAM se révèle être le mécanisme prédominant alors que les deux mécanismes sont à considérer lorsque les conditions sont cycloniques. Nos résultats mettent en évidence le rôle de la circulation atmosphérique et celui des différents régimes de vent associés, dans la localisation, la force et l'occurrence des deux mécanismes.

3.1.2 Résumé en Anglais

Air-sea interaction processes over the Gulf Stream have received particular attention over the last decade. It has been shown that sea surface temperature (SST) gradients over the Gulf Stream can alter the near surface wind divergence through changes in the marine atmospheric boundary layer (MABL). Two mechanisms have been proposed to explain the response : the Vertical Mixing Mechanism (VMM) and the Pressure Adjustment Mechanism (PAM). However, their respective contribution is still under debate. It has been argued that the synoptic perturbations over the Gulf Stream can provide more insight on the MABL response to SST fronts. We analyze the VMM and PAM under different atmospheric conditions obtained from a classification method based on the deciles of the statistical distribution of winter turbulent heat fluxes over the Gulf Stream. Lowest deciles are associated with weak air-sea interactions and anticyclonic atmospheric circulation over the Gulf Stream, whereas highest deciles are related to strong air-sea interactions and a cyclonic circulation. Our analysis includes the low and high-resolution versions of the ARPEGEv6 atmospheric model forced by observed SST, and the recently released ERA5 global reanalysis. We find that the occurrence of anticyclonic and cyclonic perturbations associated with different anomalous wind regimes can locally modulate the activation of the VMM and the PAM. In particular, the PAM is predominant in anticyclonic conditions, whereas both mechanisms are equally present in most of the cyclonic conditions. Our results highlight the role of the atmospheric circulation and associated anomalous winds in the location, strength and occurrence of both mechanisms.

3.2 Introduction

The Gulf Stream (GS), one of the major Western Boundary Currents, flows polewards along the western flank of the North Atlantic basin, bringing warm and salty waters from the tropics to higher latitudes. At mid-latitudes, the Gulf Stream encounters the cold Labrador current coming from the western branch of the subpolar gyre, which generates sharp sea surface temperature (SST) gradients or fronts. The ocean in the GS region is characterized by the presence of meanders that can separate from the main current to create smaller structures called mesoscale eddies. Recently, a lot of attention has been given to SST fronts and the associated oceanic mesoscale structures in shaping air-sea interactions in the region. The development and use of higher-

resolution observations and climate models have revealed that midlatitude SST fronts can influence the overlying atmospheric circulation, a feature whose study was limited in coarse resolution observations and in standard resolution climate models. Minobe et al. (2008) and Kuwano-Yoshida et al. (2010) showed that mesoscale SST structures are co-located with a convective precipitation band due to low-level wind convergence and enhanced evaporation over the warm part of the SST front. Hence, they suggested that near surface wind convergence anomalies can affect the free troposphere locally through vertical motion and convective precipitation. Two main mechanisms occurring in the marine atmospheric boundary layer (MABL) have been proposed to explain the influence of SST fronts and mesoscale oceanic eddies on the near surface wind divergence and convergence (Chelton et al., 2004; Minobe et al., 2008; Small et al., 2008; O'Neill et al., 2010a; Putrasahan et al., 2013; Chelton and Xie, 2010; Ma et al., 2016; Roberts et al., 2016). One mechanism is the so-called vertical mixing mechanism (VMM), which has been described both, in observational and modelling studies (Chelton and Xie, 2010; Putrasahan et al., 2013; Takatama et al., 2015; Hayes et al., 1989; Chelton et al., 2001; O'Neill et al., 2003; Roberts et al., 2016; Piazza et al., 2016; Xie et al., 2002). The VMM consists on an intensification of near surface winds over a warm ocean. Indeed the warm part of the SST front destabilizes the overlying atmosphere, which can strengthen the momentum transfer and the vertical mixing in the MABL. The momentum from aloft is then transported downwards, thus accelerating the near surface winds (Sweet et al., 1981; Wallace et al., 1989; Hayes et al., 1989). These spatial variations in wind stress magnitude result in wind stress divergence when the wind blows perpendicular to the SST front, and to a wind stress curl when the wind blows parallel to the front (Spall, 2007; O'Reilly et al., 2017; Chelton et al., 2004). The VMM influence on the MABL can hence be estimated by the linear relationship between the downwind component of the SST gradient ($DW-SST$) and the near surface wind divergence, or by the relationship between the crosswind component of the SST gradient and the near surface wind curl.

Another mechanism that can explain the influence of oceanic SST fronts on the atmosphere is the so-called pressure adjustment mechanism (PAM), which was originally introduced by Lindzen and Nigam (1987). It can be explained by the different heating of the atmosphere on each side of the SST front, which creates low pressure over warm waters and high pressure over cold waters. This pressure gradient induces a secondary atmospheric circulation with winds blowing from cold to warm SSTs, creating near surface convergence (respectively divergence) above the warm part (respectively cold part) of the SST front. The PAM can be characterized by the linear regression between the laplacian of sea level pressure ($LAP(SLP)$) and the near surface wind divergence over the GS (Minobe et al., 2008). Several observational and modelling studies have shown that over the GS, a positive $LAP(SLP)$ is located over the wind convergence zone, and conversely a negative $LAP(SLP)$ is co-located with positive divergence wind anomalies, which suggests that the PAM may play an important role in the MABL response to the SST front (Takatama et al., 2015; Bryan et al., 2010; Putrasahan et al., 2013).

Up to now, the relative contribution of the PAM and VMM in shaping the MABL response to the GS SST front is still unclear (Takatama et al., 2015; O'Reilly et al.,

2017; Masunaga et al., 2020a,b). It has been suggested that the importance of the PAM and VMM depends on the background wind conditions (Spall, 2007; Small et al., 2008; Chelton and Xie, 2010), the geographical location of the SST front (Chelton and Xie, 2010) and also the season of the year (Minobe et al., 2010; Putrasahan et al., 2013). Moreover, most of the studies that characterized the role of the PAM and VMM focused on time-mean fields, i.e. on fields averaged over a given time-period. Until now, the PAM has been put forward to explain the majority of the time-mean of wind convergence in opposition to the VMM (Minobe et al., 2008; Takatama et al., 2015). However, the presence of strong $LAP(SLP)$ values over the GS is not only due to mesoscale SST modulations. Brachet et al. (2012) further argued that, besides the thermal SST forcing, migratory synoptic-scale cyclones can exert an important signature on the $LAP(SLP)$. Therefore at synoptic-scale, the $LAP(SLP)$ signal could be decomposed in the pure PAM process, SLP response to mesoscale SST, and in a dynamical component linked to synoptic activity.

Moreover, recently, O'Reilly et al. (2017) suggested that synoptic-scale processes, like extra-tropical cyclones, can play a dominant role in controlling the time-mean near surface wind divergence and convergence over the GS. They further argued that time-mean averages could mask some important features that could be key in understanding the MABL response to SST fronts. Indeed, synoptic-scale atmospheric disturbances are associated with an anomalously large turbulent heat flux release from the ocean and an intense baroclinicity in the lower layers of the atmosphere. Hence, the response of the MABL to SST fronts might also be influenced by air-sea turbulent fluxes and surface wind variations at synoptic scales (Parfitt, 2014). Further, it has been shown that extratropical cyclones can contribute significantly to the near surface convergence (Vannière et al., 2017). In addition to that, several studies have shown that the time-mean pattern of surface convergence near the Gulf Stream could result mainly from the local strengthening of atmospheric fronts (Parfitt et al., 2016; Parfitt and Seo, 2018), which also highlights the importance of the synoptic-scale processes on the GS convergence zone.

Based on atmospheric reanalysis, recent studies have shown that exploring MABL processes at daily time-scale, by isolating extreme events or by selecting specific case studies, can provide more insights about the mechanisms responsible of shaping air-sea interactions in the GS region rather than studying a classical time-mean analysis (O'Reilly et al., 2017; Masunaga et al., 2020b,a). The main goal of this study is to investigate the role of the PAM and VMM in shaping the surface wind divergence over the GS. Most of the studies cited above have used only atmospheric reanalysis or one realization of an atmospheric stand-alone simulation. As internal climate variability is important over mid-latitude regions, the use of a large sample size could be beneficial to robustly identify the influence of SST fronts on the overlying atmosphere within the context of extreme air-sea interactions. Here, in addition to the analysis of state of the art atmospheric reanalysis, two ensembles of 10 members of atmosphere-only model simulations forced by observed SST and performed at two different horizontal resolutions, 140km and 50km, are used. These experiments were done within the framework of the H2020 PRIMAVERA project trough the HighResMIP initiative (Haarsma et al., 2016).

Our analysis is based on a classification of different synoptic situations defined from the turbulent heat flux distribution over the GS, following Parfitt and Czaja (2016). We distinguish atmospheric patterns corresponding to weak and strong turbulent heat flux release from the ocean to the atmosphere during winter.

In section 2 we present the reanalysis and model experiments used in this study. The classification method of different synoptic situations, based on the distribution of turbulent heat flux is described in section 3. Section 4 describes the PAM and VMM mechanisms and their role in the simulated near surface wind convergence/divergence for the different synoptic patterns. Summary and discussion are given in section 5.

3.3 Data & Methods

3.3.1 Numerical experiments and reference datasets

This study uses both a high resolution (HR) and a low resolution (LR) version of the ARPEGE-Climat model (Roehrig et al., 2020) which is the atmospheric component of the CNRM-CM6-1 coupled model, developed by the "Centre National de Recherches Météorologiques / Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique" (CNRM / CERFACS) group (Voldoire et al., 2019). The HR model operates with a T359 truncature, which corresponds to $\sim$ 50km horizontal resolution at mid-latitudes. The LR grid has a T127 truncature, which is equivalent to 140km horizontal resolution at mid-latitudes. Both models share the same vertical discretization with 91 vertical levels. We analyze the atmospheric-only simulations performed within the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6) HighResMIP (Eyring et al., 2016; Haarsma et al., 2016). As HighResMIP initiative seeks to investigate the role of model resolution on the representation of European climate, the LR and HR configurations use the same model parameters and differ only by their horizontal resolution, except for a few parameterizations that are scale-dependent and could not be kept exactly the same. In the atmosphere-only experiments, the SST and sea ice concentration are imposed at the boundaries and extracted from the 1/4° HadISST reanalysis dataset (Kennedy et al., 2017). This dataset has been developed within the PRIMAVERA project (Haarsma et al., 2016) and has been also used in Rowell (2019); Thomas et al. (2019); Roberts et al. (2020). To be used as boundary condition for the ARPEGE model, the HadISST SST dataset is interpolated on the HR and LR grids respectively. Each simulation is then run over the period 1950-2014, producing so-called AMIP experiments. For each model configuration, 10 members have been produced, by slightly perturbing the atmospheric initial conditions. It is noteworthy to mention that this study provides a large time sample to study air-sea interactions in the MABL.

Both ensembles of simulations are compared to the recently developed high resolution reanalysis ERA5 (Hersbach et al., 2020; Hersbach, 2018) as well as to the lower resolution ERA-Interim (ERAI) reanalysis (Simmons et al., 2007; Berrisford et al., 2009). ERA5 operates on a TL639 grid which corresponds to a horizontal resolution of approximately 30km with 137 sigma-pressure hybrid vertical levels. ERAI was created on a T255 grid which results in a nominal resolution of 80km, with 60 pressure levels.

Both reanalyses are available from 1979 to 2018.

We focus on the winter season defined as the December-January-February mean (DJF hereinafter) of daily fields, since the turbulent heat flux release from the ocean to the atmosphere over the GS region is strongest during these months.

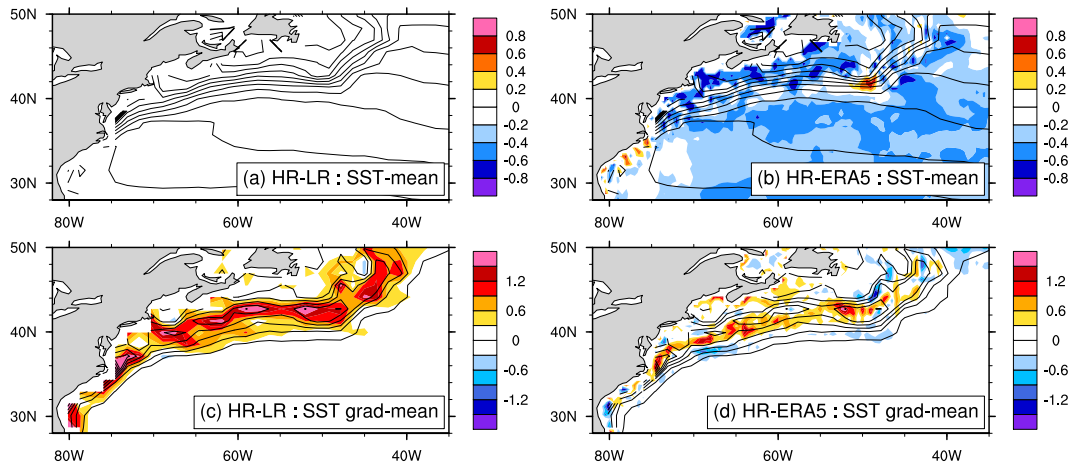

FIGURE 3.1 – Differences between ; SST mean patterns for : (a) HR-LR, (b) HR-ERA5. The shading corresponds to the SST differences (in °C) and the contours to the SST values for HR (every 2°C) ; and SST gradient mean patterns for (c) HR-LR, (d) HR-ERA5. The shading correponds to the SST gradient differences (in °C/100km) and the contours to SST gradient values for HR (every 1°C/100km).

Firstly, the mean SSTs and the gradient of SST is examined for HR, LR and ERA5. Fig. 3.1 represents differences in SST and SST gradient for HR-LR and HR-ERA5. Note that HR is interpolated onto LR grid and ERA5 onto HR grid to perform the comparison. As expected, HR and LR SSTs are identical (Fig. 3.1a). In terms of SST gradient, HR reveals more intense gradient than LR over the SST front location, which is consistent with smaller grid spacing in the HR model (Fig. 3.1c). SST gradient is 20 % more intense in HR compared to LR. Fig. 3.1b shows that HR-SSTs are generally colder than ERA5 SST in most part of the GS domain, with differences that can reach more than 0.5°C near the cold part of the SST front. In terms of SST gradient, Had-ISST reanalysis presents a more intense gradient (10%) than ERA5 SST (Fig. 3.1d).

3.3.2 Methodology for wintertime classification of synoptic situations

We use a clustering method to identify synoptic situations according to different magnitudes of turbulent heat flux release from the ocean to the atmosphere. This method was first introduced by Parfitt and Czaja (2016). Fig. 3.2 shows the wintertime mean turbulent heat flux released to the atmosphere (THF) for both model configurations

and in the reanalyses. The THF is defined by the latent plus sensible heat flux, with positive values upwards. The THF magnitude and structure are quite similar in the HR and LR configurations, with values reaching up to 550 W/m^2. The simulated values are larger than in ERA5 and ERAI, with a model mean bias of +15% in HR and +12% in LR with respect to ERA5. This overestimation of the THF over the ocean is a known bias of the ARPEGE atmospheric model both in forced and coupled mode (Roehrig et al., 2020). Note that although the model climatology shown in Fig. 3.2 results from the average of 10 members, considering each member separately gives a comparable result. The clustering approach is based on the distribution of daily values of THF

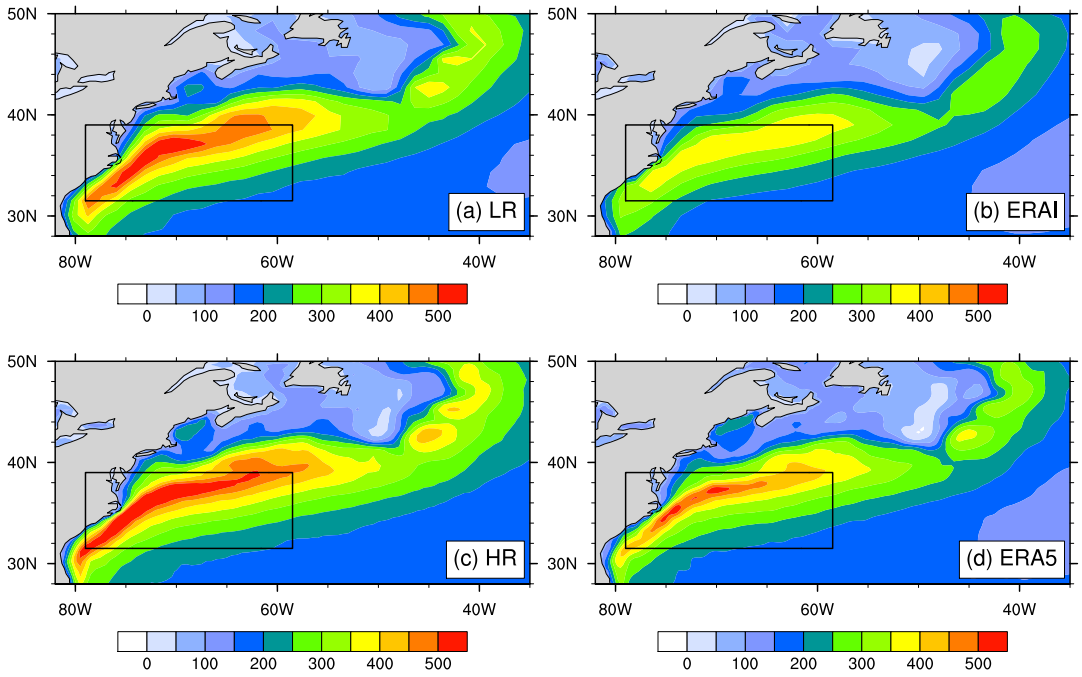

FIGURE 3.2 – Time-mean (DJF) for the turbulent heat flux (W/m^2) for (a) LR, (b) ERA-I, (c) HR and (d) ERA5.

computed over a selected box (31.5°-39°N 58.5°-75°W, see Fig. 3.2), which captures the maximum of the wintertime turbulent heat flux exchange over the GS. Other boxes have been used to check the robustness of the method and the results described below are unchanged.

Following Parfitt and Czaja (2016), an Air-Sea Interaction Index (ASII) is defined as :

$$ASII(t) = \int_{domain} THF(x, y, t) dx dy \tag{3.1}$$

where x is the longitude, y the latitude and t the time. The ASII values can be reordered from low to high values to build a probability distribution function (PDF). The latter is used to determine the deciles of the distribution. Low deciles are associated

with weak THF release or weak air-sea interaction, whereas higher deciles are associated with strong air-sea exchanges. We define ten clusters, which correspond to the ten deciles of the PDF. Composites are then defined by averaging for various variables of interest (e.g. sea level pressure anomalies, surface wind divergence), the days belonging to the same decile. The corresponding patterns are used to characterize the atmospheric situation for weak and strong air-sea interactions. To characterize near surface wind and divergence composites, we use the 10m wind field since the latter is directly related to the turbulent heat fluxes. Previous studies that characterize the MABL response to SST fronts use indifferently the 10m winds and wind stress. The conclusions about the importance of the MABL mechanisms are in general unaffected.

We can further estimate the contribution of each decile to the time-mean. For instance, the contribution of the last decile to the mean for a given field X is given by :

$$\frac{1}{N} \sum_{ASII=90\%}^{100\%} X(ASII) \tag{3.2}$$

where N is the total number of wintertime days.

Note that the ASII and the composite maps are calculated separately for each dataset and no interpolation is performed at this stage. Differences between the models and ERA5 reanalysis are computed after interpolating the fields onto the LR grid. In order to maximize the ensemble size, the THF distribution, the ASII and the deciles computations are performed by considering the full distribution of the 10 members for LR and HR separately. For the composite analysis, composite maps are obtained for each member, and maps of the ensemble mean are computed hereafter. We assess the statistical significance of the differences using a bootstrapping method. All the statistics shown in the following were computed using a large number (1000) of bootstrap data samples. Additionally, as SST satellite observations are usually unavailable during the 1950s-1970s period, the sensitivity of the results to the time period considered for SSTs was investigated by repeating the clustering analysis over the more recent 2000-2014 period. The THF values and decile patterns were almost unaffected.

3.4 Role of extreme THF conditions in shaping surface wind divergence over the GS

3.4.1 Simulated and observed distribution of the THF over the GS

We first analyze the distribution of several indices that characterize air-sea interactions by comparing the simulated distributions in the LR and HR models to those in ERA5 and ERAI (Fig. 3.3a). All the distributions are computed using daily-mean data. The thick line represents the PDF calculated from the full distribution of the 10 members for each simulation. The shading indicates the spread obtained for the individual members for HR and LR. This provides an estimate of internal climate variability and gives an idea of the importance of considering several members to study differences between models and reanalyses. HR and LR overestimate the THF values compared to ERA5 and ERAI for bins above 500 W/m^2. The PDFs also suggest that the variability

in the models, measured as the standard deviation, is larger than in ERA5. We have computed the standard deviation for THF and it results to be 218W/m^2, 213W/m^2 and 173W/m^2 respectively for HR, LR and ERA5. This represents a bias of +26% and +23% respectively for HR and LR in comparison with ERA5. For extreme values of THF, HR and LR are around 20% larger than ERA5. However, for THF values closer to or smaller than the mean (below 500 W/m^2), ERA5 displays values that are 15% larger than the simulated ones.

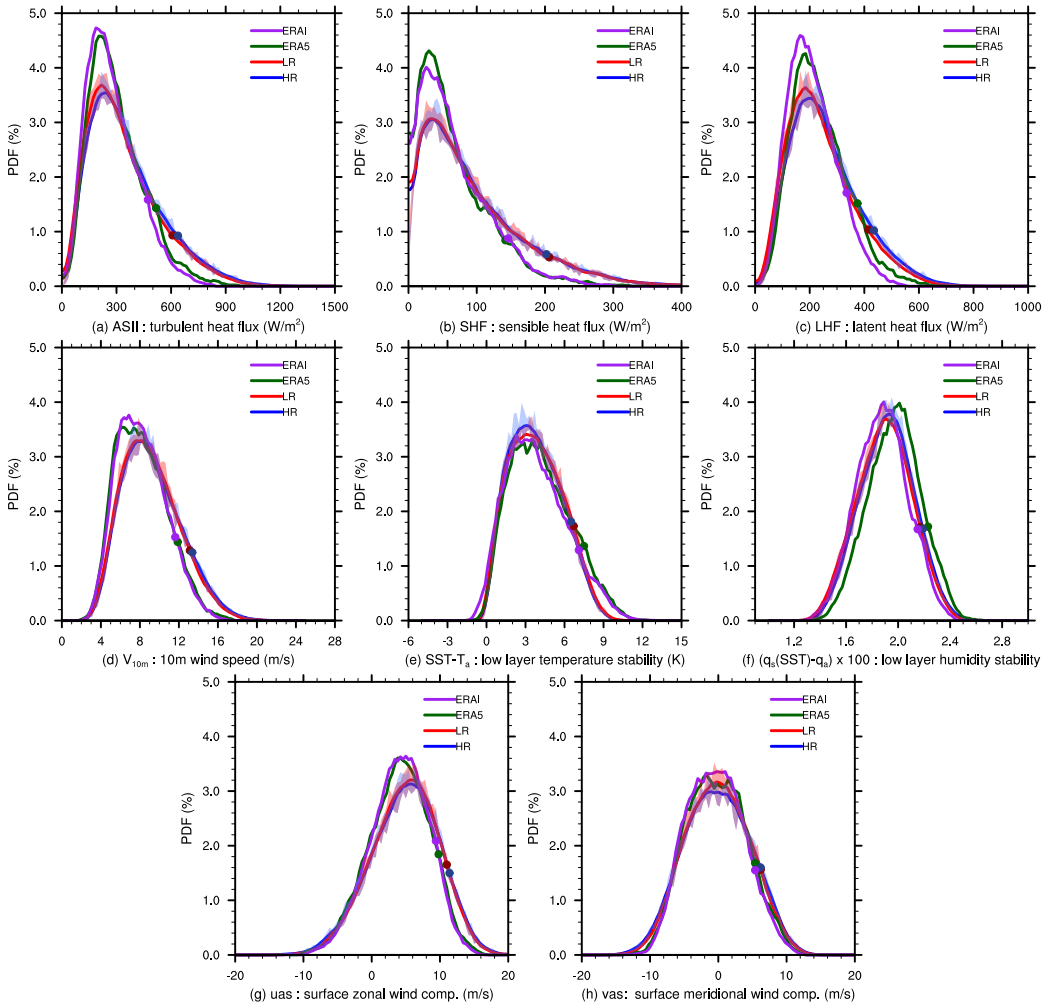

FIGURE 3.3 – Probability density function of the daily values for the (a) ASII (Air-Sea Interaction Index), (b) sensible heat flux, (c) latent heat flux, (d) 10 m wind speed, (e) near surface temperature stability, (f) near surface humidity stability, (g) 10 m zonal wind component and (h) 10 m meridional wind component. Values are shown for HR (blue), LR (red), ERA-I (purple) and ERA5 (green). The daily data used to build the PDFs are obtained from the spatial average over the box shown in Fig. 1.

HR and LR differences indicate that THF is about 5% greater in HR only for the

highest deciles. This difference is however not statistically significant since it lies within the inter-member spread, which suggests a limited role of increased model resolution in this model.

To further understand what controls the distribution of THF in the models and in reanalysis, the THF is decomposed into its latent (LHF) and sensible (SHF) heat flux contributions (Figs. 3.3b,c). The PDFs of the simulated latent and sensible heat fluxes indicate that the largest values of both contributions are overestimated compared to the reanalysis, while the weaker fluxes are underestimated in both models. The impact of model resolution, though small, is more important for the LHF for values close to the mean.

Our results suggest that increasing the horizontal resolution of the atmospheric model from 140km to 50km yields only small changes in the simulated THF for the ARPEGE model.

To further examine the LHF and SHF differences found in Fig. 3.3 we use the bulk formulation :

$$LHF = LHF(V_{10m}, q_s(SST) - q_a) \tag{3.3}$$

$$SHF = SHF(V_{10m}, SST - T_a) \tag{3.4}$$

which indicates that the latent heat flux is a function of the 10m wind speed (V_{10m}) and the difference between the near surface humidity stability ($q_s(SST)$-q_a). The sensible heat flux depends on the 10m wind speed and the near surface temperature stability ($SST - T_a$).

Fig. 3.3d shows that the extreme surface winds in the models are stronger than in the reanalyses whereas the indices defining the near surface temperature and humidity stability show weaker than observed values for the rightmost part of the distribution, in particular compared to ERA5 (Figs. 3.3e,f). We can further conclude that the overestimation of the 10m wind speed in the models is due to the extreme positive values of the zonal component (Figs. 3.3g,h). This is consistent with a well-known zonal bias of the ARPEGE model (Roehrig et al., 2020). In summary, HR and LR overestimate the extreme high values of the wind speed over the GS. The effect of stronger simulated winds prevails over the specific humidity and temperature differences and leads to too large simulated turbulent heat fluxes for the largest values. This is relevant for our study, since climatological near surface winds can influence the PAM and VMM mechanisms at play in this region (Spall, 2007; Small et al., 2008; Chelton and Xie, 2010). Regarding the role of model resolution, though HR heat flux values are slightly larger than LR for the highest deciles, no significant differences emerge from this analysis, since both HR and LR values are inside the ensemble spread.

3.4.2 Characterization of synoptic atmospheric patterns over the GS

In this section we analyze the composite maps obtained from the decile classification described in the previous section. We first focus on the description of the atmospheric circulation in terms of sea level pressure (SLP) and 10m winds (vectors) in ERA5 for the ten deciles (Fig. 3.4).

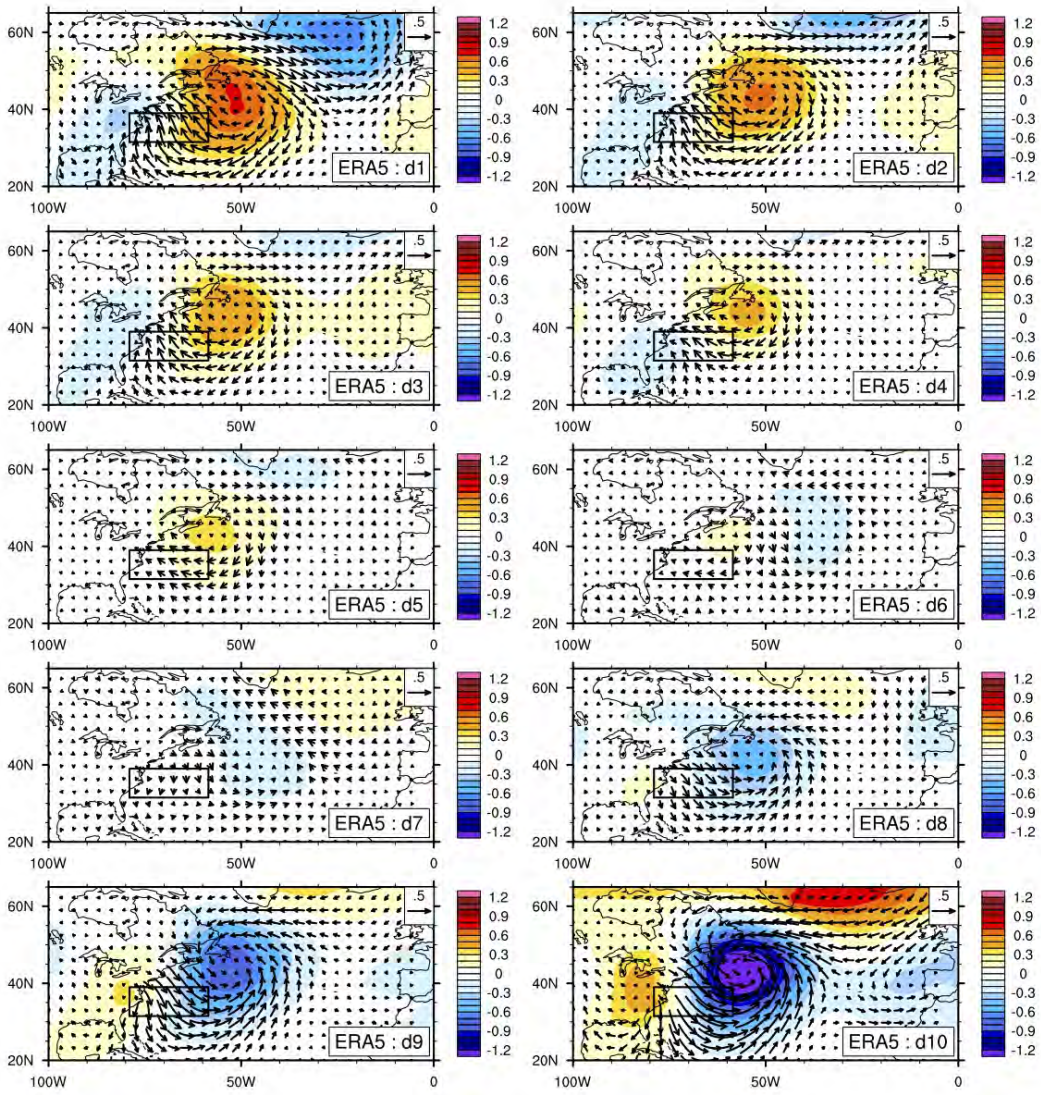

FIGURE 3.4 – Decile patterns (d1 to d10) for ERA5 obtained from the ASII as explained in the text. Shading represents the SLP anomalies (in hPa), vectors correspond to 10 m wind anomalies (in m/s, reference = 0.5m/s.)

The composite maps of SLP and 10m winds are computed using daily anomalies with respect to the mean daily climatology. Only ERA5 is shown here as both models show results very similar to the reanalysis for these composite maps. Hereinafter we remove from the analysis the ERAI reanalysis since the goal of this study is to focus on the ARPEGE model and its performance with respect to the very recent ERA5 dataset. The first decile pattern (d1, Fig. 3.4), which corresponds to the lowest values of THF or the weakest air-sea exchange, shows positive SLP anomalies indicating anticyclonic conditions over the GS region. The anomalous flow near the surface related to this configuration is characterized by southwesterly winds flowing into the GS south of

40°N, bringing moist and warm air over the ocean, and northwesterly winds between 40°N and 50°N and 50°W-40°W over the Great Banks area associated with cold air advection. The Great Banks area is the northernmost part of the GS and it can be seen as the confluence zone between the warm and salty GS current and the relatively cold and fresh water from the Labrador current. When the ASII gets larger from d2 to d6, the anticyclonic conditions persist, although they get weaker as we go toward higher deciles. From d7 to d10, the SLP anomalies become negative over the GS. The 10th decile (d10, Fig. 3.4), which corresponds to the largest THF release, displays an intense cyclonic circulation over the GS, with anomalous northwesterly winds bringing cold and dry air into the GS, and warmer and moister southwesterly winds over the Great Banks area. The importance of northwesterly winds associated with synoptic scale disturbances for strong THF release events over the GS region is in accordance with the results found by Ogawa and Spengler (2019). In summary, the classification of the synoptic atmospheric patterns over the GS depending on the strength of air-sea interactions over the GS reveals two opposite anomalous atmospheric patterns, with anticyclonic conditions 60% of the time, and cyclonic conditions 40% of the days. As described in Parfitt and Czaja (2016), these atmospheric large-scale patterns are associated with a baroclinic waveguide propagating eastwards across the GS (Chang et al., 2002). Their temporal evolution is around 7 days, which corresponds to the synoptic scales in the atmosphere.

It is important to note that both model configurations represent quite well the deciles patterns compared with ERA5, though slight differences can be observed in terms of SLP amplitude. Note that these patterns are also quite similar to the ones obtained by Parfitt and Czaja (2016) for ERAI.

In the following, we focus our analysis on the d1 and 10 composites for relevant variables only for ERA5 reanalysis. Since these two situations are extreme and opposite, this allows us to better identify the impact of synoptic conditions on the MABL processes. Composite maps are weighted (see equation 3.2) to estimate the contribution of each decile to the time-mean. Fig. 3.5 shows the composite patterns in terms of near surface wind divergence, precipitation and vertical pressure velocity at 500hPa in the wintertime mean and for d1 and d10.

Figs. 3.5a-c show the near surface wind divergence patterns, positive (negative) values indicate a wind divergence (convergence) at the surface. The mean pattern is characterized by a divergence of near surface winds over the northern side of the SST front and a convergence along the warm side of the SST front (Fig. 3.5a). Over the warm side of the SST front, associated with the mean convergence zone, a band of enhanced precipitation is found in ERA5 (Fig. 3.5d). This enhanced precipitation is associated with intense vertical motions as shown by the mean vertical pressure velocity at 500 hPa (Fig. 3.5g). Indeed, in the upper atmospheric levels, the mean vertical pressure velocity at 500hPa indicates mainly an ascent (negative values) along the warm side of the SST front, which is consistent with the wind convergence map shown in Fig. 3.5a.

The atmospheric situation associated with d1, which corresponds to anticyclonic anomalies over the GS, exhibits a strong convergence zone over the warm flank of the SST gradient west of 65°W and a strong divergence zone located over the Great

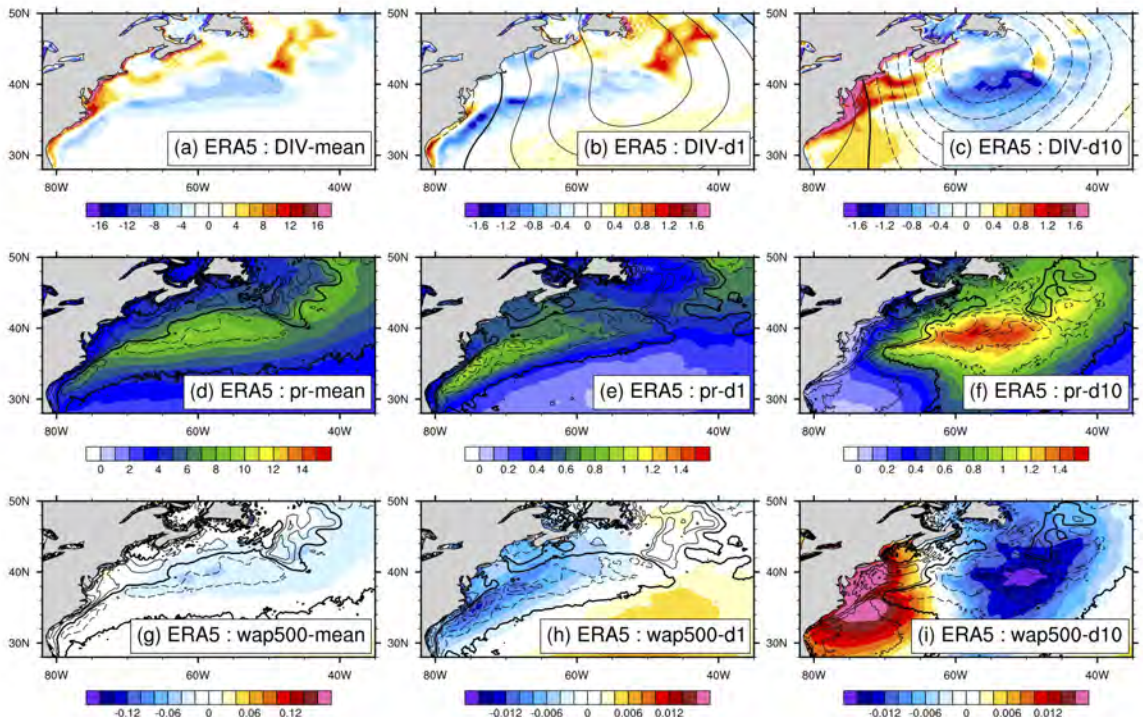

FIGURE 3.5 – Pattern for ERA5 of near surface wind divergence for (a) in the time-mean, (b) for d1 and (c) for d10. The shading represents the divergence (x10^{-6}s^{-1}) and the contours the SLP anomalies (every 0.2 hPa). (d) - (f) : same as for (a) - (c) but shading is for precipitation (mm/day) and contours for near surface wind divergence (x10^{-6}s^{-1}). (g) - (i) : same as for (a) - (c) but shading is for vertical velocity pressure at 500 hPa (Pa/s) and contours for near surface wind divergence (x10^{-6}s^{-1}).

Banks area (Fig. 3.5b). A comparison between Figs. 3.5a and 3.5b indicate that under strong anticyclonic conditions over the GS region, the wind divergence (convergence) is enhanced (reduced) in d1 compared to the time-mean. Close to the coast, under weak cyclonic conditions, an area of convergence is associated with a band of enhanced precipitation (Fig. 3.5e). This precipitation feature contributes to approximately 20% of the time-mean over that area, and is consistent with a strong vertical motion upward at 500 hPa over this zone as shown by the vertical pressure velocity (Fig. 3.5h).

The near surface wind divergence pattern for d10 displays an east-west convergence-divergence dipole between 30°N-45°N (Fig. 3.5c). It is characterized by enhanced divergence near the coast and enhanced convergence offshore east of 60°W. The precipitation pattern for d10 (Fig. 3.5f) shows strong values compared to the time-mean over the convergence zone, which accounts for approximately 20% of the total mean precipitation over that area. The pattern of vertical pressure velocity at 500 hPa is very different from the one obtained for d1. d10 is characterized by enhanced ascent over the convergence zone and enhanced downward motion near the coast (Fig. 3.5i).

To conclude, we have identified two opposite and extreme synoptic patterns over the GS related to the weakest and strongest air-sea interactions in terms of turbulent heat fluxes. We have shown that near surface wind convergence and upward motion can occur at different locations in the GS region depending on these synoptic conditions. Next, we investigate how the two ARPEGE configurations represent these features with respect to ERA5.

3.4.3 Models evaluation

Fig. 3.6 shows the HR-LR and HR-ERA5 differences for the time-mean patterns. The divergence pattern is overall quite similar in LR and HR. The negative signal near the coast indicates that the coastal divergence is located further from the coast in LR. HR also shows weaker convergence eastward over the ocean (Fig. 3.6a). The precipitation band is slightly shifted north in HR (Fig. 3.6c) and the vertical motion is reduced in HR compared with LR (Fig. 3.6e). Divergence patterns are quite similar in models compared to ERA5, but both models overestimate surface wind divergence (Fig. 3.6b), whereas precipitation and vertical ascent are underestimated with respect to ERA5 (Figs. 3.6d,f).

Concerning d1 and d10 composites, HR exhibits larger positive (negative) SLP anomalies near to the coast in d1 (d10) than LR (Fig. 3.7a and Fig. 3.8a). This is consistent with the pressure centers that are shifted toward the North American coast in HR, which might be partly due by a different representation of land-sea contrast and associated pressure gradients in HR. Further, the amplitude of the SLP anomalies over the GS is larger by about 20% in HR compared with ERA5 for both d1 and d10 (Fig. 3.7a and Fig. 3.8a).

In d1 the convergence zone near the coast is enhanced in HR, together with more precipitation and stronger vertical ascent (Figs. 3.7c,e,g). The convergence near the coast associated to d1 is overestimated in models compared to ERA5, and this is consistent with increased precipitation and vertical ascent very close to the coast (Figs. 3.7d,f,h). Concerning d10, convergence is stronger in HR over the northern part of the extended convergence area (Fig. 3.8c). This leads to more precipitation and enhanced vertical ascent in HR (Figs. 3.8e,g). The fact that near surface convergence is overestimated in models can be related to stronger simulated winds in ARPEGE (Fig. 3.3). However, this feature is not coherent with increased precipitation in ERA5 for d10. Further analysis reveals that only the convective precipitation is underestimated in both models, which reveals that convection parameterizations in ARPEGE can be at play.

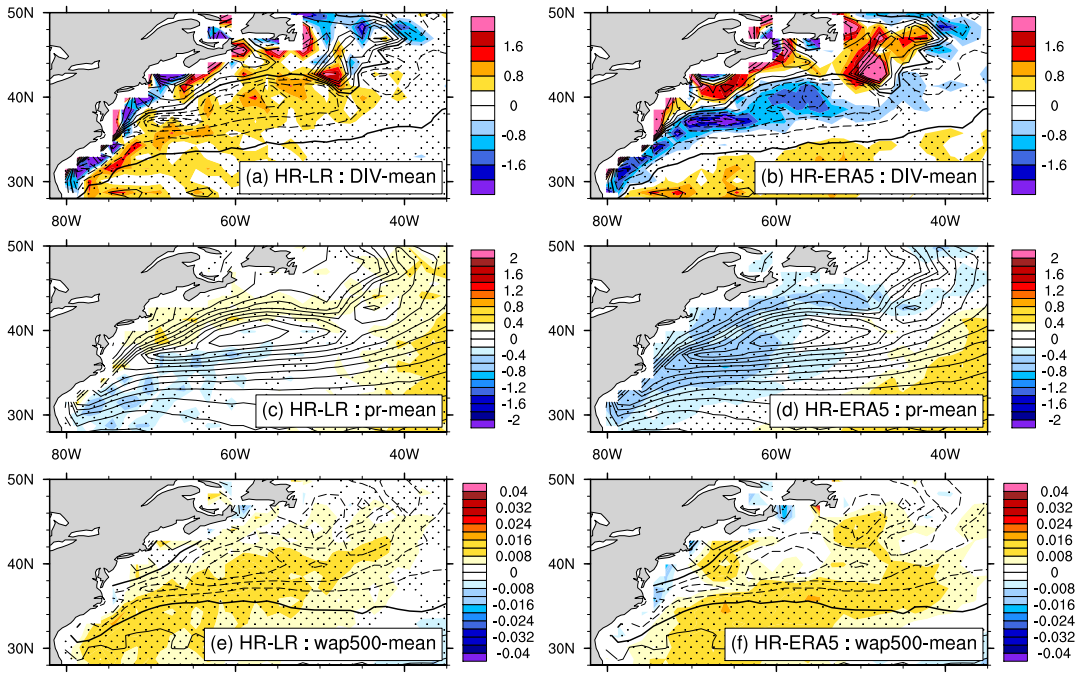

FIGURE 3.6 – Pattern of differences for the time-mean ; of near surface wind divergence for (a) HR-LR and (b) HR-ERA5. The shading represents the differences (x10^{-6}s^{-1}) and the contours the near surface wind divergence of HR (every 2 x10^{-6}s^{-1}). (c) - (d) : same as for (a) - (b) but shading is for precipitation (mm/day) and contours for precipitation of HR (every 0.5 mm/day). (e) - (f) : same as for (a) - (b) but shading is for vertical velocity pressure (Pa/s) and contours for vertical velocity pressure of HR (every 0.01 Pa/s).

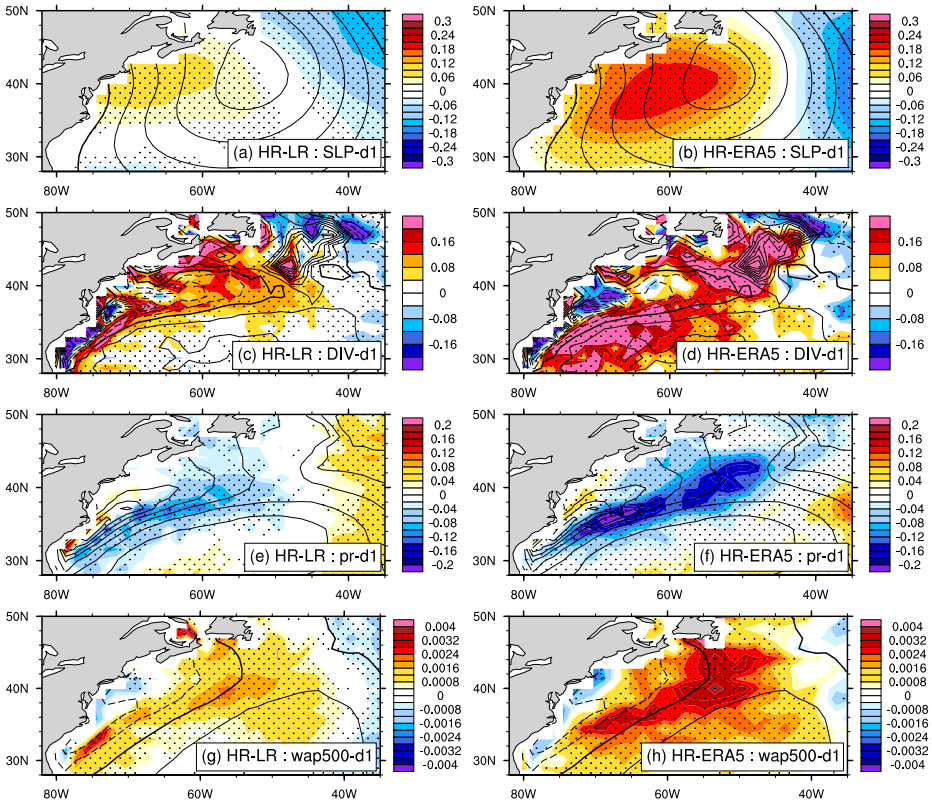

FIGURE 3.7 – Pattern of differences for d1 ; of SLP anomalies for (a) HR-LR and (b) HR-ERA5. The shading represents the differences (hPa) and the contours the SLP anomalies of HR (every 0.2 hPa). (c) - (d) : same as for (a) -(b) but shading is for near surface wind divergence (x10^{-6}s^{-1}) and contours for near surface wind divergence of HR (every 0.2 x10^{-6}s^{-1}). (e) - (f) : same as for (a) - (b) but shading is for precipitation (mm/day) and contours for precipitation of HR (every 0.1mm/day). (g) - (h) : same as for (a) - (b) but shading is for vertical velocity pressure (Pa/s) and contours for vertical velocity pressure of HR (every 0.004 Pa/s).

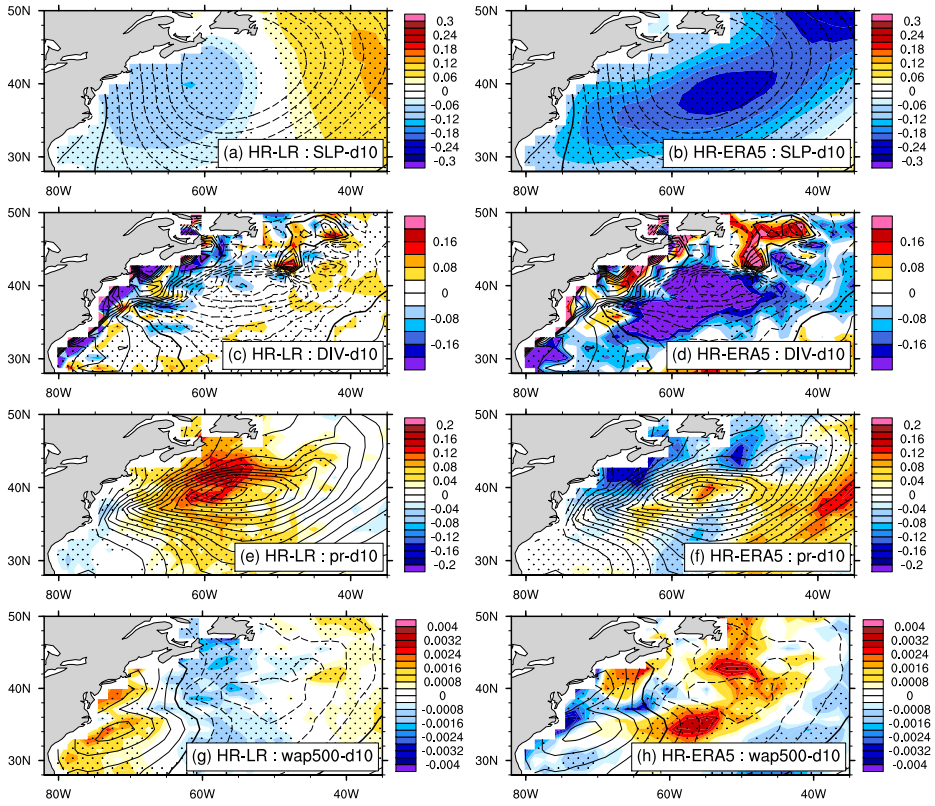

FIGURE 3.8 – Same as Fig. 7 but for d10.

3.4.4 Deciles contribution to the time-mean divergence

We quantify the contribution of each decile to the time-mean divergence and convergence patterns for ERA5 and the models by applying the methodology introduced by Parfitt and Czaja (2016). The method consists on reconstructing the time-mean pattern by performing a linear regression analysis between the time-mean and the decile patterns, as illustrated in Fig. 3.9 for ERA5. In Parfitt and Czaja (2016) this methodology was used to compute the deciles contribution for variables such as vertical pressure velocity, which can take positive and negative values. Here we apply a similar analysis to the near surface wind divergence/convergence. Since the divergence values can cancel out when computing the time-mean, we separate the positive (Fig. 3.9a) and negative (Fig. 3.9b) divergence values before performing the linear regression. In order to have more robust deciles patterns, we consider separately the three lowest (d1- d3), the three highest (d8-d10) deciles, keeping in mind that each of these groups is associated with similar atmospheric circulation regimes (Fig. 3.4). The percentage of explained variance of the time-mean is measured by the square of the correlation coefficient R^2 obtained from the regression (Fig. 3.10). For the LR and HR models, the regression is computed

using the ensemble mean patterns.

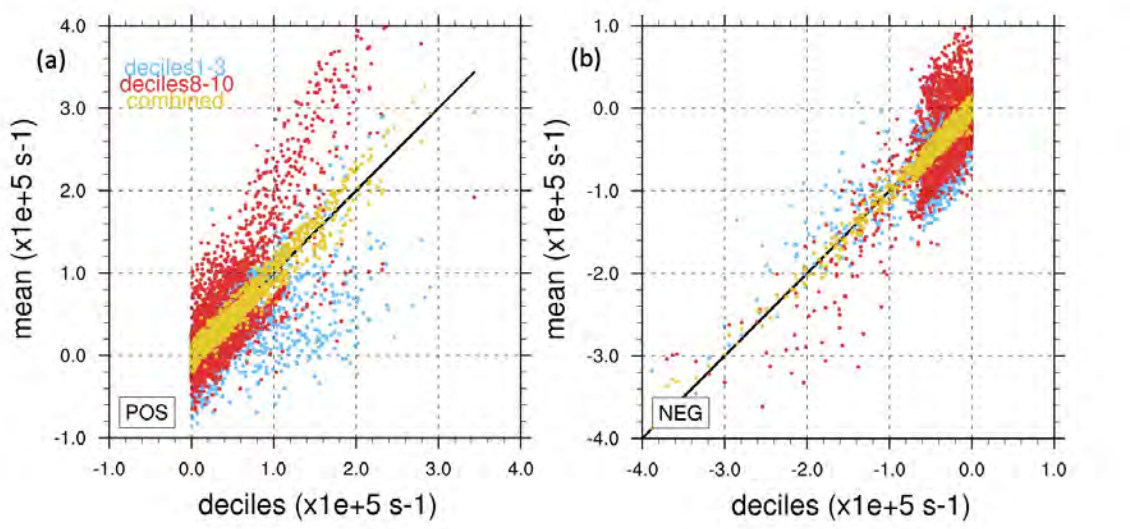

FIGURE 3.9 – Scatterplot between the time-mean divergence (vertical axis) and the deciles 1-3, deciles 8-10 and their combination (horizontal axis). Positive values (a) and negative values (b) are considered separately. The diagonal line that represents equality is also shown.

For positive values of the wind divergence, the three highest deciles show the most important contribution to the time-mean (Fig. 3.10a), with more than 80% of the total contribution explained in the models and ERA5. The lowest deciles contribute in a lesser extent to the time-mean divergence with around 30% for ERA5 and around 20% for HR and LR. As in (Parfitt and Czaja, 2016), we can then combine the three lowest and three highest deciles in order to perform a reconstruction of the time-mean. This reconstruction is called "combined" in Fig. 3.10. Combined reconstruction explains more than 90% of the time-mean for positive values of the wind divergence (see also the scatter plot in Fig. 3.9a). This result confirms that the wind divergence pattern over the GS can be mostly explained by the occurrence of two opposite synoptic patterns. The cyclonic events (d8-d10), which are associated with the strongest THF release to the atmosphere, provide the largest contribution to the time-mean wind divergence (for the positive values).

For the negative values of wind divergence (the convergence), the time-mean is also mostly explained by the highest deciles, which contribute to about 70-80% of the mean (Figs. 3.10b and 3.9b). The lowest deciles show again a lower contribution, with values between 60% for ERA5 and 40% for HR and LR. This suggests that the role of the lowest deciles is slightly underestimated in the models for positive and negative divergence. Again, the combined reconstruction for the wind convergence explains more than 90% of the mean, which corroborates the important role of synoptic disturbances in shaping the time-mean convergence in the GS.

The linear regression analysis was repeated by considering interpolated fields rather than fields over their original grids. HR and ERA5 were interpolated on the LR grid in order to determine whether the results above can be affected by the larger number of grids points in the domain in ERA5 and HR compared to LR. The linear regression analysis shows slightly different values of R^2 from interpolated fields (not shown) but the conclusions about the decile contributions are unchanged.

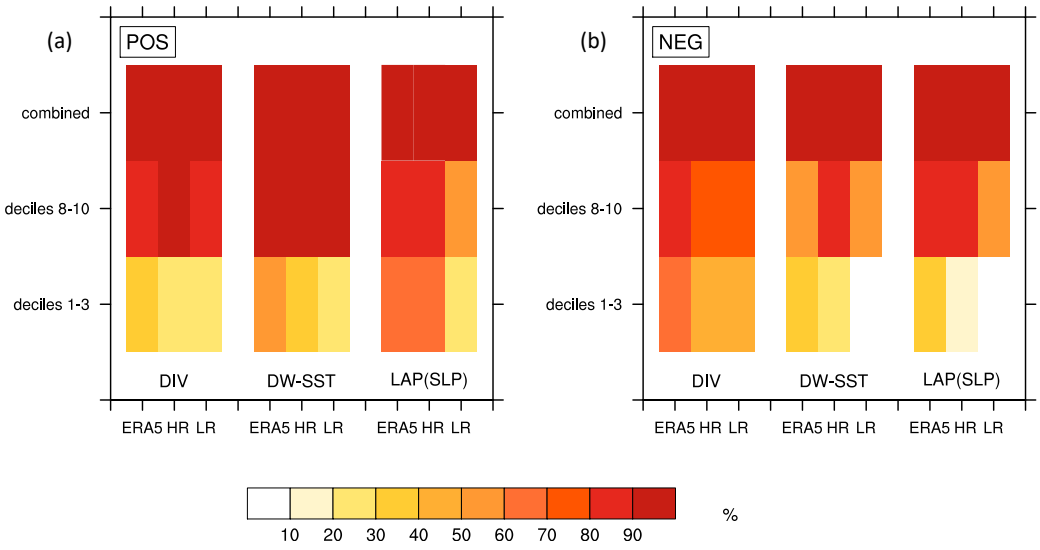

FIGURE 3.10 – Percentage of time-mean explained (%) obtained from the squared correlation coefficient between the time-mean and decile patterns for divergence, $DW - SST$ and $LAP(SLP)$; (a) positive values and (b) negative values. As explained in the text the correlation is computed separately for the lowest deciles, highest deciles and their combination.

This analysis suggests that the near surface wind divergence over the GS can be reconstructed from a combination of anticyclonic and cyclonic synoptic patterns propagating eastwards over the GS. Furthermore, although the frequency of occurrence of cyclonic disturbances (40%) is lower than that of anticyclonic ones (60%), the large contribution of the cyclonic perturbations to the time-mean divergence/convergence suggests they exert an important role in modulating the MABL processes. In the next section we investigate the VMM and PAM mechanisms associated with the divergence/convergence patterns obtained for the time-mean and the deciles. We will particularly focus on a comparison between models and reanalysis for the two most extreme deciles.

3.5 Importance of the VMM and PAM mechanisms for the time mean and the deciles

3.5.1 Role of the VMM

Before focusing on the role of the VMM in extreme deciles configurations, we analyze all the decile patterns for the $DW - SST$ (Fig. 3.11) for ERA5 reanalysis.

According to the time-mean pattern of the $DW - SST$, the VMM on average occurs over the two main divergence zones of the GS : the first one located along the North American coast, and the second one over the Great Banks area. In winter, the climatological large-scale atmospheric circulation is mainly characterized by a northwesterly flow of continental air that crosses the SST front from its cold to warm side. This results in a positive $DW - SST$ that is associated with an acceleration of the surface winds over warm waters through vertical mixing. This leads to near surface divergence of the winds close to the coast and over the Great Banks area (Chelton and Xie, 2010). These spatial features are in agreement with previous studies (Takatama et al., 2015; O'Reilly et al., 2017). The time-mean $DW - SST$ is positive almost everywhere except in few localized areas over the southern and northern part of the GS current. The composite maps for lower deciles (d1-d3, Fig. 3.11) show a large and positive $DW - SST$ over the divergence zone near the Great Banks. This can be explained by the anticyclonic circulation associated with lower deciles (Fig. 3.4), which yields anomalous northwesterly wind flow eastwards from a colder ocean in the north toward warmer waters (Fig. 3.4), leading to near surface divergence in this area through enhanced vertical mixing. A weak negative $DW - SST$ is also found over the convergence zone of the GS. This could be explained by the southeasterly winds that cross the SST gradient from warm to cold waters, yielding to near surface convergence by a weakening of the vertical mixing. This negative area of $DW - SST$ is cancelled out by other deciles contributions when computing the time-mean. The intermediate deciles patterns (d4-d7, Fig. 3.11) are very similar to the time-mean pattern in Fig. 3.11. For higher deciles (d8-d10, Fig. 3.11), cyclonic anomalies (Fig. 3.4) lead to an enhancement of the surface westerly winds at the surface over the warmer waters, creating a wind divergence. For the highest deciles (d10, Fig. 3.11), weak negative values for the $DW - SST$ are even found over a small convergence area near the Great Banks. This can be explained by the anomalous easterly winds blowing from the warm sector of the SST front, which weaken over colder waters, leading to a convergence of the wind.

We analyze how models represent the time-mean and extreme decile patterns for the $DW - SST$ described above (Fig. 3.12). The time-mean of the $DW - SST$ is correctly represented by both models (Figs. 3.12a-c), though the negative values of $DW - SST$ are not present in LR. This indicates that LR does not represent smaller scale features associated with the VMM like the negative $DW - SST$. Concerning the d1, models represent quite well the large-scale features of the $DW - SST$ pattern, suggesting that the VMM is present (Figs. 3.12d-f). Nevertheless, the amplitude of the $DW - SST$ is underestimated in LR and we also notice an absence of the narrow zone of positive $DW - SST$ at the Cape Hatteras in LR, indicating than finer scale processes are not correctly simulated over this region at this coarse resolution. Indeed spatial resolution

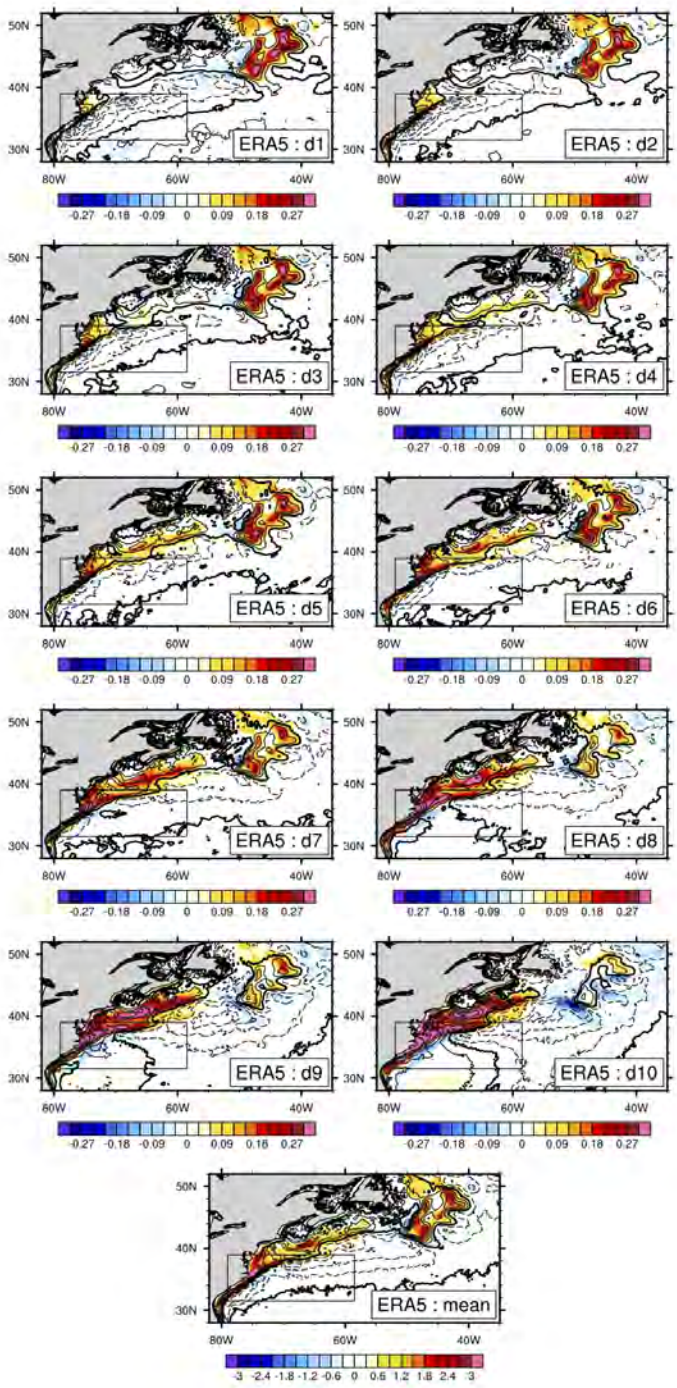

FIGURE 3.11 – Decile patterns (d1 to d10) for ERA5 obtained from the ASII. Shading represents the $DW - SST$ (in °C/100km), contours represent near surface wind divergence (x10^{-6}s^{-1}).

in LR does not allow to represent this pretty narrow feature at a 140km grid. The d10 pattern of $DW - SST$ is also well simulated by models, though once again LR underestimates the amplitude of the pattern (Figs. 3.12g-i). This is in accordance with the results found in terms of SST gradient, where LR has shown to have reduced amplitude of SST gradient in comparison with HR and ERA5 (Fig. 3.1c).

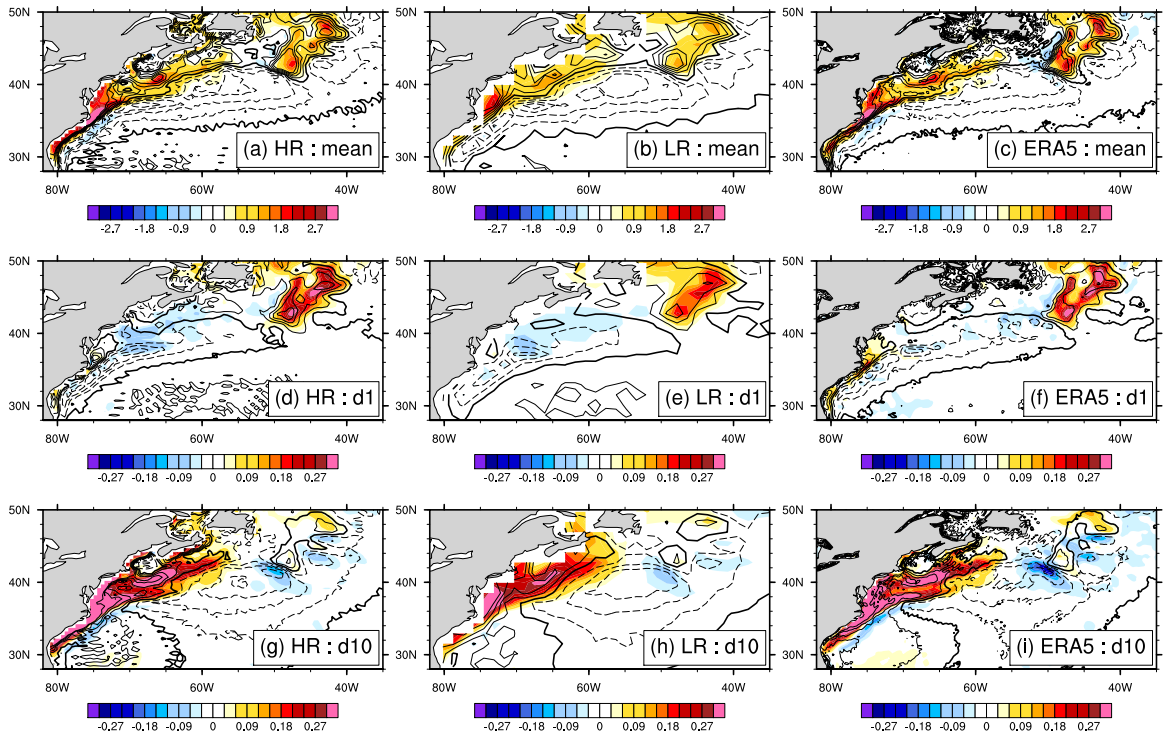

FIGURE 3.12 – Patterns of the time-mean $DW - SST$ for (a) HR, (b) LR and (c) ERA5. The shading represents the $DW - SST$ (°C/100km) and the contours the near surface wind divergence (from -8 to 8 every 2, x10^{-6}s^{-1}). (d) - (f) : same as for (a) - (c) but for d1 pattern. (g) - (i) : same as for (a) - (c) but for d10 pattern.

Based on our cluster analysis we have examined the role of VMM for extreme conditions of air-sea interactions over the GS. For weak values of the THF, the VMM mostly occurs over the divergence zone over the Great Banks area. For large THF, the signature of the VMM is greatest along the North American coast, where the wind surface divergence develops. The results are very similar in the models and in ERA5, although some smaller scale structures are not present in LR because of its coarser resolution.

To better quantify which deciles contribute mostly to the time-mean, we show in Fig. 3.10 the percentage of variance explained by the three lowest and three highest deciles of $DW - SST$ for the time-mean using the same regression analysis as described in section

3.3.4.4. We again separate positive and negative values of the $DW-SST$. The regression analysis shows that for both positive and negative values of the $DW - SST$, most of the time-mean is explained by the three highest deciles (Figs. 3.10a,b), with more than 90% of the mean. The three lowest deciles have a smaller contribution, between 20% for LR and 50% for HR and ERA5. Combining the highest and lowest deciles leads to a reconstruction that explains more than 90% of the time-mean. This indicates that the climatological VMM features are mainly explained by extreme conditions in THF.

3.5.2 Role of the PAM

Fig. 3.13 shows the deciles patterns of $LAP(SLP)$ and contours of near surface wind divergence for ERA5.

The time-mean pattern indicates that positive (negative) values for $LAP(SLP)$ are associated with wind convergence (divergence) near the surface, consistent with Minobe et al. (2008). At low deciles (d1-d3, Fig. 3.13), strong negative values of $LAP(SLP)$ are found over the Great Banks area, whereas positive $LAP(SLP)$ is present over the warm flank of the SST front. When an anticyclone is crossing the GS, the anomalous atmospheric circulation (d1-d3, Fig. 3.4) is associated with wind divergence over the anticyclone center. This leads to a generalized reduction of the GS convergence zone around 60W with respect to the time-mean. The convergence zone is then located near the coast for lower deciles ($LAP(SLP)>0$). Moreover, anticyclonic conditions yield to divergence increase over the Great Banks area ($LAP(SLP)<0$) with respect to the time-mean. The patterns associated to d4-d7 in Fig. 3.13, which correspond to neutral conditions, are very close to the time-mean pattern. Higher deciles (d8-d10, Fig. 3.13) show intense positive $LAP(SLP)$ values over the extended convergence zone. Cyclonic circulation (d8-d10, Fig. 3.13) is associated with strong wind convergence over the GS, leading to an intensification of the convergence near the cyclone center (40°N, 60°W) where $LAP(SLP)>0$. On the other hand, the divergence area over the Great Banks is drastically reduced for higher deciles with respect to the time-mean. The highest decile (d10), presents a strong signal of positive $LAP(SLP)$, with the largest contribution to the GS main convergence zone (20%). O'Reilly et al. (2017) argued that extreme wind divergence events associated with atmospheric disturbances leave their considerable imprints on the mean fields. According to this, a few number of passing cyclones would leave significant signatures on the $LAP(SLP)$ for the d10. To check this we have isolated the days of extreme $LAP(SLP)$ values within d10. We have defined extreme $LAP(SLP)$ events as those days exceeding one standard deviation of the full d10 distribution. The results (not shown) indicate that these days, which account for 13% of the d10 data, represent 40% of the total d10 signal. This confirms an important role of strong cyclonic events in $LAP(SLP)$ for higher deciles. Furthermore, the composite approach used in this study is an average over many events, which differ in the location and the intensity of the pressure centers. Therefore, the good spatial correspondence between $LAP(SLP)$ and wind divergence found for the d10 composite pattern would not necessarily be valid for each day of d10. In order to investigate this issue, we have computed the spatial correlation between $LAP(SLP)$ and wind divergence for each of the 163 days belonging to d10 in ERA5, using a 8° latitude and longitude box centered over the SLP minimum.

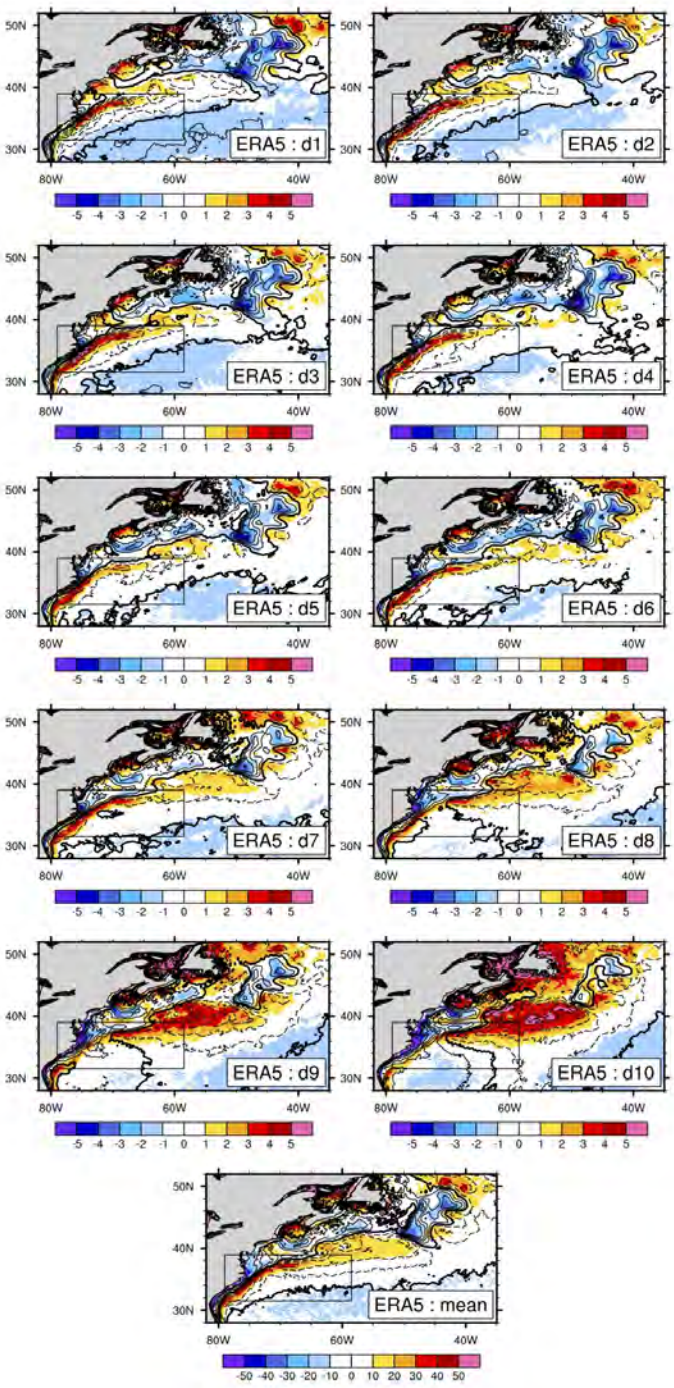

FIGURE 3.13 – Decile patterns (d1 to d10) for ERA5 obtained from the ASII. Shading represents the $LAP(SLP)$ (in x10^{-10}Pa/m^2), contours represent near surface wind divergence (x10^{-6}s^{-1}).

We find that 63% of the days present a spatial correlation larger than the one obtained for the d10 composite pattern in Fig. 3.13 (not shown). This indicates that the good correspondence between $LAP(SLP)$ and surface wind divergence cannot be explained by only few isolated events.

Our analyses show that atmospheric disturbances can modulate the PAM through changes in the anomalous atmospheric circulation over the GS. Basically, anticyclones are associated with strong negative $LAP(SLP)$ over the Great Banks and negative $LAP(SLP)$ very close to the coast. On the other hand, the cyclones imprint leads to a wide area of positive $LAP(SLP)$ offshore. These two opposite situations do not cancel out in the time-mean.

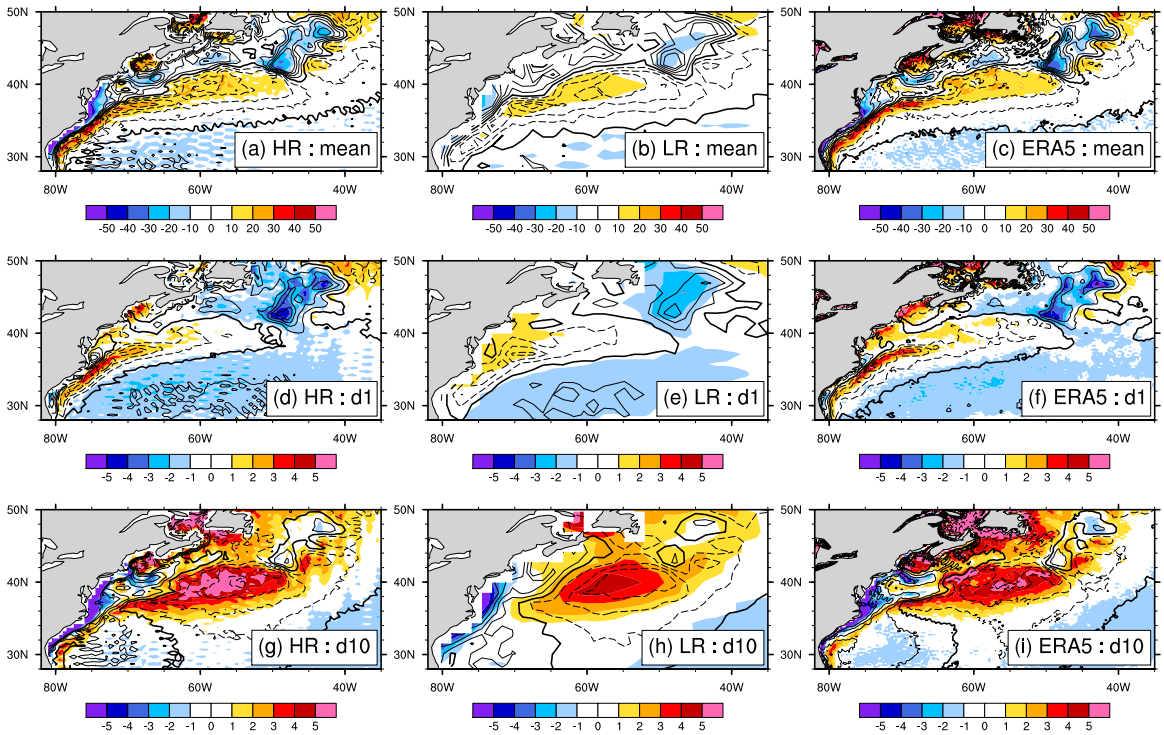

FIGURE 3.14 – Patterns of the time-mean $LAP(SLP)$ for (a) HR, (b) LR and (c) ERA5. The shading represents the $LAP(SLP)$ (x10^{-10}Pa/m^2) and the contours the near surface wind divergence (from -8 to 8 every 2, x10^{-6}s^{-1}). (d) - (f) : same as for (a) - (c) but for d1 pattern. (g) - (i) : same as for (a) - (c) but for d10 pattern.

We examine how models reproduce the time-mean and extreme decile patterns of $LAP(SLP)$ (Fig. 3.14). A spatial noise is noticeable in the HR and ERA5 patterns. This is due to the Gibbs phenomenon, which is very common in spectral models like ARPEGE (Yessad, 2015). The Gibbs effect is amplified when computing high order

derivatives like for the $LAP(SLP)$, and also in high resolution models. For the time-mean (Figs. 3.14a-c), the large scale pattern of $LAP(SLP)$ is quite similar in the models and ERA5, though the values of $LAP(SLP)$ in LR are lower than in the HR model. For the extreme deciles (Figs. 3.14d-i), the same correspondence between the $LAP(SLP)$ and wind divergence is found in both models and in ERA5, but the magnitude of the anomalies is smaller in LR. This is in accordance with the results found for the SST gradient, where LR was shown to have weaker SST gradient in comparison with HR and ERA5 (Fig. 3.1c). An interesting feature is the spatial shift observed for d10 between the maxima of $LAP(SLP)$ and near surface convergence, this feature will be discussed in more detail in the next section.

The regression analysis in Fig. 3.10 indicates that for both positive and negative values of $LAP(SLP)$, the largest contribution is provided by the three highest deciles, with more than 80% of the time-mean in HR and ERA5. The values are slightly lower in LR. The combined reconstruction using the three lowest and three highest deciles captures almost all the time-mean field, which highlights the importance of extreme air-sea interactions conditions for the PAM.

3.5.3 Contribution of the VMM and PAM for each decile

We quantify the relative contribution of the VMM and PAM to the wind divergence/convergence for each decile of the ASII. As in previous studies, the importance of these mechanisms is measured by the degree of spatial correspondence between the $DW-SST$ (for the VMM) or the $LAP(SLP)$ (for the PAM) and the near surface wind divergence/convergence. We compute the spatial correlation between the $DW-SST$ and the near surface wind divergence in one case, and between the $LAP(SLP)$ and the near surface wind divergence in the other case, for each decile and for the time-mean separately. We consider the spatial domain 30°-48°N 40°-80°W, as in Minobe et al. (2008). The percentage of explained variance defined by the square of the correlation coefficient is shown Fig. 3.15. For the time-mean, the VMM explains about 30% of the total wind divergence in ERA5 (Fig. 3.15a). This contribution is overestimated by the models, in particular HR. The largest percentage of variance can be explained by the three highest deciles (d8-d10). This suggests an important role of the VMM during cyclonic atmospheric conditions over the GS.

In contrast, the PAM seems to play a more important role for the lowest deciles, with more than 50% of the variance explained during d1-d3 in the models (Fig. 3.15b). This percentage is lower for ERA5 which shows decreasing variances as the deciles increase, and variances up to 30% lower than the model in particular for the highest deciles.

Fig. 3.15 indicates that the LR and HR models tend to overestimate the role of the VMM and PAM on the near surface wind divergence over the GS. Note that the percentage of explained variance illustrated in Fig. 3.15 are computed from the original grids but the conclusions remain unchanged when using interpolated fields.

Our findings indicate that VMM predominates over the SST front when cyclonic perturbations cross the GS region, with a more limited role for the PAM under these cyclonic conditions. This is consistent with previous studies that pointed to weaker winds environments to be more favorable for the PAM to develop (Spall, 2007; Shimada

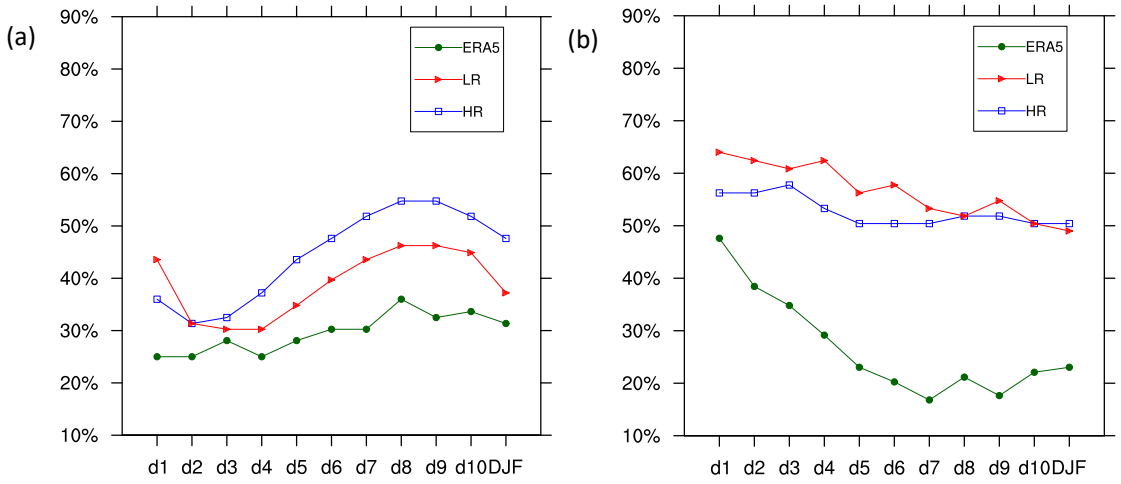

FIGURE 3.15 – Percentage of variance explained (%) obtained from the squared correlation coefficient between each decile patterns of the surface wind divergence and (a) $DW - SST$; (b) $LAP(SLP)$. Results are also shown for DJF mean. Values are shown for HR (blue), LR (red) and ERA5 (green).

and Minobe, 2011). Lower order deciles are associated with weaker near surface winds regimes as the prevailing anomalous winds are south-easterly (opposite to the westerly mean flow), and the variance explained by the PAM is indeed larger in the models and ERA5 for the lowest deciles. However, the results of Fig. 3.15 should be considered with caution. Indeed, the maximum of near surface wind convergence in Figs. 3.14g-i is shifted eastward with respect to the maximum of $LAP(SLP)$ in the models and in ERA5. This shift appears also for the time-mean (Figs. 3.14a-c), but to a lesser extent. This spatial shift can partly explain the lower correlation found between $LAP(SLP)$ and the wind divergence for higher deciles (Fig. 3.15b).

Previous studies reported that at monthly timescale, the maximum of spatially high-pass filter SLP, characterized by $LAP(SLP)$, is collocated with the maximum of wind convergence (Tokinaga et al., 2009; Minobe et al., 2008, 2010). In these studies, the spatial correspondence between the $LAP(SLP)$ and the divergence/convergence was explained by the simplified MABL model from Lindzen and Nigam (1987). This MABL model was developed for steady flows, which assumes that the tendency of the near surface wind divergence/convergence field is zero. In this case, the terms of advection and deformation in the divergence equation can be neglected, and the remaining contributing terms are the $LAP(SLP)$ and the vertical turbulent stress. It can be shown that under the steady flow approximation, the wind divergence/convergence is proportional to $LAP(SLP)$ (Minobe et al., 2008), which point to the latter to be the main contributor to the wind divergence. However, if the steady flow assumption cannot be applied,

the other terms in the divergence equation can play a non-negligent role. By construction, d1 and d10 are not at the equilibrium, unlike the time-mean. This means that

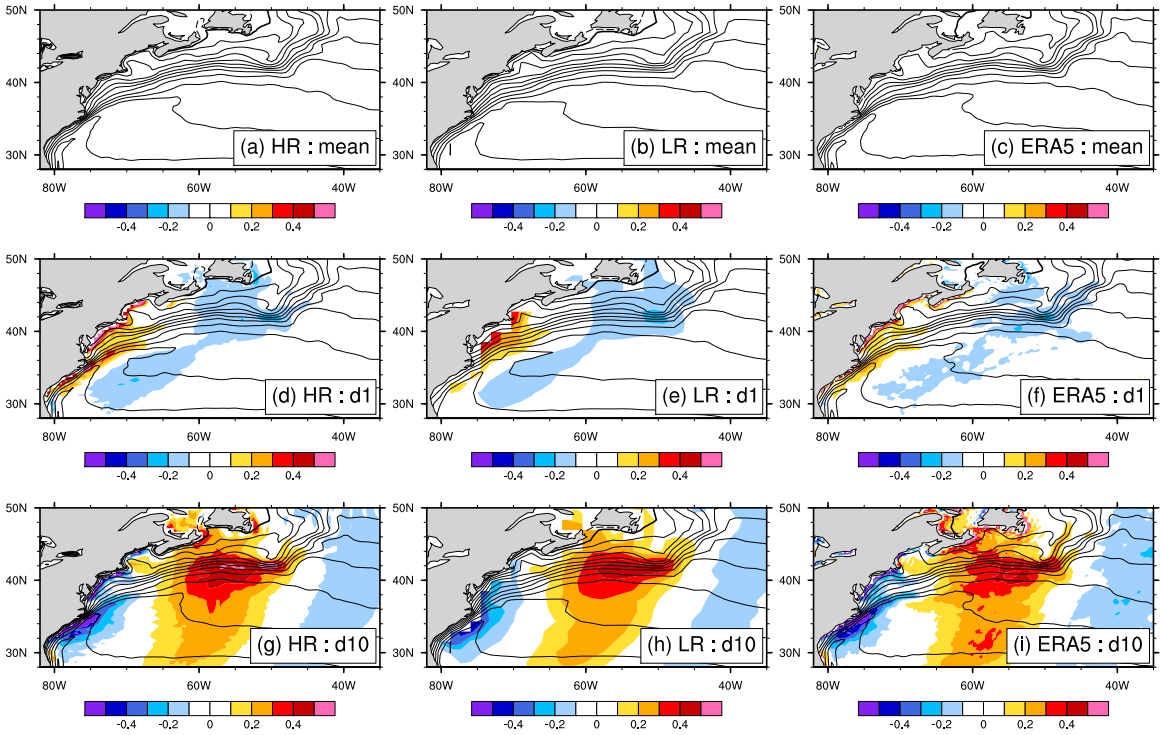

FIGURE 3.16 – Patterns of the time-mean near surface wind divergence tendency for (a) HR, (b) LR and (c) ERA5. The shading represents the divergence tendency (x10^{-6}s^{-1}) and the contours the sea surface temperature (from -2°C to 25°C every 2°C). (d) - (f) : same as for (a) - (c) but for d1 pattern. (g) - (i) : same as for (a) - (c) but for d10 pattern.

the tendency of the wind divergence/convergence equals zero for the time-mean but not for the deciles (Fig 3.16). This indicates that, even if the VMM and PAM are the main contributors of air-sea interactions in the GS, other physical processes should be taken into consideration to understand the mechanism driving the near surface wind divergence in the presence of synoptic perturbations, since the latter cannot be considered as steady regimes. The GS region is particularly complex for the understanding and quantification of the role of VMM, PAM and other mechanisms, such as advection and deformation, in shaping the near surface wind divergence, since synoptic disturbances are almost always present over this zone (section 3.43.4.2, Fig. 3.4). Clustering analysis performed at daily timescale, such the one proposed in the present study, used to isolate a particular atmospheric configuration, have revealed to be an efficient and promising approach to better understand the air-sea interactions over SST fronts and the importance of the different mechanisms at play in the MABL (O'Reilly et al., 2017; Masunaga et al., 2020b,a).

3.6 Summary and Conclusion

In this study, we investigated the mechanisms at play in the MABL response to the SST front in the Gulf Stream. The VMM and PAM mechanisms have been suggested to be mainly responsible for generating divergence and convergence of the near surface wind over this region. However, there has been some debate about their relative importance in shaping the convergence, and other mechanisms were recently put forward to play an important role.

In terms of turbulent heat fluxes, both ARPEGE configurations overestimate the winter mean of the latent and sensible heat fluxes over the GS with respect to ERA5. We show that this can be explained by an overestimation of the extreme values of turbulent heat fluxes, both latent and sensible, which is coherent with stronger simulated winds over the region. However, increasing the resolution in the ARPEGE model seems to have little effect on the amplitude of the turbulent heat fluxes for this region. This overestimation of the THF over the ocean is a bias reported in the ARPEGE atmospheric model (Roehrig et al., 2020). This bias is reduced when ARPEGE is running in coupled mode.

Using a clustering approach in which we decomposed the PDF of the turbulent heat fluxes over the GS into deciles using daily values, we investigated the role of the VMM and PAM for extreme conditions of THF. Our analysis was based on the ARPEGE v6 atmospheric model forced by observed SSTs over the 1950-2014 period. To investigate the impact of atmospheric horizontal resolution typically used in state-of-the-art coupled climate models, on the representation of air-sea interactions in the GS, we analyzed two configurations of the model that only vary in terms of their horizontal resolution (140km for LR model, 50km for HR model). For each model we used an ensemble of 10 members. The results were compared to the recently available high resolution ERA5 reanalysis.

Through a composite analysis, the patterns of SLP and near surface winds, corresponding to low and large THF exchange have been obtained. These patterns represent the atmospheric disturbances crossing the GS region from west-to-east, embedded in the baroclinic waveguide, with an alternation of anticyclonic (low THF) and cyclonic (high THF) circulations. This decile method was first implemented by (Parfitt and Czaja, 2016) to highlight the importance of synoptic disturbances in shaping air-sea interactions over the GS. We showed that the atmospheric features in terms of SLP, precipitation, vertical ascent associated with the decile patterns are well simulated by the LR and HR models compared with ERA5, and the effect of the model resolution was found to be relatively small. Our results are consistent with other studies performed within the H2020-PRIMAVERA project, which use the HighResMIP experiments. Bellucci et al. (2021) and Tsartsali et al. (2021) have studied the impact of model resolution on the representation of air-sea interactions over the Gulf Stream from experiments performed with coupled models. They conclude that the improvement of the VMM, PAM and turbulent exchange processes is clear for climate models with an eddy-permitting ocean. However, this improvement is moderate with respect to LR models, and for example for the PAM the impact of the resolution is less clear. They also find that coupled models operating at similar resolutions in the atmosphere and in the ocean

show the major improvements.

We find that synoptic deciles patterns modulate the time-mean divergence of the near surface wind by influencing locally the zones of divergence or convergence over the GS. In particular, anticyclonic circulations associated with weak air-sea interactions yield divergence over the Great Banks area and convergence near the coast along the Cape Hatteras. On the other hand, cyclonic circulations associated with strong air-sea interactions are characterized by strong divergence near to the North American coast and strong convergence eastwards. Using a regression analysis, we further showed that the highest deciles provide the largest contribution to the time-mean for the divergence of the near surface wind. We showed that the time-mean near surface divergence could be reconstructed using only the three lowest and three highest deciles, which represent 60% of the total number of days, which highlights the importance of synoptic perturbations in the time-mean divergence field.

Our decile classification also revealed to be an efficient approach for further understanding the importance of the VMM and PAM mechanisms inside the GS region. Under the anticyclonic conditions occurring over the GS and associated with weak THF (weakening of westerly flow, d1-d3), both mechanisms act over the Great Banks area, generating a surface divergence of the surface wind over that region. For cyclonic conditions over the GS and associated with strong THF (strengthening of westerly flow, d8-d10), the VMM mostly occurs near the coast over the maximum of the SST gradient. This can be explained by the strong and cold winds blowing from the continent, which are enhanced when crossing the cold-to-warm SST gradient, inducing wind divergence. The PAM is mostly associated with the wide convergence zone located east of 60°W during cyclonic conditions as revealed by our analysis. Nevertheless these results must be interpreted with caution, as the separation between the PAM and atmospheric disturbances at synoptic timescales remains challenging (O'Reilly et al., 2017; Parfitt and Seo, 2018; Masunaga et al., 2020a,b).

We showed using a regression analysis that the largest contribution of the VMM and PAM mechanisms to the time-mean occurs during the cyclonic perturbations associated with large THF. Further, the degree of spatial correspondence between the divergence/convergence field and the $DW - SST$ in one hand and the $LAP(SLP)$ on the other hand, revealed that the VMM contributes more to the divergence/convergence during cyclonic conditions above the main convergence zone. The role of the PAM is less clear for cyclonic conditions, since a spatial shift is found between the maximum of $LAP(SLP)$ and the convergence, indicating that the linear links between these two variables are not evident in this case. Here we argue that these results should be treated with caution. Indeed, the deciles patterns are not steady flows by definition. In this case, the simplified MABL model from Lindzen and Nigam (1987) could present some limitations.

ARPEGE models simulated quite well all the features and processes above. Nevertheless, the VMM and PAM are underestimated in LR, which suggest a role of the model resolution on these mechanisms. Moreover, ARPEGE tends to enhance the role of the VMM and PAM in shaping the divergence/convergence field.

The benefits of increased model resolution on the representation of mean precipita-

tion over the GS were shown in Minobe et al. (2008). They showed that sharper SST gradients can lead to narrower and more intense precipitation over the GS, and a better consistency with satellite observations. Our analysis indicates that this feature is mainly visible near the coast for the lowest decile of ASII and off shore over the convergence zone for the highest deciles of ASII.

Our results highlight the role the atmospheric circulation and associated anomalous winds in the location, strength and occurrence of VMM and PAM. They also reveal the suitability of performing clustering approaches to isolate different atmospheric circulation regimes to better understand the MABL mechanisms and their role in modulating the atmospheric response to SST front and associated mesoscale variability.

Acknowledgments and Data Availability Statement

The financial support for this study has been provided by the French Ministry through a PhD fellowship. This work is a contribution to the H2020-PRIMAVERA project (PRocess-based climate sIMulation : AdVances in high-resolution modelling and European climate Risk Assessment) and to the HighResMIP/WRCP international initiative. The authors would like to give special thanks to Arnaud Czaja, Hervé Giordani, Justin Small and Rhys Parfitt for their interesting and constructive discussions. The authors would also like to thank the three anonymous reviewers for their careful reading, the interest they gave to our study and their insightful comments which helped us to improve the manuscript.

Datasets for each one of the variables used in this article are available on ESGF for the full 10 members for both high resolution (HR) and low resolution (LR) version of the model. ERA5 and ERA-Interim reanalysis datasets are available on ECMWF website (https ://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/browse-reanalysis-datasets)

Chapitre 4

Réponse de l'atmosphère aux fronts de SST

4.1 Introduction

Dans les Chapitres 2 et 3, les études réalisées ont permis d'illustrer la réponse locale de l'atmosphère aux variations de fine échelle de la SST, notamment dans la couche limite atmosphérique et dans la troposphère libre. Cependant, ces études ne permettent pas d'isoler proprement la réponse atmosphérique aux fronts de SST et les structures de méso-échelle associées. Dans ce chapitre, nous présentons les résultats obtenus à partir des expériences idéalisées dans lesquelles un filtrage spatial sur la région des fronts de SST est appliqué, afin d'éliminer l'influence des fronts de SST de la région du GS (structures dont la taille est inférieure à 1000 km environ). On comparera cette simulation à une simulation de contrôle, réalisée en forçant ARPEGE avec des SSTs réalistes. Ce protocole expérimental permettra de lisser le front de SST et on pourra étudier la réponse de l'atmosphère, non seulement localement, mais aussi dans les régions éloignées comme l'Atlantique nord et l'Europe. Ainsi, les questions qui se posent sont les suivantes :

1. Quelle est la réponse de la MABL aux fronts de SST et aux structures de méso-échelle associées ?

2. Quel est l'impact des fronts de SST sur la troposphère libre au-dessus du GS ?

3. Quel est l'impact des fronts de SST sur les régions éloignées telles que la région Atlantique nord et l'Europe ?

Dans un premier temps, nous décrivons le protocole expérimental mis en place pour construire ces expériences de sensibilité ainsi que la validation de ce protocole.

4.2 Validation des expériences de sensibilité

4.2.1 Description du protocole expérimental

Afin de mettre en évidence l'influence des fronts de SST et des structures de méso-échelle associées sur la région du GS et les possibles téléconnections avec des régions plus éloignées, nous avons réalisé des expériences de sensibilité inspirées d'études précédentes. Le protocole expérimental mis en place consiste en deux jeux d'expériences réalisées avec le modèle ARPEGE-Climat v6.3 avec la troncature T359 (voir section 2.1.1). Ces deux jeux d'expériences ont pour condition limite à la surface les SSTs et les fractions de glace de mer de la réanalyse GLORYS12v1 au 1/12° (voir section 2.1.2), sur la période allant de 1994 à 2014. Pour chaque expérience, 10 membres sont réalisés à partir d'une perturbation induite sur la concentration de CO_2 initiale.

La figure 4.1 montre la région du GS où le filtrage des fronts de SST a été appliqué pour obtenir les SSTs qui seront utilisées pour forcer ARPEGE dans l'expérience de sensibilité.

La première expérience (appelée **CTL**) utilise les SSTs de GLORYS12 globales préalablement interpolées sur la grille du modèle ARPEGE-Climat sur la grille T359. Pour la seconde expérience (appelée **SMTH**), ces mêmes SSTs sont préalablement filtrées avec la méthode du Boxcar (voir section 2.2.1) pour enlever l'influence des fronts de SST dans la région du GS (30°N-50°N, 80°W-30°W), tout en gardant des valeurs identiques à SST CTL en dehors de cette zone. Afin de rester conservatif sur la région après l'application du filtre (figure 4.1), les SSTs de SMTH ont été corrigées pour que leur climatologie journalière en moyenne sur la boîte soit égale à la climatologie journalière des SSTs de CTL moyennée sur la boîte :

$$SST'_{SMTH}(t,y,x) = SST_{SMTH}(t,y,x) + (SST^{clim}_{CTL} - SST^{clim}_{SMTH}) \tag{4.1}$$

Avec SST_{SMTH}, les SSTs de SMTH avant correction, SST'_{SMTH} les SSTs de SMTH corrigées, SST^{clim}_{CTL} la climatologie journalière des SSTs de CTL moyennée sur la boîte, SST^{clim}_{SMTH} la climatologie journalière des SSTs de SMTH avant correction, t le temps, y la latitude et x la longitude. L'atmosphère perçoit donc en condition limite de surface sur la région du Gulf Stream des valeurs de SST climatologiques identiques pour les expériences CTL et SMTH. Afin d'assurer une continuité spatiale de la SST aux frontières de la région de filtrage, une zone tampon a été mise en place. Les paramètres caractéristiques de cette zone tampon ont été définis en se basant sur les paramètres de coupure du filtre Boxcar utilisé. La zone tampon s'étend autour du domaine du GS avec une extension de 18/2=9° en longitude et de 6/2=3° en latitude. On applique aux SSTs un ajustement progressif en tangente hyperbolique, afin d'assurer la continuité de la SST et de son gradient aux frontières de la zone tampon. En outre, l'utilisation d'un filtre Boxcar anisotrope permet de préserver un maximum le gradient méridien de température.

Les différences de SST entre CTL et SMTH (figure 4.1) montrent l'ordre de grandeur des structures de fine échelle de SST sur la région du GS qui sont uniquement présentes dans CTL. Pour l'hiver, ces structures ont des valeurs respectivement comprises entre -6°C et 4°C pour la partie froide et chaude de la zone de fronts de SST.

Les différences du gradient de SST montrent une diminution locale de ce gradient dans SMTH pouvant atteindre jusqu'à 6°C/100km (figure 4.1). En moyenne sur la région de fronts de SST, la diminution du gradient de SST après application du filtre est d'environ 60% par rapport à CTL. Des expériences de sensibilité similaires ont été

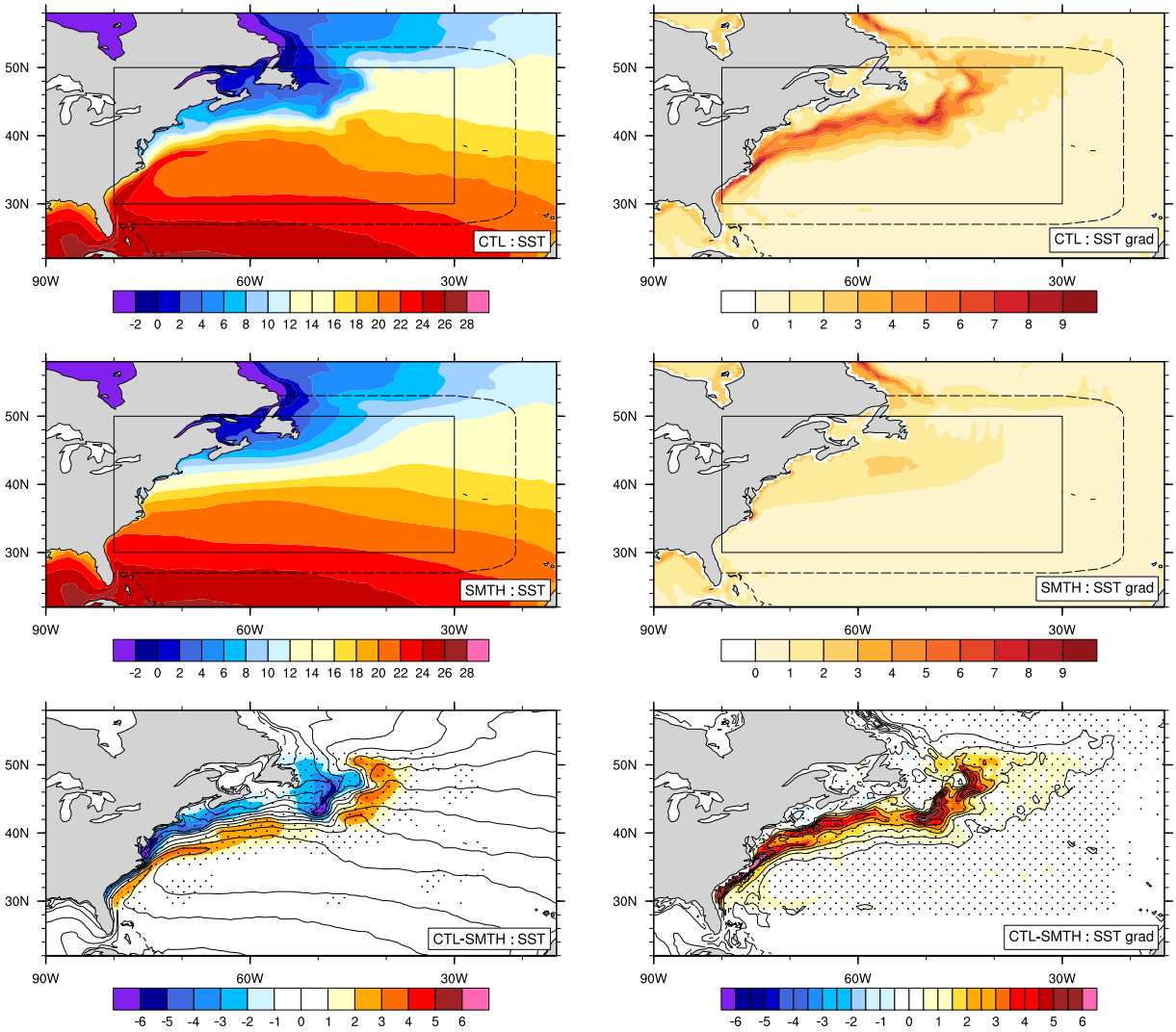

FIGURE 4.1 – Représentation (à gauche) de la SST (couleurs, °C) et (à droite) de son gradient (couleurs, °C/100km) ; moyennés en hiver (DJF) pour la période 1994-2014, pour les simulations CTL (en haut) et les simulations SMTH (au milieu). Le rectangle en trait plein délimite la région du filtrage spatial des SSTs. La zone tampon est située entre le rectangle en trait plein et les lignes en pointillés ; on représente également la différence entre CTL et SMTH (en bas) avec les contours de CTL en arrière plan. Les points indiquent les zones où la significativité statistique est égale ou supérieure à 95% (t-test).

réalisées par exemple par Minobe et al. (2008), Woollings et al. (2010a), Small et al. (2014), Piazza et al. (2016), Parfitt et al. (2016), O'Reilly et al. (2016), Vannière et al. (2017) et O'Reilly et al. (2017). Les simulations générées dans le cadre de ces études

utilisent des modèles d'atmosphère avec une résolution horizontale d'au moins 50 km. En général ces modèles sont forcés par des données de SST avec une résolution au 1/4°. Pour les expériences de sensibilité réalisées dans cette thèse, la résolution atmosphérique du modèle utilisé est semblable à la résolution des modèles utilisés dans les études issues de la littérature. Mais c'est la première fois que ce type d'expériences est réalisé avec des SSTs au 1/12° issues de GLORYS12 ainsi qu'avec la nouvelle version d'ARPEGE-Climat. Enfin, dans le cadre de cette thèse, la création d'un ensemble de 10 membres pour chacune des simulations CTL et SMTH constitue un échantillon beaucoup plus grand que ceux considérés dans les études précédentes. Un échantillon plus ample (21x10 ans), permettra d'évaluer de façon plus robuste les différences entre CTL et SMTH. Cette approche ensembliste déjà adoptée par Piazza et al. (2016), permet d'augmenter la taille de l'échantillon temporel et avec elle la variabilité atmosphérique simulée, maximisant ainsi le rapport signal sur bruit pour nos analyses statistiques. Une analyse supplémentaire a montré que la variabilité atmosphérique inter-membre était importante dans nos simulations au-dessus du GS, justifiant ainsi l'utilisation de cette approche. Par la suite, nous effectuons donc les analyses sur les 10 membres concaténés pour chacune des expériences CTL et SMTH.

4.2.2 Comparaison entre les simulations AMIP forcées par GLORYS12 et HadISST

Cette section a pour objectif la comparaison entre les expériences AMIP forcées par les réanalyses GLORYS12 (CTL) et celles forcées par HadISST (HR) présentées dans le Chapitre 2. En effet, GLORYS12 et HadISST sont des jeux de données de SST qui diffèrent par rapport à la méthodologie utilisée pour les construire mais aussi par rapport à leur résolution spatiale. En conséquence, les SSTs de GLORYS12 et HadISST sont différentes en termes d'état moyen et de variabilité.

Pour la comparaison entre les deux ensembles d'AMIP, nous utiliserons des métriques déjà utilisées dans les chapitres précédents et notamment, celles qui caractérisent les interactions océan-atmosphère. Nous utiliserons également les 10 membres de CTL et HR pour les jours d'hiver de la période 1994-2014.

Flux de chaleur turbulents

La décomposition des flux de chaleur turbulents en flux de chaleur sensible et latente est illustrée dans la figure 4.2. On peut constater que les flux de chaleur sensible et latente sont plus importants pour GLORYS12. La différence CTL-HR peut atteindre jusqu'à 25% par rapport à la climatologie de CTL dans la zone où les échanges sont les plus intenses entre l'océan et l'atmosphère. Ceci est cohérent avec une augmentation de la SST dans cette zone de l'ordre de 2°C (non montré ici).

De plus, les différences sont significatives sur quasiment l'intégralité du domaine, illustrant bien le fait que les deux jeux de données sont différents. Afin de mieux comprendre ces différences pour les flux de chaleur sensible et latente, on examine les PDFs de variables qui rentrent en jeu dans le calcul de ces flux. Pour le calcul des PDFs, on utilise la méthode suivie dans le Chapitre 3 pour calculer l'ASII. La figure 4.3 montre

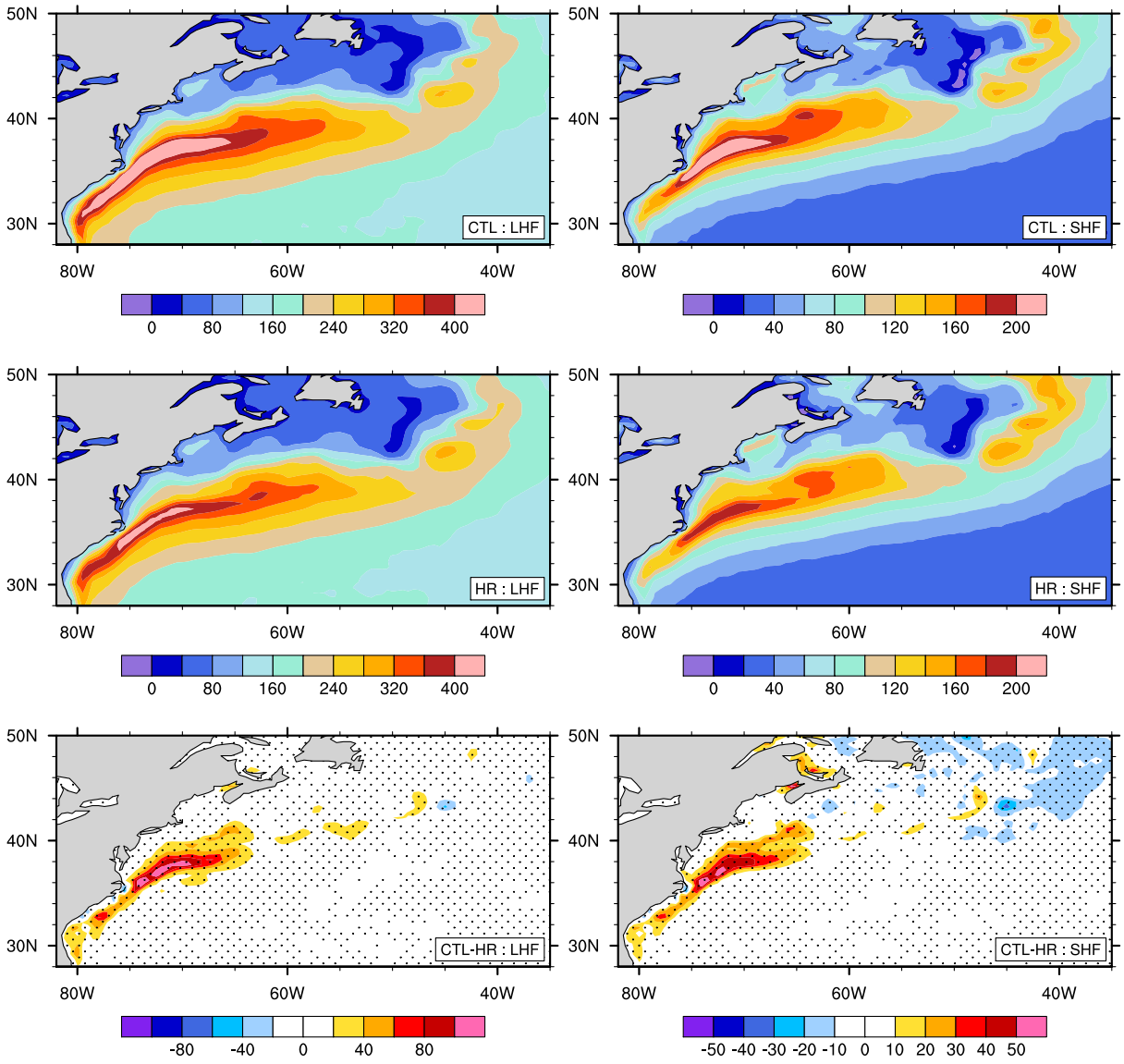

FIGURE 4.2 – Représentation spatiale de la moyenne hivernale (DJF) de flux de chaleur latente (LHF à gauche, W/m^2) et sensible (SHF à droite, W/m^2) pour CTL (en haut), HR (au milieu) et la différence CTL-HR (en bas). Les points indiquent les zones où la significativité statistique calculée sur tous les mois d'hiver est égale ou supérieure à 95% (t-test).

la décomposition de l'ASII se basant sur les relations :

$$ASII(t) = \int_{GS} [LHF(V_{10m}, q_s(SST) - q_a) + SHF(V_{10m}, SST - T_a)](x, y, t)dxdy \quad (4.2)$$

Avec $ASII$ l'intégrale du flux de chaleur turbulent sur le GS, obtenu en intégrant sur le GS la somme de LHF le flux de chaleur latente et SHF le flux de chaleur sensible. Les flux de chaleur turbulents dépendent de V_{10m} le vent à 10 m, $q_s(SST) - q_a$ la stabilité

en humidité spécifique proche surface et $SST - T_a$ la stabilité en température proche surface.

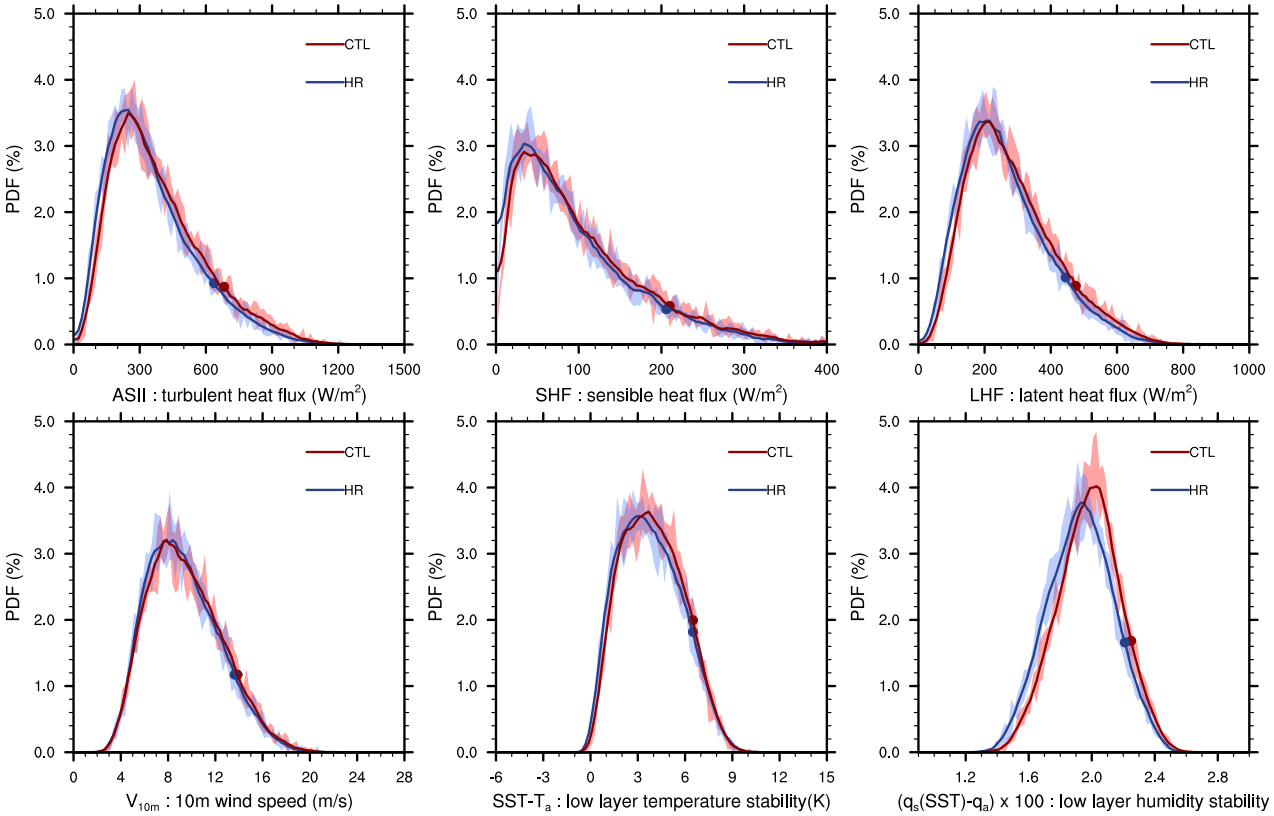

FIGURE 4.3 – Représentation des fonctions densité de probabilité (PDFs) journalières sur le domaine ASII (Chapitre 3) pour le flux turbulent (haut à gauche, W/m^2), flux de chaleur sensible (haut au milieu, W/m^2), du flux de chaleur latent (haut à droite, W/m^2), le vent à 10 m (bas à gauche, m/s), de la stabilité proche surface en température (bas au milieu, K) et de la stabilité proche surface en humidité spécifique (bas à droite, x100). Ces PDFs sont calculées sur la région du GS définie dans le Chapitre 3 pour HR (courbe bleue) et CTL (courbe rouge). La valeur du 9e décile est representée avec un point. Les enveloppes représentent la variabilité inter-membre pour chaque ensemble, mesurée comme étant le minimum et le maximum en chaque catégorie des 10 PDFs calculées sur les membres séparés.

Sur la région d'étude, la PDF des flux turbulents de chaleur de CTL est légèrement décalée vers la droite en comparaison avec la PDF de HR. Ceci montre que pour tous les déciles, CTL présente toujours des flux plus importants, avec une intensification générale d'environ 10%. Ce résultat est cohérent avec celui obtenu figure 4.2 pour la climatologie moyenne. On observe que les différences entre les deux ensembles ne sont pas significatives, puisque les deux PDFs sont situées dans les enveloppes de la variabilité inter-membre. A présent, si nous regardons séparément les flux de chaleur latente et sensible, les deux flux pour CTL présentent toujours des valeurs légèrement

plus importantes avec un faible décalage des PDFs vers la droite par rapport à HR. Cependant, les différences entre les deux expériences restent toujours dans les deux enveloppes. Enfin, l'étude de la distribution du vent à 10 m et des termes associés aux constrastes de température et d'humidité spécifique montre que les différences entre HR et CTL constatées en terme de flux de chaleur ne sont pas associées au module du vent à 10 m, mais plutôt aux effets de la température et de l'humidité. En effet, les PDFs de CTL sont décalées vers la droite, ce qui est à associer avec une instabilité plus importante de l'ordre de 5% dans CTL par rapport à HR. Le fait que CTL présente toujours une instabilité en basse couche plus importante en termes de température est cohérent avec le fait que des SSTs dans l'état moyen sont plus chaudes dans GLORYS12 (en comparaison avec celles de HadISST). Et comme des SSTs plus chaudes induisent une augmentation de l'humidité spécifique en surface (non montré ici), l'instabilité en terme d'humidité est alors plus importante dans CTL que dans HR.

Nous examinons maintenant la représentation de la divergence du vent dans CTL et HR afin de déterminer si les processus présentés dans le Chapitre 3 sont simulés de manière similaire lorsque les fronts de SST sont mieux résolus.

Influence sur la convergence du vent de surface

Dans cette section, l'objectif est de comparer la divergence / convergence du vent à 10 m entre les deux expériences CTL et HR. Nous étudierons le champ moyen mais aussi la classification en déciles présentée dans le Chapitre 3. La figure 4.4 représente la divergence du vent avec la SST en contours pour la moyenne hivernale, les situations anticycloniques (d1) et cycloniques (d10) sur le GS.

Nous y retrouvons les structures de divergence / convergence décrites dans le Chapitre 3 pour la moyenne et les deux déciles extrêmes. Les zones de divergence et de convergence de CTL sont très similaires à celles de HR, mais nous pouvons constater des différences importantes concernant l'amplitude. La figure 4.5 montre les différences CTL-HR pour la divergence moyenne et les deux déciles extrêmes. Il y a une intensification de la convergence et de la divergence pouvant aller jusqu'à 10% pour la moyenne et les extrêmes dans CTL. La figure 4.5 montre également les différences CTL-HR pour les paramètres SST-t(2 m) et q(SST)-q(2 m) qui permettent de mesurer la stabilité de la couche limite. Nous observons que leur structure spatiale ressemble étroitement à celle des différences CTL-HR pour la divergence. De plus, les signaux de divergence sont décalés dans le sens de l'écoulement par rapport à ceux liés aux instabilités. Ceci est cohérent avec la section précédente où il a été montré que la couche limite est plus instable dans les simulations de CTL par rapport à celles de HR.

Avec ces résultats nous illustrons le fait que la divergence / convergence sur le GS ainsi que la stabilité de la MABL sont sensibles au jeu de données de SST utilisé pour forcer le modèle ARPEGE. En particulier, la réanalyse GLORYS12 présente en moyenne climatologique une SST plus chaude que HadISST. Ceci est associé à une couche limite plus instable sur le GS pour CTL. Egalement, la divergence du vent proche de la surface montre des valeurs plus importantes (jusqu'à 10%) par rapport à la simulation forcée par HadISST. Trouver des raisons qui expliquent ces différences de SSTs n'est pas facile puisque GLORYS12 et HadISST sont des jeux de données de SST qui diffèrent dans

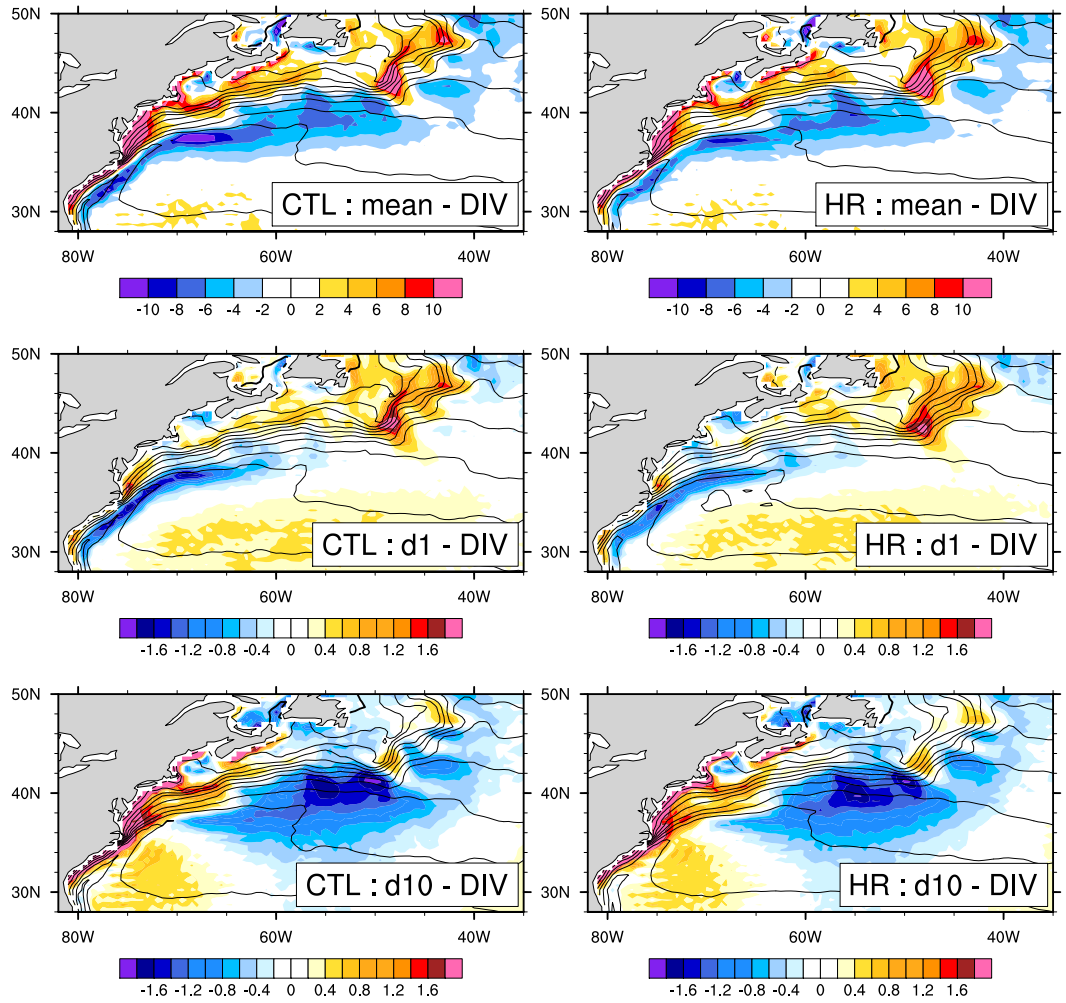

FIGURE 4.4 – Représentation de la divergence du vent à 10 m (en couleurs, x10^{-6} s^{-1}) et de la SST en contours allant de -2° à 25° tous les 2° pour la moyenne DJF (première ligne), d1 (seconde ligne) et d10 (troisième ligne) pour CTL (à gauche) et HR (à droite).

l'état moyen, par leur variabilité mais également par leur résolution spatiale. Pour mieux comprendre les différences en termes d'instabilité de la couche limite et de divergence, des analyses supplémentaires devraient être réalisées.

La section suivante porte sur l'étude des expériences de sensibilité permettant d'isoler l'influence des fronts de SST et des structures de méso-échelle associées sur la MABL et sur la troposphère libre.

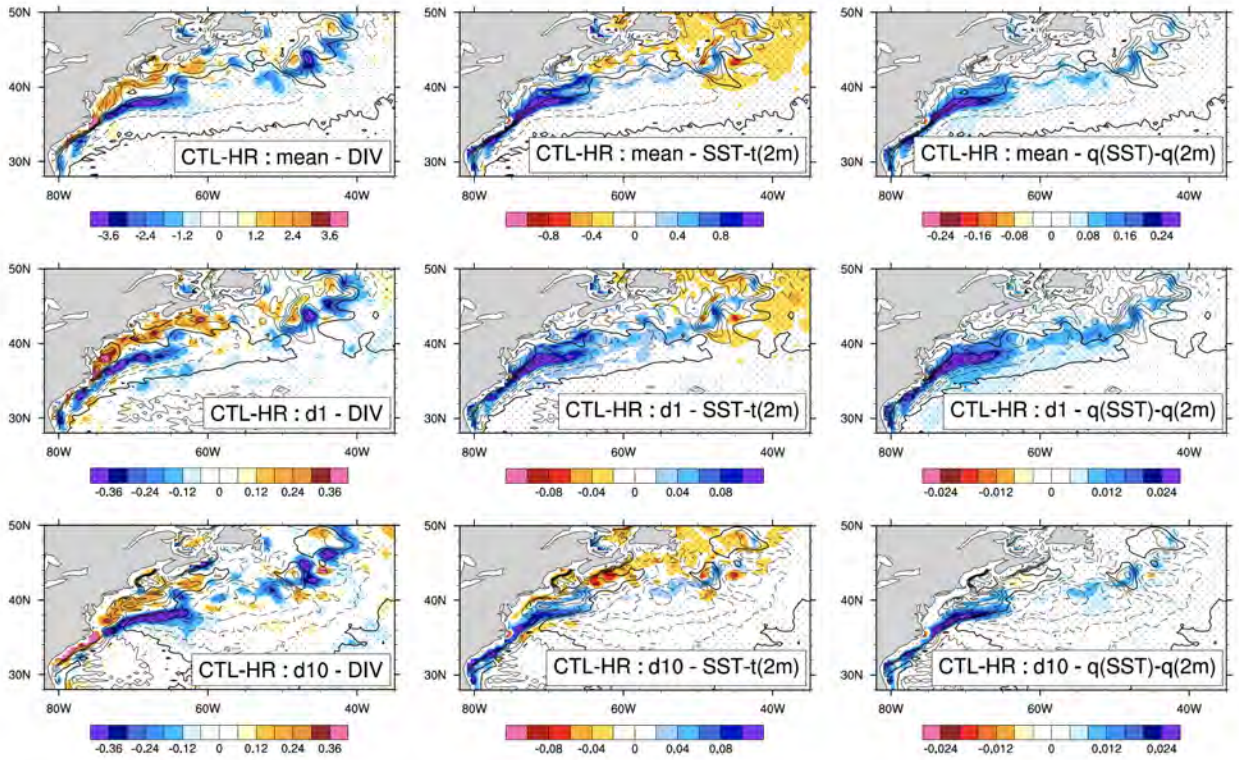

FIGURE 4.5 – Représentation : (à gauche) de la différence de la divergence du vent de surface CTL-HR (en couleurs, x10^{-6} s^{-1}) ; (au milieu) la différence CTL-HR de la stabilité en température proche de la surface (en couleurs, K) ; (à droite) la différence CTL-HR de la stabilité en humidité proche de la surface (en couleurs, x100). On représente en contours la divergence du vent de surface de CTL, pour la moyenne DJF (en haut) avec des contours allant de -8 à 8 tous les 2x$10^{-6}s^{-1}$, pour d1 (au milieu) et d10 (en bas) avec des contours allant de -1.6 à 1.6 tous les 0.4x$10^{-6}s^{-1}$. Les points représentent la significativité statistique à 95% par une méthode bootstrap.

4.3 Réponse locale de l'atmosphère au lissage des fronts de SST

Dans cette section nous analysons la réponse locale de l'atmosphère aux fronts de SST. Nous nous concentrerons d'abord sur les échanges de chaleur océan-atmosphère, ainsi que sur la divergence du vent près de la surface, la précipitation et la hauteur de couche limite. Ensuite, l'effet du filtrage des SSTs sur les mécanismes de la MABL (PAM et VMM) sera étudié. Pour terminer, nous analyserons l'impact des structures de méso-échelle sur la baroclinicité et les dépressions météorologiques qui se forment dans la région du GS.

4.3.1 Les flux océan-atmosphère

Afin de caractériser le forçage induit par les SSTs, nous analysons tout d'abord le flux net en hiver sur la région d'étude. Pour cela, nous tenons compte des différents flux qui interviennent dans le bilan énergétique à la surface : les deux flux radiatifs (onde courte, SW et onde longue, LW) et les deux flux turbulents (chaleur latente, LHF et chaleur sensible, SHF). La somme de tous ces termes contribue au flux net, comme cela a été décrit dans le Chapitre 1. Ces flux sont définis positifs quand ils sont orientés vers l'atmosphère. La figure 4.6 montre les 4 termes du bilan énergétique et le flux net pour l'ensemble de CTL ainsi que la différence CTL-SMTH. Par rapport aux flux radiatifs, les flux de chaleur turbulents sont les principaux contributeurs au bilan net à la surface sur la région. Ils dominent également les différences CTL-SMTH : les flux de chaleur latente et sensible contribuent au bilan net pour respectivement environ 65% et 30%, tandis que le LW a une contribution de 5%. Le SW est le flux qui contribue le moins aux différences CTL-SMTH, avec des valeurs à peine significatives. La figure 4.6 montre que les différences de tous les termes de flux de chaleurs sont étroitement associées aux différences de SST entre CTL et SMTH, sauf pour le SW. En raison du filtrage, les SSTs de SMTH sont plus élevées sur la partie froide de la zone de fronts de SST et plus froides sur la partie chaude. Les faibles différences de SW peuvent s'expliquer par les modifications de la couverture nuageuse dans l'expérience SMTH : des SSTs plus froides sur la partie chaude de la zone de fronts sont associées à moins de nuages et à plus de SW incident, et vice versa sur la partie froide de la zone de fronts. La différence de flux LW est en accord avec les changements constatés pour la SST, puisque le LW augmente au-dessus d'une surface océanique plus chaude. Enfin, la perte de chaleur par la turbulence est plus importante sur les zones où la différence de SST est positive, et vice versa. En effet, CTL présente des flux turbulents plus forts vers l'atmosphère sur la partie chaude de la zone de fronts de SST. Ces différences en flux turbulent peuvent être expliquées par les différences CTL-SMTH de vent à 10 m et de stabilité de la couche limite en température et en humidité. En effet, la figure 4.7 met en évidence une couche limite plus instable dans CTL par rapport à SMTH sur la partie chaude de la zone de fronts de SST. Par contre, SMTH est plus instable sur la partie froide de la zone de fronts. Pour résumer, pour CTL, le flux net à la surface est intensifié de 60% sur la majeure partie du côté chaud de la zone de fronts de SST et vice versa pour le côté froid de la zone de fronts.

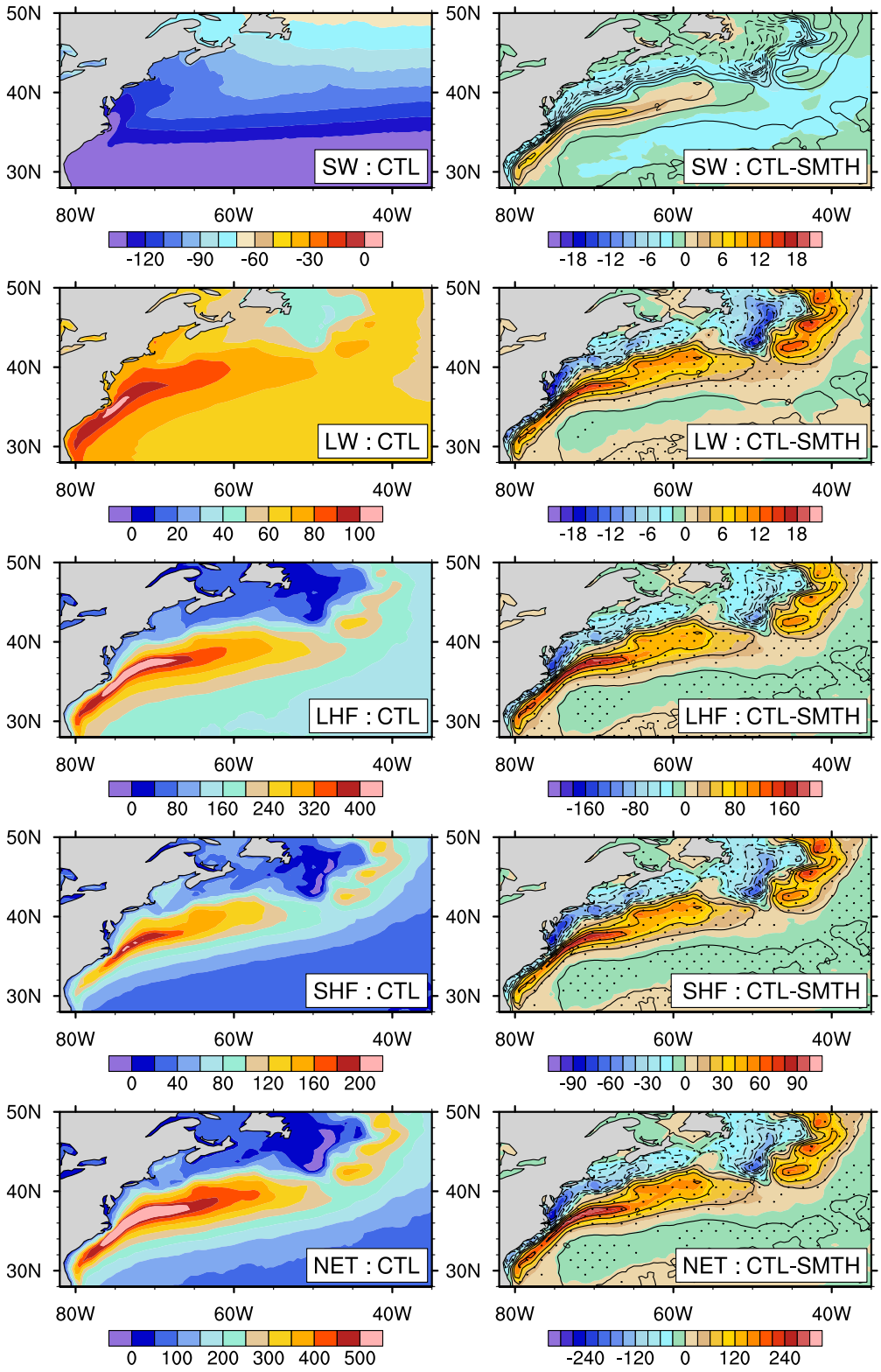

FIGURE 4.6 – Termes de flux de chaleur à la surface dans CTL (gauche) et différences CTL-SMTH (droite). SW, LW, LHF, SHF et bilan energétique. Les unités sont le W/m^2. Les contours représentent la différence de SST CTL-SMTH. Les points indiquent les zones où la différence de flux pour CTL-SMTH est significative à 95% avec un t-test.

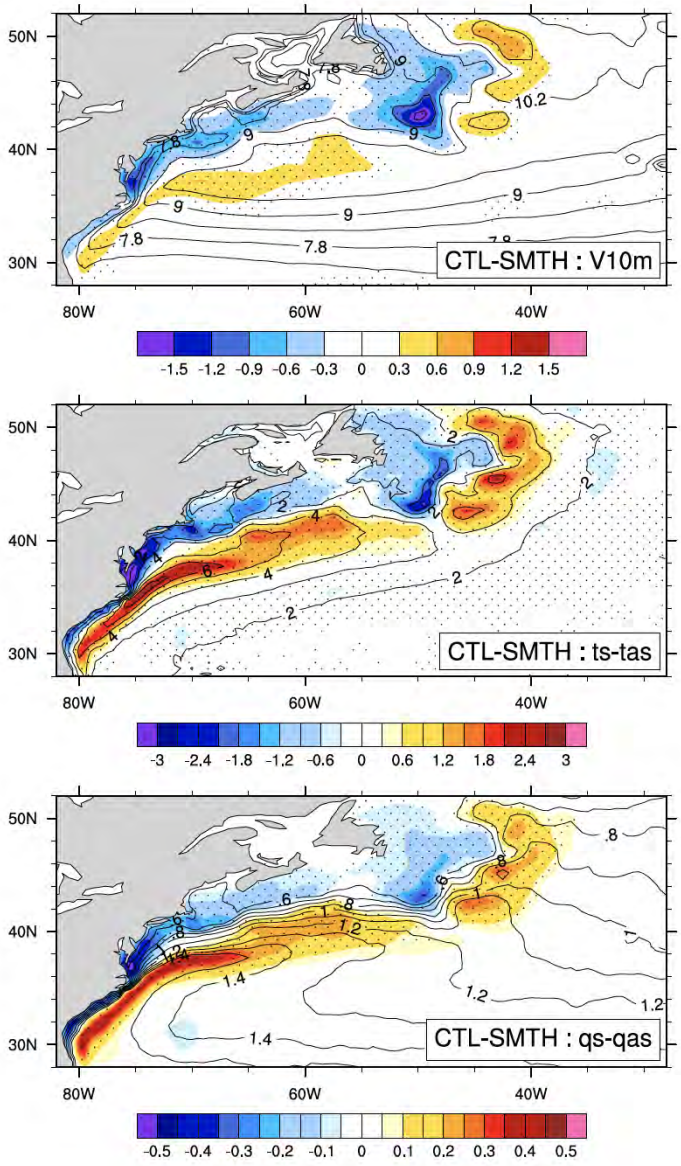

FIGURE 4.7 – Différence CTL-SMTH (en couleurs) pour le module de vent à 10 m (en haut, m/s), la stabilité en température proche surface (au milieu, K) et la stabilité en humidité proche surface (en bas, x100) avec les contours de CTL. Les points indiquent les zones où la différence de flux pour CTL-SMTH est significative à 95% avec un t-test.

De manière analogue, un front mieux résolu augmente jusqu'à 60% l'intensité des flux turbulents sur la partie chaude de la zone de fronts de SST. Ce changement est plus grand que celui obtenu par Piazza et al. (2016) qui mettent en évidence une augmentation comprise entre 30% et 50% pour les flux de chaleur latente et sensible avec le même type d'expérience de sensibilité. La présence des fronts de SST engendre une canalisation des échanges qui ont lieu dans une zone plus restreinte, puisque en moyenne sur la région du GS, l'intensification des flux turbulents n'est que de 4% dans CTL par rapport à SMTH.

4.3.2 Influence sur la MABL

La figure 4.8 montre la divergence du vent près de la surface, la précipitation et la hauteur de la couche limite (pblh) pour les simulations CTL et SMTH, ainsi que les différences CTL-SMTH pour l'hiver.

La divergence/convergence près de la surface révèle que la zone de convergence du GS est fortement réduite dans l'expérience SMTH. Les différences CTL-SMTH montrent que cette réduction peut atteindre 50%. On observe également un fort impact sur la zone de divergence près de la côte et au niveau des Grands Bancs de Terre-Neuve. Dans notre étude, entre 90 et 100% de la partie positive de la divergence du vent de surface seraient expliqués par la petite échelle océanique. Les mêmes ordres de grandeur sont obtenus par Kuwano-Yoshida et al. (2010) pour la saison hivernale.

La précipitation dans la simulation SMTH est aussi fortement réduite (50%) sur la zone du maximum, ce qui est cohérent avec la réponse en convergence. Ce résultat est semblable à celui de Minobe et al. (2008), qui obtiennent une augmentation d'environ 50% de la bande de précipitation hivernale en réponse à la zone de fronts de SST en utilisant une approche expérimentale très proche de celle utilisée dans cette étude. Plus tard, Kuwano-Yoshida et al. (2010) illustrent également avec le même type d'expérience, l'importance des fronts de SST pour les précipitations colocalisées au Gulf Stream. Hand et al. (2014) avec des expériences de sensibilité faites pour étudier l'importance de la variabilité de la SST de la région du Gulf Stream, ont trouvé une corrélation de r=0.5 en hiver, entre la bande de précipitation et le gradient de SST de la région du Gulf Stream.

Enfin, la hauteur de couche limite pour le modèle ARPEGE a été diagnostiquée pour la première fois dans cette thèse. Le critère utilisé pour estimer la hauteur de cette couche limite se base sur le gradient vertical de l'humidité relative selon von Engeln and Teixeira (2013). Une étape préalable de validation de la couche limite d'ARPEGE a été réalisée en utilisant la climatologie élaborée dans leur étude. On observe que pour CTL, la hauteur de couche limite peut atteindre plus de 1500 m sur la partie chaude de la zone de fronts de SST et s'abaisse à moins de 800 m sur la partie froide. L'expérience SMTH présente une hauteur de couche limite légèrement moins importante (100 m) sur la zone chaude, mais beaucoup plus importante sur la région froide. En effet, comme mentionné précédemment, le filtrage spatial des fronts de SST pour l'expérience SMTH génère des températures plus élevées sur la région froide des fronts, ce qui peut donner lieu à un mélange turbulent plus fort dans SMTH, causant une élévation de la couche limite par rapport à CTL. Ceci est cohérent avec la réponse en termes de flux turbulents

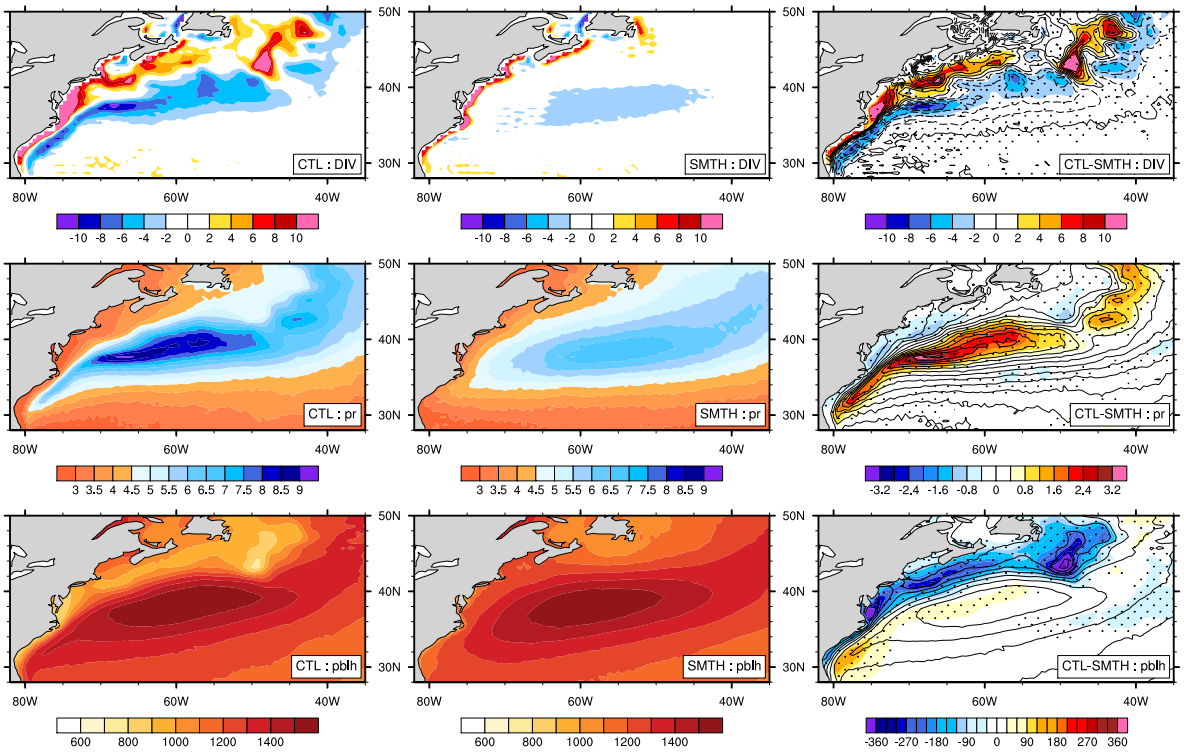

FIGURE 4.8 – Représentation en couleurs de la divergence du vent de surface (en haut, x10^{-6}s^{-1}), de la précipitation totale (au milieu, mm/jour) et la hauteur de couche limite (en bas, m) moyennée sur tous les mois d'hiver (DJF) pour les simulations CTL (à gauche) et les simulations SMTH (au milieu) et la différence CTL-SMTH avec les contours de la climatologie de CTL. Les points indiquent les zones où la significativité statistique calculée sur tous les mois d'hiver est égale ou supérieure à 95% (t-test).

décrite dans la section 4.3.1 (figures 4.6 et 4.7).

4.3.3 Les mécanismes VMM et PAM

Pour l'étude de la réponse des mécanismes VMM et PAM au filtrage des fronts de SST, nous utilisons la même méthodologie en classification par déciles que celle présentée dans le Chapitre 3. Nous nous focaliserons sur la réponse dans la moyenne hivernale ainsi que sur les réponses associées aux situations anticycloniques (d1) et cycloniques (10) sur le GS. Ainsi, la décomposition en déciles à partir de l'indice ASII a été réalisée pour les ensembles CTL et SMTH.

La figure 4.9 montre la caractérisation du VMM par le $DW - SST$ pour CTL, SMTH et leurs différences en % pour la moyenne en hiver et les deux déciles extrêmes d1 et d10. Les différences en % sont calculées selon l'écart relatif par rapport à CTL : $\frac{CTL-SMTH}{CTL}$x100. Nous observons pour la moyenne une réduction très importante du $DW - SST$ dans l'expérience SMTH sur la zone de divergence positive située près de la côte Américaine et aussi sur la région des Grands Bancs à l'est de Terre-Neuve. En effet, le filtrage des fronts de SST (figure 4.1) entraîne une restriction dans une zone plus limitée du mécanisme du VMM sur la région d'étude.

Pour les situations anticycloniques associées au d1, la zone du $DW - SST$ positive située à l'est des Grands Bancs et associée à la divergence, est largement réduite (70%-90%). Par contre, la zone de $DW - SST$ négative associée à une convergence du vent, est aussi importante et plus étendue dans SMTH.

La présence du VMM diminue également de manière importante dans SMTH pour le d10 (70%-90%), mais la signature de ce mécanisme reste visible près de la côte, malgré le filtrage des fronts de SST et de la méso-échelle associée.

De même pour le PAM, la figure 4.10 montre le $LAP(SLP)$ avec les contours de divergence du vent à 10 m pour les expériences CTL et SMTH et la différence CTL-SMTH, à la fois pour la moyenne et les deux déciles extrêmes. Dans la moyenne, les zones associées à des valeurs négatives du laplacien de SLP et de divergence positive disparaissent presque totalement pour l'expérience SMTH. Ces zones sont situées le long de la côte Américaine et à l'est des Grands Bancs. Dans SMTH, on trouve néanmoins des valeurs positives du $LAP(SLP)$ sur la zone de convergence, bien qu'elles soient largement réduites par rapport à CTL, avec une diminution comprise entre 60% et 100%.

La structure du $LAP(SLP)$ négative située à l'est des Grands Bancs, qui est présente notamment dans le d1, disparaît dans SMTH. Pour les situations anticycloniques, les valeurs dans cette zone sont réduites d'environ 60% par rapport à CTL. Nous constatons également un décalage vers le nord des valeurs positives de $LAP(SLP)$ associées à la convergence.

Par contre, pour le d10, on observe que la zone du $LAP(SLP)$ positive associée à la forte convergence, est présente au même endroit. Pour les situations cycloniques, les valeurs dans cette zone sont atténuées de l'ordre de 50% par rapport à CTL.

Pour conclure, le filtrage des fronts de SST et des structures de méso-échelle dans SMTH a un effet notoire sur le VMM. En particulier, à l'est de Terre-Neuve, une réduc-

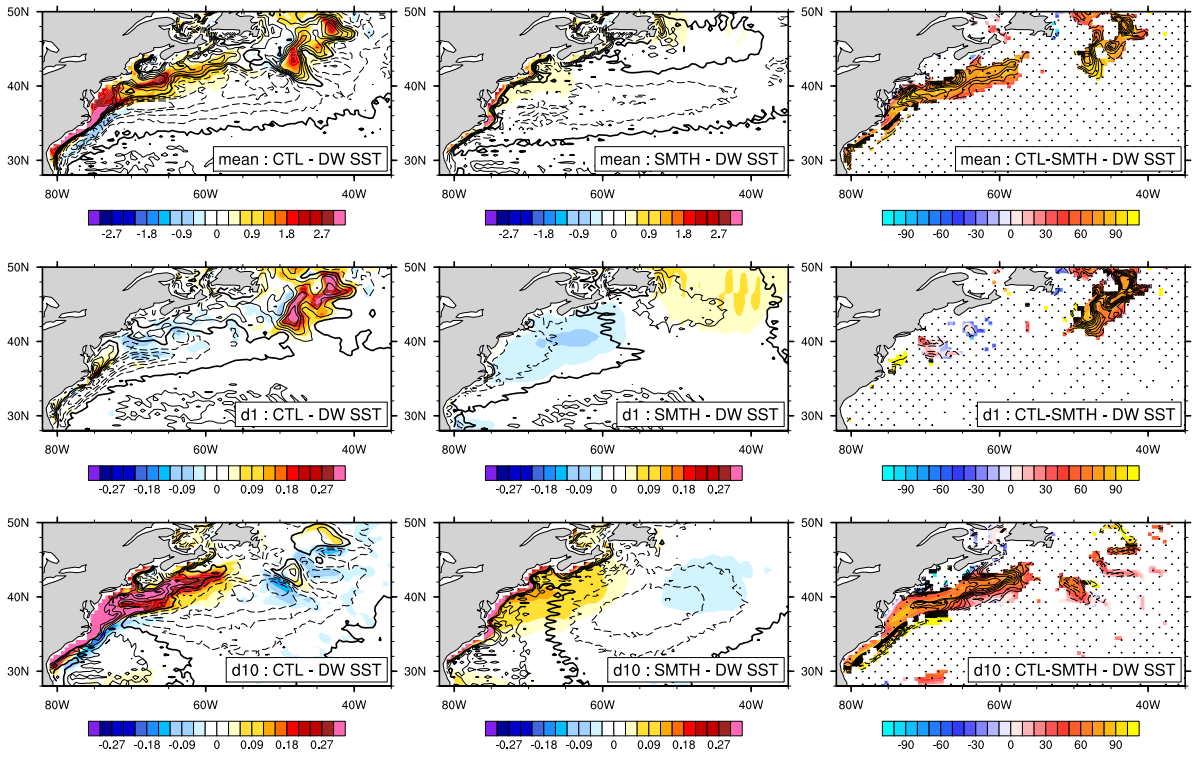

FIGURE 4.9 – $DW - SST$ (en couleurs, °C/100km) ; pour CTL (à gauche) et SMTH (au milieu). Les contours représentent la divergence du vent à 10 m, pour la moyenne DJF (en haut) avec des valeurs comprises entre -8 et 8 à intervalle de $2\text{x}10^{-6}\text{s}^{-1}$, pour d1 (au milieu) et d10 (en bas) avec des valeurs comprises entre -1.6 et 1.6 à intervalle de $0.4\text{x}10^{-6}\text{s}^{-1}$; et pour la différence CTL-SMTH par rapport à CTL (à droite, en %) avec un masque appliqué lorsque les valeurs de CTL sont autour de 0.

tion des valeurs positives du $DW - SST$ d'environ 80% par rapport à l'expérience CTL est obtenue. Cet impact est très similaire pour la moyenne et les deux déciles extrêmes considérés. Par contre, pour le d10, associé à de forts vents d'ouest qui transportent l'air froid et sec provenant du continent sur la zone de front, la signature du VMM est réduite mais présente dans SMTH le long de la côte, et ce malgré le filtrage qui a été appliqué au gradient de SST. Le filtrage affecte également le mécanisme du PAM, avec une disparition quasiment complète des valeurs négatives de $LAP(SLP)$ associées à la divergence pour la moyenne et les déciles extrêmes. A l'inverse, les valeurs positives de $LAP(SLP)$ associées à la convergence (d10) ne sont atténuées que de 50% et contribuent au signal encore présent dans la moyenne.

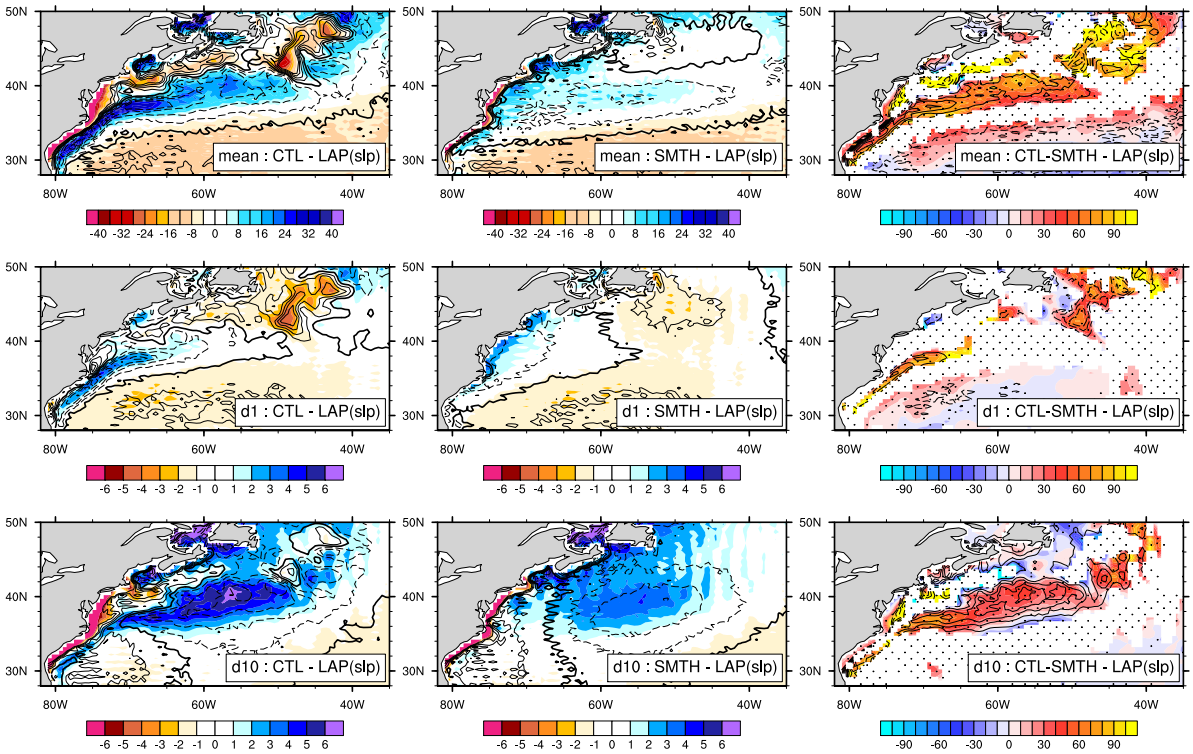

FIGURE 4.10 – $LAP(SLP)$ (en couleurs, x10^{-10}Pa/m^2) ; pour CTL (à gauche) et SMTH (au milieu). Les contours représentent la divergence du vent à 10 m, pour la moyenne DJF (en haut) avec des valeurs comprises entre -8 et 8 à intervalle de 2x10^{-6}s^{-1}, pour d1 (au milieu) et d10 (en bas) avec des valeurs comprises entre -1.6 et 1.6 à intervalle de 0.4x10^{-6}s^{-1} ; et pour la différence CTL-SMTH par rapport à CTL (à droite, en %), avec un masque appliqué lorsque les valeurs de CTL sont autour de 0. Les points indiquent l'endroit où la significativité statistique calculée avec une méthode bootstrap est égale ou supérieure à 95%.

4.3.4 Impact sur la baroclinicité et les routes dépressionnaires

Comme il a été décrit dans le Chapitre 1, les zones de fronts de SST sont associées à une forte baroclinicité et à la formation de perturbation synoptiques. De nombreuses études, la plupart focalisées sur le GS, ont montré une influence importante des fronts de SST et des tourbillons de méso-échelle associés sur le développement et l'intensité des dépressions extratropicales en leur sein (Woollings et al., 2010b; Small et al., 2014; Piazza et al., 2016). Récemment, Foussard (2018) à l'aide d'un modèle idéalisé a montré l'influence des tourbillons océaniques sur les routes dépressionnaires. Dans cette section, nous analysons l'impact des fronts de SST et de la méso-échelle océanique sur l'activité dépressionnaire dans la région du GS. Pour cela nous appliquerons des métriques et des diagnostiques qui ont déjà été décrits dans le Chapitre 2, sur les expériences CTL et SMTH.

La figure 4.11 représente l'activité tourbillonnaire caractérisée à partir de la variance de la composante méridionale de la vitesse du vent à 850 hPa, pour les simulations CTL et SMTH et la différence CTL-SMTH. Nous observons le maximum local de variabilité en basse couche à l'est de Terre-Neuve, comme il a déjà été montré dans des études précédentes (Chang et al., 2002; Booth et al., 2010; Small et al., 2014). La différence CTL-SMTH dans cette zone atteint jusqu'à 0.16 m/s ce qui représente une différence d'environ 3% en moyenne par rapport à CTL. En plus d'une réduction locale de l'activité dépressionnaire, nous constatons la présence d'un dipôle Nord-Sud dans la partie est de l'Atlantique près de l'Europe pour la différence CTL-SMTH. En effet, SMTH présente une configuration spatiale plus zonale en aval de la région du GS. Donc la différence CTL-SMTH suggère un décalage vers le nord des routes dépressionnaires dans CTL par rapport à SMTH. Ainsi, les routes dépressionnaires sont orientées vers le nord de l'Europe, sur la Scandinavie, avec une intensification du nombre de tourbillons de 3.3% en moyenne par rapport à SMTH sur la région atlantique nord-est (NEA dorénavant). En revanche, la région plus au sud que l'on appellera la région atlantique sud-est (SEA), présente une diminution de 4.7% du nombre de dépressions qui atteignent le Portugal. Ces différences sont faibles mais significatives.

Nous analysons ensuite la réponse du transport de chaleur et d'humidité associé aux tourbillons atmosphériques. Ces transports sont calculés à partir des données journalières par les produits :

$$v' \times T' \text{ et } v' \times q' \tag{4.3}$$

où v est la composante méridionale du vent et q l'humidité spécifique. «'»représente l'écart de la variable par rapport à la climatologie journalière calculée sur toute la période d'étude. Au niveau 850 hPa, les différences CTL-SMTH pour les transports de chaleur et d'humidité des tourbillons atmosphériques sont représentées dans la figure 4.12. Les structures associées sont cohérentes avec celles de la figure 4.11, avec une intensification du transport de chaleur et d'humidité située sur les régions de maximum de variabilité tourbillonnaire dans CTL par rapport à SMTH. L'intensification dans CTL est d'environ 7.5% pour le transport de chaleur et 9% pour le transport d'humidité, ce qui est cohérent avec la réponse des routes dépressionnaires. Ceci est traduit par une diminution du transport de chaleur et d'humidité induit par les tourbillons sur le sud de l'Europe pour CTL. Cela suggère que les fronts de SST et la méso-échelle océanique

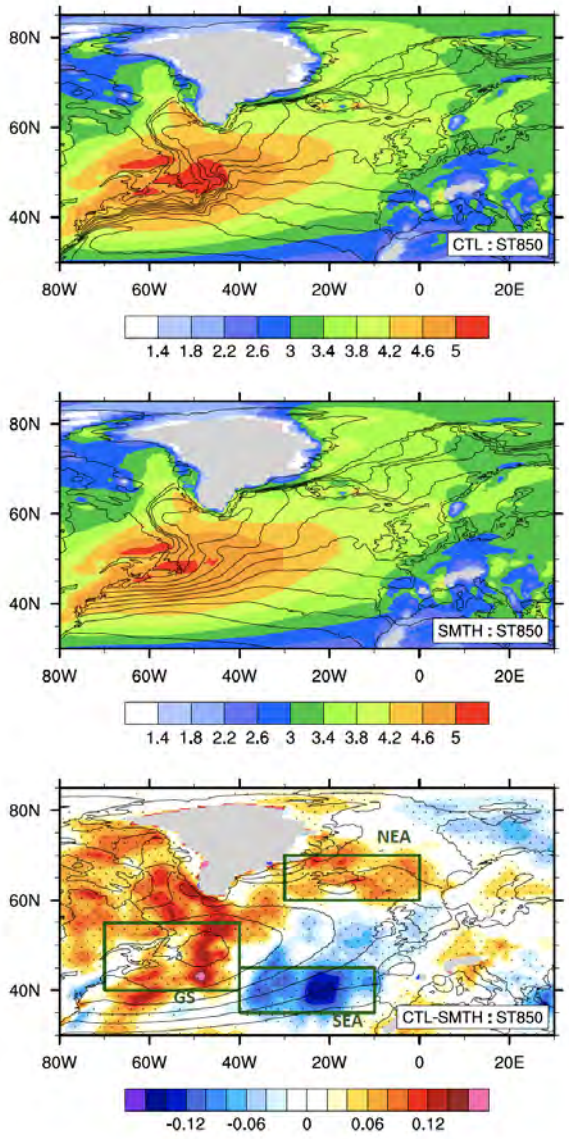

FIGURE 4.11 – Représentation des routes dépressionnaires à 850 hPa (couleurs, m/s) ; pour CTL (en haut) et SMTH (au milieu) avec la SST de CTL les contours (de -2°C à 25°C tous les 2°C) ; et pour la différence CTL-SMTH (en bas) avec la climatologie de CTL en contours. Les points indiquent les zones où la significativité statistique calculée avec une méthode bootstrap est égale ou supérieure à 95%. Les régions du Gulf Stream (GS), de la partie nord est du bassin atlantique (NEA) et la partie sud-est du bassin atlantique (SEA) sont indiquées par des rectangles verts.

peuvent avoir un effet important sur le climat de l'Europe via le transport de chaleur et d'humidité par les tourbillons atmosphériques. Cette question sera abordée dans la dernière section de ce Chapitre.

Afin de mieux comprendre les mécanismes en jeu dans ces changements associés aux routes dépressionnaires, nous utilisons le taux de croissance barocline d'Eady (EGR)

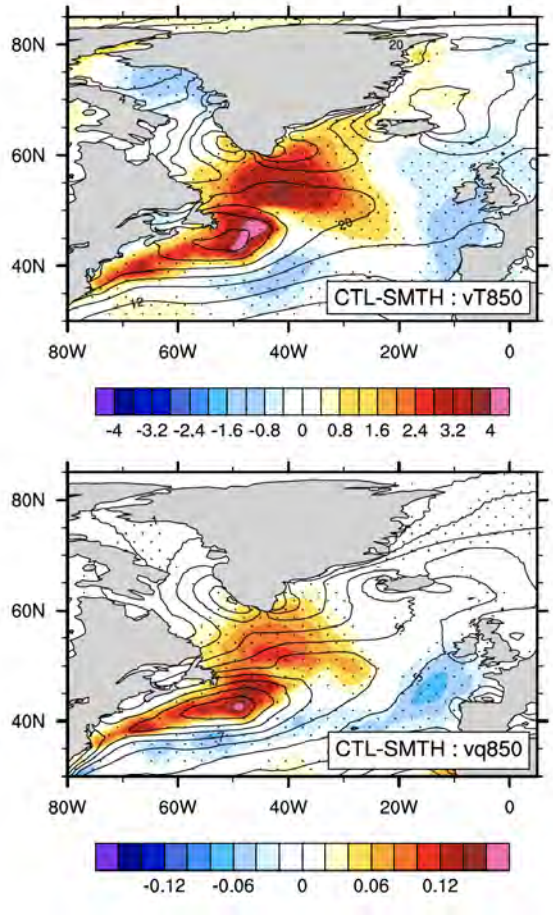

FIGURE 4.12 – Transport de chaleur v'T' (en haut, en K.m/s) et d'humidité v'q' (en bas, m/s x100) par les tourbillons atmosphériques à 850 hPa pour la différence CTL-SMTH, avec la climatologie de CTL en contours. Les points indiquent l'endroit où la significativité statistique calculée avec une méthode bootstrap est égale ou supérieure à 95%.

qui a été décrit dans le Chapitre 2 :

$$EGR = -0.31 \frac{g}{N\theta} \frac{\partial \theta}{\partial y} \tag{4.4}$$

La figure 4.13 montre l'EGR calculé à 850 hPa pour CTL, SMTH et la différence entre les deux expériences. Pour CTL on observe que le maximum de baroclinicité est situé sur la zone de front de SST, où le gradient de température est maximum. SMTH présente une légère diminution locale de l'EGR, mais sur la région du GS, la différence CTL-SMTH est seulement de 0.03% par rapport à CTL. Ceci pourrait indiquer une réponse faible de l'EGR au filtrage spatial des SSTs. Nous constatons néanmoins un décalage vers le nord de la région barocline, ce qui est en accord avec les réponses montrées dans les figures 4.11 et 4.12.

Mais, pourquoi n'observons-nous pas un changement important de l'EGR dans

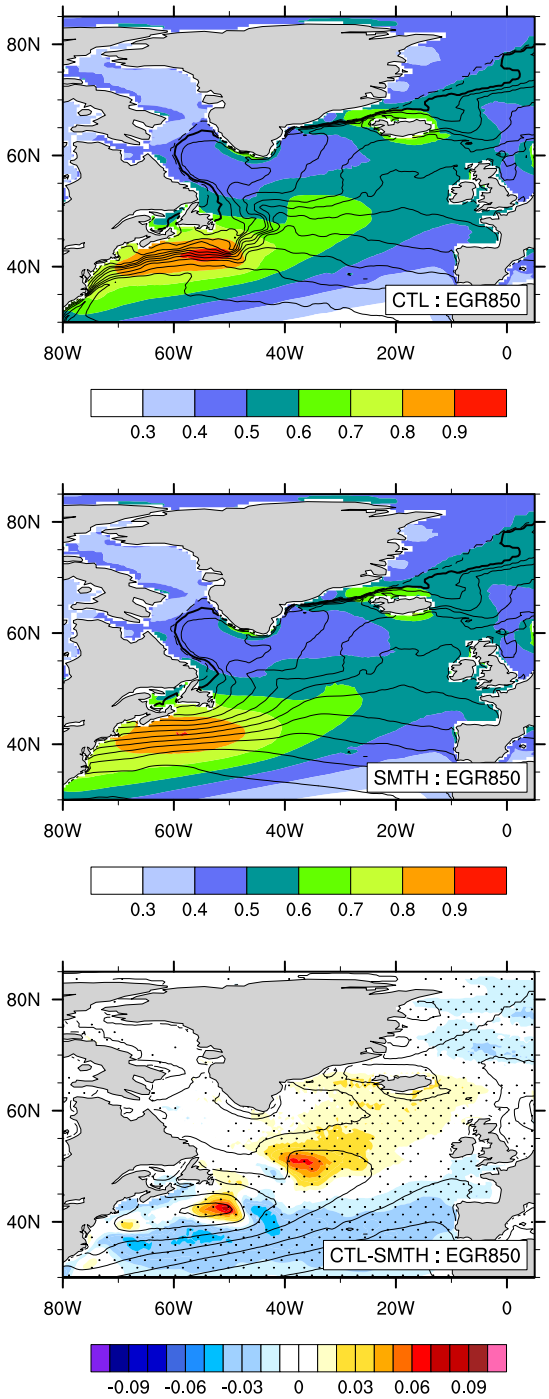

FIGURE 4.13 – EGR à 850 hPa (en jour^{-1}) ; pour CTL (en haut) et SMTH (au milieu) avec les contours de SST -2°C à 25°C tous les 2°C ; et pour la différence CTL-SMTH (en bas) avec la climatologie de CTL en contours. Les points indiquent les zones où la significativité statistique calculée avec une méthode bootstrap est égale ou supérieure à 95%.

SMTH sur le GS ?

Pour répondre à cette question, nous utilisons la décomposition de l'EGR pour séparer les effets dus à un changement du gradient méridien de température des effets dus à un changement de la stabilité statique (Yin, 2005; Graff and LaCasce, 2012; Oudar et al., 2017).

Cette décomposition peut être décrite par les deux équations suivantes :

$$EGR(dtady) = -0.31 \frac{g}{N_{CTL}\theta_{CTL}} \frac{\partial \theta}{\partial y} \tag{4.5}$$

$$EGR(N) = -0.31 \frac{g}{N\theta_{CTL}} \frac{\partial \theta}{\partial y}_{CTL} \tag{4.6}$$

La composante $EGR(dtady)$ permet d'estimer le rôle du gradient méridien de température en considérant la stabilité statique et la température comme constantes. $EGR(N)$ estime l'effet de la stabilité statique avec la température et le gradient méridien constants. Enfin, on choisit comme valeurs de références les valeurs climatologiques de CTL pour les paramètres constants.

Les différences d'EGR pour les ensembles CTL-SMTH en séparant les rôles de N et dtady sont représentés dans la figure 4.14. Nous constatons que dtady et N ont deux effets prépondérants pour l'EGR dans la différence CTL-SMTH. En outre, les différences CTL-SMTH pour l'EGR dues à N et dtady montrent que les effets de la stabilité statique sont opposés à ceux du gradient méridien de température, dans la plupart des régions. Les deux effets se compensent sur la région du GS, d'où un pourcentage de changement très faible pour l'EGR. En particulier, les changements d'EGR associés à N sont cohérents avec les réponses en SST, ainsi qu'avec l'instabilité de la couche limite et la pblh (figures 4.1, 4.7 et 4.8). Sur la partie froide de la zone de fronts de SST, SMTH est forcé par des SSTs plus chaudes, ce qui se traduit par une instabilité plus forte et une surélévation de la hauteur de couche limite par rapport à CTL. De même, les changements d'EGR associés à dtady sont cohérents avec les réponses obtenues pour les routes dépressionnaires et le transport de chaleur et d'humidité par les tourbillons atmosphériques des figures 4.11 et 4.12. Ceci traduit l'importance du gradient méridien pour le transport de chaleur et d'humidité par les tourbillons atmosphériques dans la région du GS.

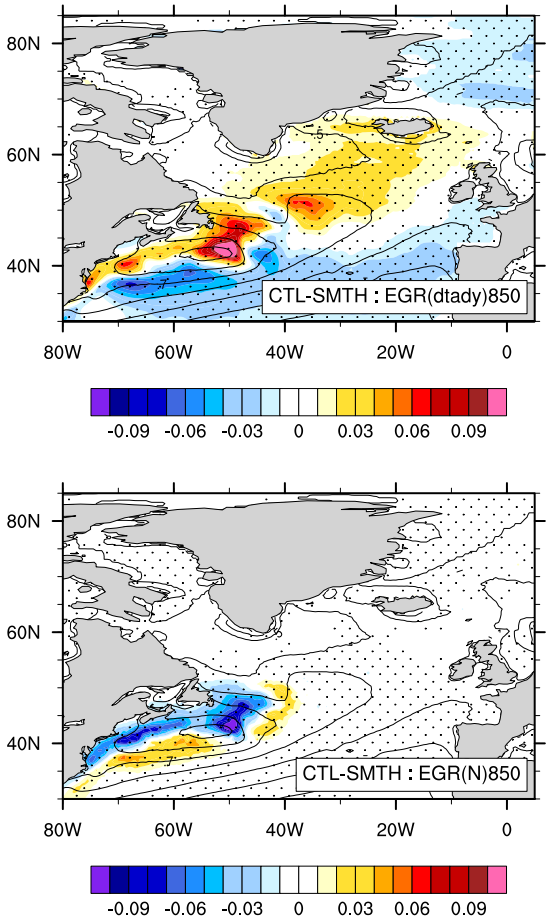

FIGURE 4.14 – Décomposition de l'EGR à 850 hPa (en en jour^{-1}) pour la différence CTL-SMTH selon l'explication donnée dans le texte ; changements d'EGR dus à dtady (en haut) et N (en bas) avec la climatologie de CTL en contours. Les points indiquent l'endroit où la significativité statistique calculée avec une méthode bootstrap est égale ou supérieure à 95%.

Ensuite, on analyse si les changements décrits à 850 hPa sont aussi visibles sur toute la verticale. Pour cela, nous avons calculé les propriétés des routes dépressionnaires (ST, v'T', vq' et EGR) pour différents niveaux atmosphériques sur le GS. Les résultats sont résumés dans le tableau 4.1 et exprimés sous la forme de pourcentage de changement par rapport à la climatologie de CTL.

grandeur (CTL-SMTH)/CTL x100 (%)	GS
ST1000	1.33
v'T'1000	4.98
v'q'1000	2.39
EGR1000	-3.80
ST850	2.98
v'T'850	7.44
v'q'850	9.67
EGR850	-0.04
ST500	2.50
v'T'500	6.20
v'q'500	9.60
EGR500	-1.48
ST250	2.56
v'T'250	13.38
v'q'250	13.87
EGR250	0.64

TABLE 4.1 – Différences en % des caractéristiques de routes dépressionnaires (ST) ; de taux de croissance d'Eady (EGR) ; et transport en humidité (v'q') et en température (v'T') moyennés sur la région du GS (Gulf Stream).

Les résultats issus du tableau montrent une intensification locale des routes dépressionnaires (GS) généralisable à tous les niveaux. Ces réponses restent faibles mais significatives avec un maximum de réponse à 850 hPa avec ∼3% de plus de variabilité liée aux tourbillons dans CTL par rapport à SMTH. Pour la différence CTL-SMTH, le taux de croissance d'Eady est négatif sur la région du GS sur la troposphère libre (1000 hPa, 850 hPa, 500 hPa) et devient positif au-delà (250 hPa). En-dessous de 500 hPa, les processus de couche limite viennent atténuer l'EGR, alors que les gradients méridiens ont pour rôle de l'intensifier (non montré par soucis de clarté). On a une augmentation progressive avec l'altitude des transports de chaleur vers le nord par les tourbillons atmosphériques sur la région du GS, de 5% à 1000 hPa à plus 15.5% à 250 hPa, pour v'T' et de 2.5% à 1000 hPa à plus de 16.1% à 250 hPa, pour v'q'(voir table 4.1).

Pour résumer, la présence de la zone de fronts de SST génère une faible intensification locale de l'intensité des routes dépressionnaires sur toute la troposphère (∼ 2.5%). Ceci est associé, sur le GS, à une intensification du transport de chaleur (∼ 8%) et d'humidité (∼ 8.9%) par les tourbillons atmosphériques. Cette faible réponse est expliquée par la décomposition de l'EGR : en effet, le gradient méridien de température est plus fort dans CTL que dans SMTH. En revanche, l'effet du lissage du gradient génère une instabilité plus intense au-dessus de la partie froide de la zone de front de SST dans SMTH.

Ces deux effets s'opposent et donnent lieu à un faible changement de baroclinicité. Vers l'Europe, la présence de la région de fronts de SST génère un décalage des routes dépressionnaires vers le nord.

Ces résultats suggèrent qu'il pourrait y avoir une réponse non locale de l'atmosphère au front de SST, notamment sur l'Atlantique nord et l'Europe. Nous analysons cette hypothèse dans la suite.

4.4 Réponse non locale de l'atmosphère aux fronts de SST

4.4.1 Le courant jet

Comme déjà dit dans le Chapitre 1, le climat de la région du GS est souvent associé au courant jet des moyennes latitudes. Il y a deux mécanismes qui peuvent expliquer l'existence des courants jet :

-le premier est l'accélération des vents d'ouest extratropicaux engendrée par la cellule tropicale de Hadley. Ce phénomène contribue à la formation d'un courant jet est-ouest orienté en direction du pôle nord dans les hautes couches de l'atmosphère.

-le second est dû aux transferts de quantité de mouvement et de chaleur par les tourbillons atmosphériques dans des régions telles que le GS.

En raison de ces deux mécanismes, on considère souvent deux régimes de jet dans les moyennes latitudes : le courant jet subtropical et l'eddy-driven jet. Le jet subtropical est confiné dans les couches supérieures de la troposphère. En revanche, l'eddy-driven jet s'étend sur toute la troposphère puisque l'accélération des vents d'ouest provoquée par les tourbillons atmosphériques est présente jusqu'en basse couche de l'atmosphère (Hoskins et al., 1983).

Plusieurs travaux ont étudié l'influence de la zone de fronts de SST sur l'état moyen et la variabilité du jet en Atlantique Nord à partir d'expériences idéalisées similaires à celles présentées dans cette thèse (Piazza et al., 2016; O'Reilly et al., 2017).

Pour analyser la réponse du courant jet aux fronts de SST et à la méso-échelle océanique associée, nous utilisons deux métriques différentes. La première métrique est le vent zonal sur deux niveaux : à 850 hPa et à 250 hPa où le courant jet atteint son maximum. L'autre métrique est celle de la moyenne zonale du vent zonal, qui permet d'obtenir une coupe verticale selon la latitude du courant jet dans l'hémisphère nord. La figure 4.15 illustre la différence CTL-SMTH pour le vent zonal à 850 hPa, à 250 hPa et pour la moyenne zonale du vent zonal. On observe localement sur le GS de faibles atténuations du courant jet dans le CTL par rapport à SMTH. L'affaiblissement sur le GS du jet est de 8% à 850 hPa et 3% à 250 hPa. En aval de la zone de front l'atténuation du jet est encore plus marquée et atteint jusqu'à 20% à l'ouest de l'Europe pour 850 hPa et 8% à 250 hPa. Cependant on observe en aval un tripôle dans la réponse CTL-SMTH à 850 hPa et 250 hPa : ce tripôle indique un élargissement du jet à l'ouest de l'Europe.

On peut également constater une réponse faible mais significative dans le Pacifique,

avec un élargissement du courant jet. En aval du Kuroshio, le maximum climatologique du courant jet est réduit de 2% dans CTL par rapport à SMTH.

La moyenne zonale du vent zonal renforce cette conclusion selon laquelle le courant jet présente un élargissement pour CTL, c'est-à-dire en présence des fronts de SST.

L'élargissement du courant jet en présence du gradient de fine échelle est en accord avec une autre étude basée sur des expériences idéalisées similaires à la nôtre (Piazza et al., 2016).

Pour conclure, nous avons analysé la réponse du jet aux fronts de SST et la méso-échelle océanique associée. Nos résultats montrent un décalage du jet vers le nord dans CTL en Atlantique Nord, ce qui est cohérent avec le décalage vers le nord observé pour les routes dépressionnaires. Le décalage du jet est plus prononcé en aval du GS. Ce décalage est visible sur la verticale entre 850 hPa et 250 hPa et sur l'ensemble de l'hémisphère nord. En effet, des réponses faibles mais significatives ont également été trouvées sur le Pacifique. Ces résultats sont cohérents avec des études précédentes basées sur des expériences de sensibilité analogues, mais avec un échantillon plus faible de données.

A ce stade, pour la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord et le courant jet, nous avons montré des réponses significatives et cohérentes dans CTL, par rapport à SMTH. En raison de leur appartenance à la circulation atmosphérique de grande échelle, on peut se poser la question de savoir si les régimes associés à cette circulation sont également impactés par le lissage de la SST.

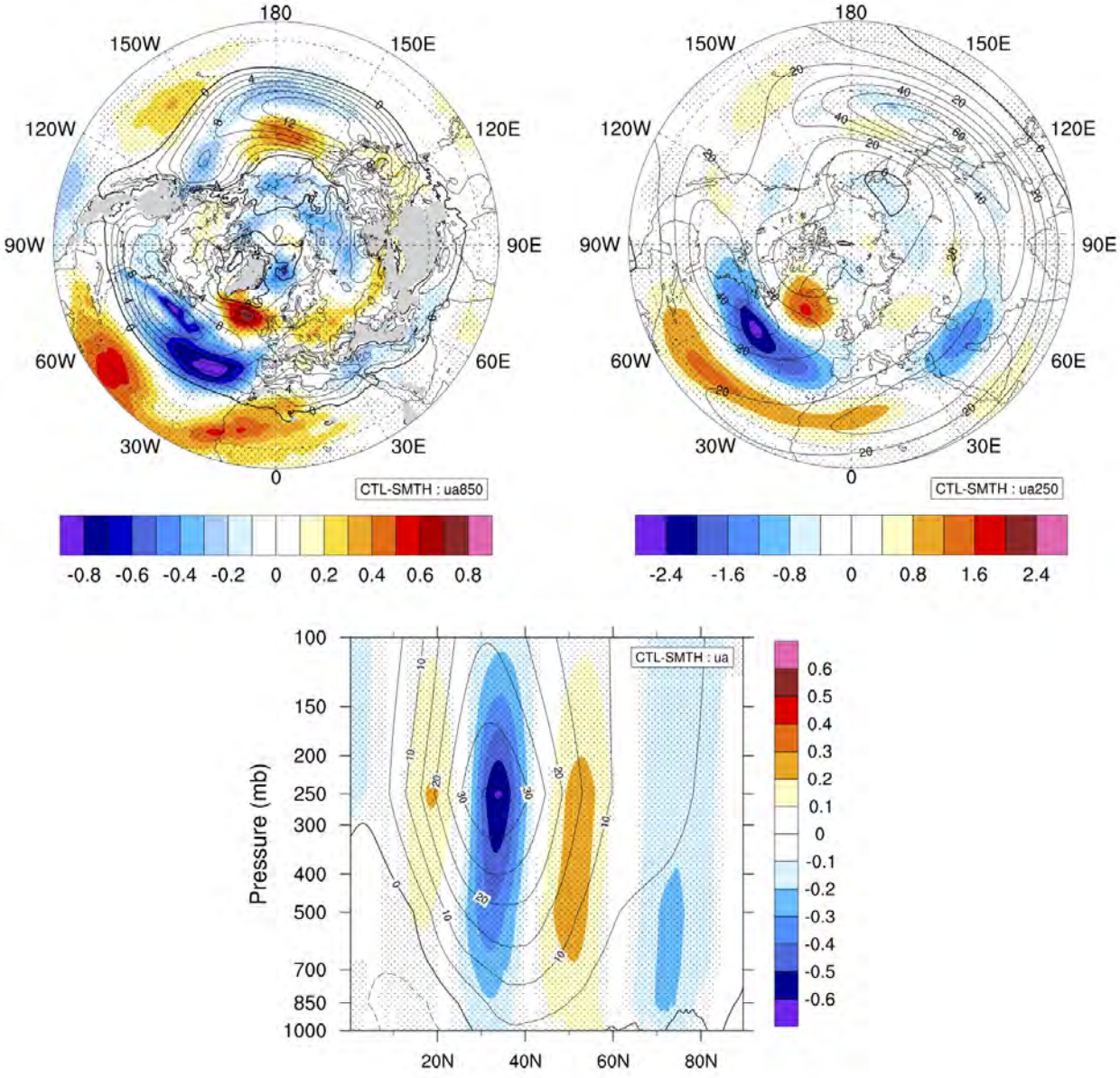

FIGURE 4.15 – (En haut) différence CTL-SMTH ; à gauche, pour le vent zonal à 850 hPa avec la climatologie de CTL en contours (de 0 à 12 tous les 2 m/s) ; à droite, pour le vent zonal à 250 hPa avec la climatologie de CTL en contours (de 10 à 70 tous les 10 m/s). (En bas) différence CTL-STMH de la moyenne zonale de la composante zonale du vent (en m/s) et la climatologie de CTL en contours (de -5 à 35 tous les 5 m/s). Les points représentent les endroits où la significativité statistique, calculée avec une méthode bootstrap, est supérieure à 95%.

4.4.2 Influence sur les régimes de temps en Atlantique Nord

Plusieurs études se sont intéressées à l'influence des fronts de SST sur les régimes de temps (Minobe et al., 2008; Piazza et al., 2016; O'Reilly et al., 2016). Ces études n'utilisent qu'un échantillon restreint de données, limitant ainsi la robustesse de leurs résultats. Notre objectif est d'analyser l'influence des fronts de SST du GS sur la variabilité basse fréquence de l'atmosphère et la circulation en Atlantique Nord associée aux régimes de temps.

L'étude des anomalies de hauteur du géopotentiel à 500 hPa pour la différence CTL-SMTH est une métrique permettant d'analyser plus en détails la réponse moyenne de la circulation atmosphérique de grande échelle. La différence CTL-SMTH de la hauteur

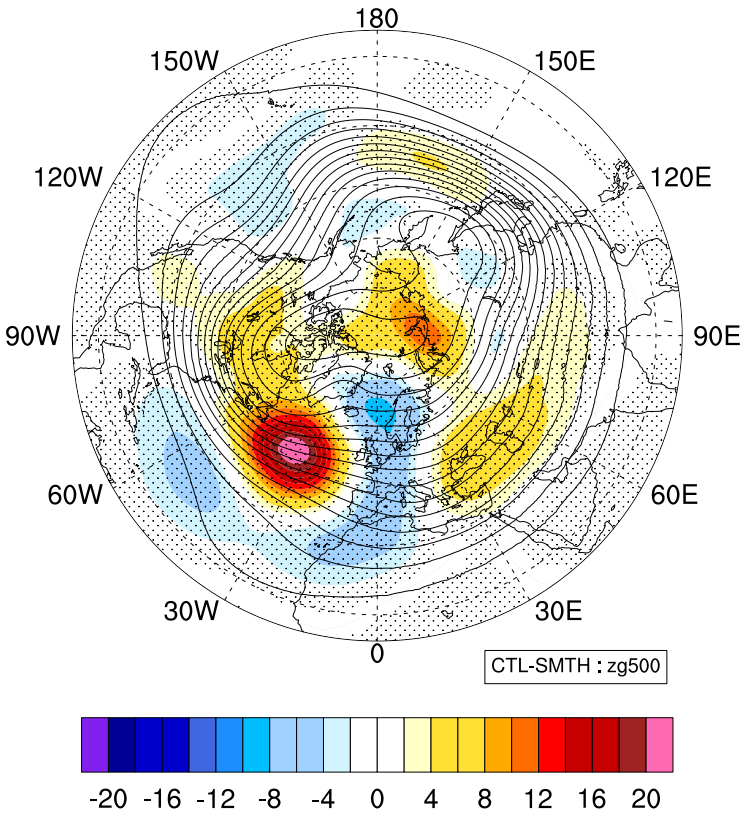

FIGURE 4.16 – Représentation de la différence CTL -SMTH de la hauteur du géopotentiel à 500 hPa (en couleurs, m) avec la climatologie de CTL en contours (de 5100 à 5800 tous les 50 m). Les points représentent les endroits où la significativité statistique, calculée avec une méthode bootstrap, est supérieure à 95%.

du géopotentiel à 500 hPa est illustrée figure 4.16. La réponse du géopotentiel à 500 hPa montre une anomalie anticyclonique sur l'Atlantique Nord. Un talweg dépressionnaire vient englober cette anomalie anticyclonique. Ce talweg s'étend de la Floride jusqu'au large de la Scandinavie où il atteint son maximum. On constate également des anomalies positives au nord de la Russie ainsi que sur la partie est du bassin méditerranéen. On observe aussi de faibles valeurs positives sur le Kuroshio. Ces réponses, bien que

faibles, sont statistiquement significatives. La réponse en géopotentiel identifiée pourrait ressembler étroitement au régime de temps Atlantic Ridge (AR) que nous avions introduit dans le Chapitre 1. C'est la première fois que cette réponse est obtenue avec ce type d'expérience de sensibilité. (O'Reilly et al., 2017) mettent en évidence une intensification du régime du blocage scandinave (SBL) pour leur expérience de sensibilité. De même pour Piazza et al. (2016), leur étude montre une faible influence de la zone de fronts de SST sur l'occurence des différents régimes de temps.

Woollings et al. (2010b) étudient le lien entre la configuration de l'eddy-driven jet et les régimes de temps en Atlantique Nord pour la réanalyse ERA40. Au régime de temps AR est associé un jet orienté vers la Scandinavie avec un affaiblissement local de son maximum au-dessus de la zone de fronts de SST par rapport à sa moyenne climatologique. En outre, Woollings et al. (2011) identifient le lien entre le décalage vers le nord de l'eddy-driven jet et la persistence de régime de la dorsale océanique, ce qui est en accord avec les résultats montrés figure 4.15.

Dans cette étude on obtient une réponse moyenne en Atlantique Nord qui ressemble fortement à la structure spatiale du régime AR. A ce stade, on pourrait se demander si cette réponse se projette vraiment sur le régime AR du modèle ARPEGE. En effet, le fait que les anomalies de hauteur du géopotentiel à 500 hPa de la figure 4.16 correspondent à un régime AR ne veut pas forcément dire que ce soit ce régime qui soit excité en réponse au filtrage de la SST de la région de fronts. Pour mieux comprendre la réponse d'ARPEGE dans l'expérience SMTH, on analyse les changements de fréquence d'occurence des régimes de temps entre CTL et SMTH. Pour cela, on effectue une décomposition en régimes de temps pour la région Nord-Atlantique. Pour ce faire, on utilise une technique de classification ou "clustering" de la hauteur du géopotentiel à 500 hPa journalier dans CTL et dans SMTH de la façon suivante :

1. On réalise une analyse en composantes principales (EOF) sur les anomalies journalières de hauteur du géopotentiel à 500 hPa pour CTL et SMTH (de façon à couvrir plus de 90% de la variance totale). Ces anomalies journalières sont obtenues par rapport à la climatologie journalière de chaque simulation.

2. Le nombre de clusters (4) est choisi au préalable puisqu'on cherche à classifier selon les 4 régimes de temps étudiés dans la littérature. A partir de la méthode de classification en "k-moyennes" (Michelangeli et al., 1995) on va déterminer les centroïdes sur l'ensemble CTL. Ces centroïdes des régimes seront utilisés pour classifier tous les jours dans CTL à partir d'un critère de similarité (basé sur la distance euclidienne).

3. Le partitionnement en "k-moyennes" est un algorithme de clustering itératif, qui cherche à trouver une convergence vers la classification la plus stable, en maximisant la variance inter-groupe et en minimisant la variance intra-groupe.

4. Une fois la classification des jours de hauteur du géopotentiel à 500 hPa pour CTL réalisée, on projette les données de SMTH (dans l'espace des EOFs) sur les centroïdes de CTL. Cela permet de classifier les jours de SMTH par rapport à la référence.

Il est important de mentionner que pour réaliser toutes ces opérations, les 10 membres de CTL et SMTH sont concaténés pour obtenir un échantillon plus conséquent. Pour la simulation CTL, la décomposition en 4 régimes de la hauteur du géopotentiel à 500 hPa est montrée dans la figure 4.17. Ces régimes sont : le régime bloquant scandinave (SBL), la phase négative de l'oscillation nord-atlantique (NAO-), la phase positive de l'oscillation nord-atlantique (NAO+) et le régime de la dorsale atlantique (AR). On observe que les régimes sont bien représentés dans ARPEGE (haute résolu-

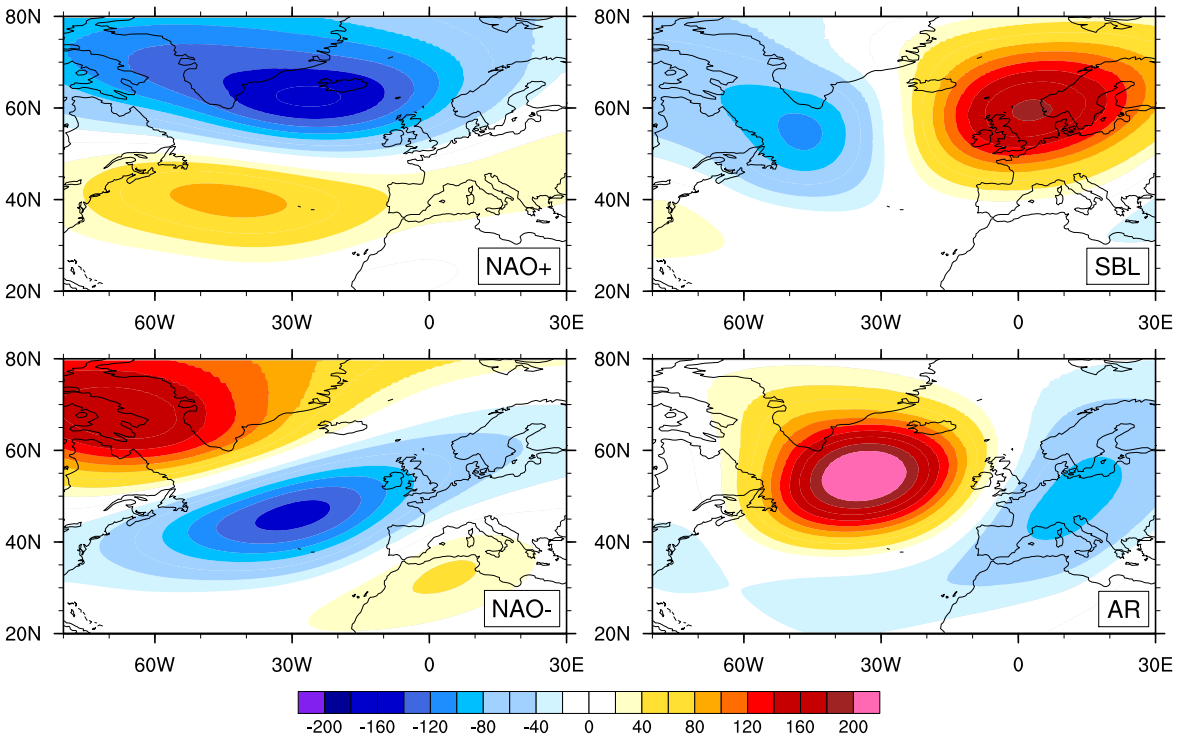

FIGURE 4.17 – Anomalies de géopotentiel à 500 hPa pour les 4 centroïdes correspondant aux 4 régimes de temps en Atlantique Nord pour CTL (en m).

tion), mais une validation plus exhaustive du modèle par rapport à une réanalyse aurait été intéressante. Les fréquences d'occurrence de chacun des régimes pour les simulations CTL et SMTH sont montrées dans la table 4.2. On montre également l'écart relatif des fréquences d'occurrence entre CTL et SMTH. Les changements relatifs des fréquences d'occurrence entre CTL et SMTH révèlent une information intéressante. On trouve en effet une réorganisation des régimes de temps en réponse au filtrage spatial du front SST, mais en termes de régime, cette réponse ne montre pas que les front induisent une augmentation du régime AR, mais au contraire une diminution. Dans CTL, les deux régimes qui sont excités sont la NAO+ et la NAO-. Par contre on trouve une diminution des régimes SBL et AR. En effet, si on représente la réponse moyenne de la hauteur du géopotentiel à 500 hPa de la figure 4.16 avec les anomalies associées au

occurrence	CTL (%)	SMTH (%)	CTL-SMTH (%)	(CTL-SMTH)/CTL x100 (%)
NAO+	28.3	25.6	2.7	9.5
NAO-	25	23.2	1.8	7.2
SBL	24.7	26.8	-2.1	-8.5
AR	22	24.4	-2.4	-10.9

TABLE 4.2 – Fréquences d'occurrence moyenne des 4 régimes pour CTL et SMTH avec l'écart relatif d'occurrence par rapport à CTL.

régime AR dans CTL, on constate qu'il ne s'agit pas tout à fait du régime AR d'AR-PEGE. L'anticyclone qu'on observe dans la réponse moyenne est décalé 15° plus au sud que l'anticyclone de l'AR du modèle. De fait on peut conclure que cette réponse moyenne peut être expliquée par une réorganisation des 4 régimes, et non pas comme une augmentation du régime AR. Ceci illustre le fait qu'il ne faille pas confondre état moyen (figure 4.16) et variabilité (figure 4.17 et table 4.2). On montre que le filtrage spatial des fronts SST entraîne des changements de fréquence d'occurrence des régimes de temps.

Ceux-ci ont une influence sur le climat en Europe notamment sur la température (Polo et al., 2013) et la précipitation (Beck et al., 2007). S'ensuit l'analyse pour l'Europe de la réponse en température et en précipitation au filtrage spatial de la zone de fronts de SST de la région du GS.

4.5 Influence des fronts de SST sur le climat en Europe

Dans le Chapitre 1 nous avons déjà parlé d'autres études portant sur l'influence des fronts de SST sur le climat en Europe avec l'utilisation d'expériences de sensibilité similaires aux nôtres. Notamment ces études ont mis en évidence l'apparition plus fréquente du régime SBL dans la région Atlantique Nord influençant notoirement les vagues de froid en Europe (O'Reilly et al., 2017). Dans cette thèse nous avons obtenu une réponse significative liée à une augmentation de la fréquence d'occurrence des régimes zonaux (NAO+, NAO-) et une diminution de la fréquence d'occurrence des régimes méridiens (SBL, AR). Pour cette raison, on se demande si, pour l'Europe, les réponses en température et en précipitation sont différentes de celles obtenues par (O'Reilly et al., 2017).

4.5.1 Réponse de la précipitation et de la température de l'air à 2 m

Nos résultats montrent qu'en filtrant les fronts de SST et la méso-échelle associée, on obtient une réponse significative et cohérente entre les routes dépressionnaires de l'Atlantique Nord et le courant jet. La réponse de la circulation atmosphérique associée est également cohérente dans la moyenne. Comme le montre la figure 4.16, cette circulation représentée par la hauteur du géopotentiel à 500 hPa est associée à un flux du nord sur l'ouest de l'Europe, transportant de l'air froid et humide des régions polaires. Inversement un flux du sud pénètre sur la région méditerranéenne. La figure 4.18 montre les résultats pour la réponse de la température de l'air à 2 m et pour la précipitation. L'air froid provenant des régions polaires entraîne une baisse des températures sur la partie ouest de l'Europe. De plus, cet air chargé en humidité favorise une hausse des précipitations sur certaines régions comme le nord de l'Ecosse, les côtes norvégiennes, la France et même le nord de l'Espagne. Vers l'est de l'Europe, un flux du sud (figure 4.16) favorise l'advection d'air chaud provenant du continent nord africain, qui entraîne une augmentation de la température moyenne pouvant atteindre 0.5°C sur les Balkans. Une advection d'humidité provenant de la Méditerranée est associée à ce flux du sud. Ceci a pour conséquence une augmentation de la précipitation moyenne sur le pourtour nord de la Méditerranée pour CTL par rapport à SMTH. Pour finir, en Turquie, des conditions anticycloniques sont associées à un hiver plus chaud et sec pour CTL. La figure 4.18 montre un résultat important : le fait de filtrer le gradient de SST et la méso-échelle océanique peut induire des changements sur le climat en Europe. Ces résultats semblent cohérents avec les résultats de la réponse de la circulation atmosphérique que nous avons trouvés (figure 4.16).

La réponse de la température de l'air à 2 m aux fronts de SST a déjà été étudiée par O'Reilly et al. (2016) : ils obtiennent un réchauffement significatif de l'ordre de 1°C sur une mince portion de la Scandinavie. Cependant, leurs résultats ne sont pas significatifs sur les autres régions d'Europe. Dans notre étude, la réponse de la température de l'air à 2 m est différente de la leur puisque la réponse la plus intense se situe au niveau des Balkans. Bien que l'ordre de grandeur de la réponse associée soit deux fois moins important dans notre étude, un échantillon plus conséquent nous permet de mieux isoler la réponse aux fronts de SST.

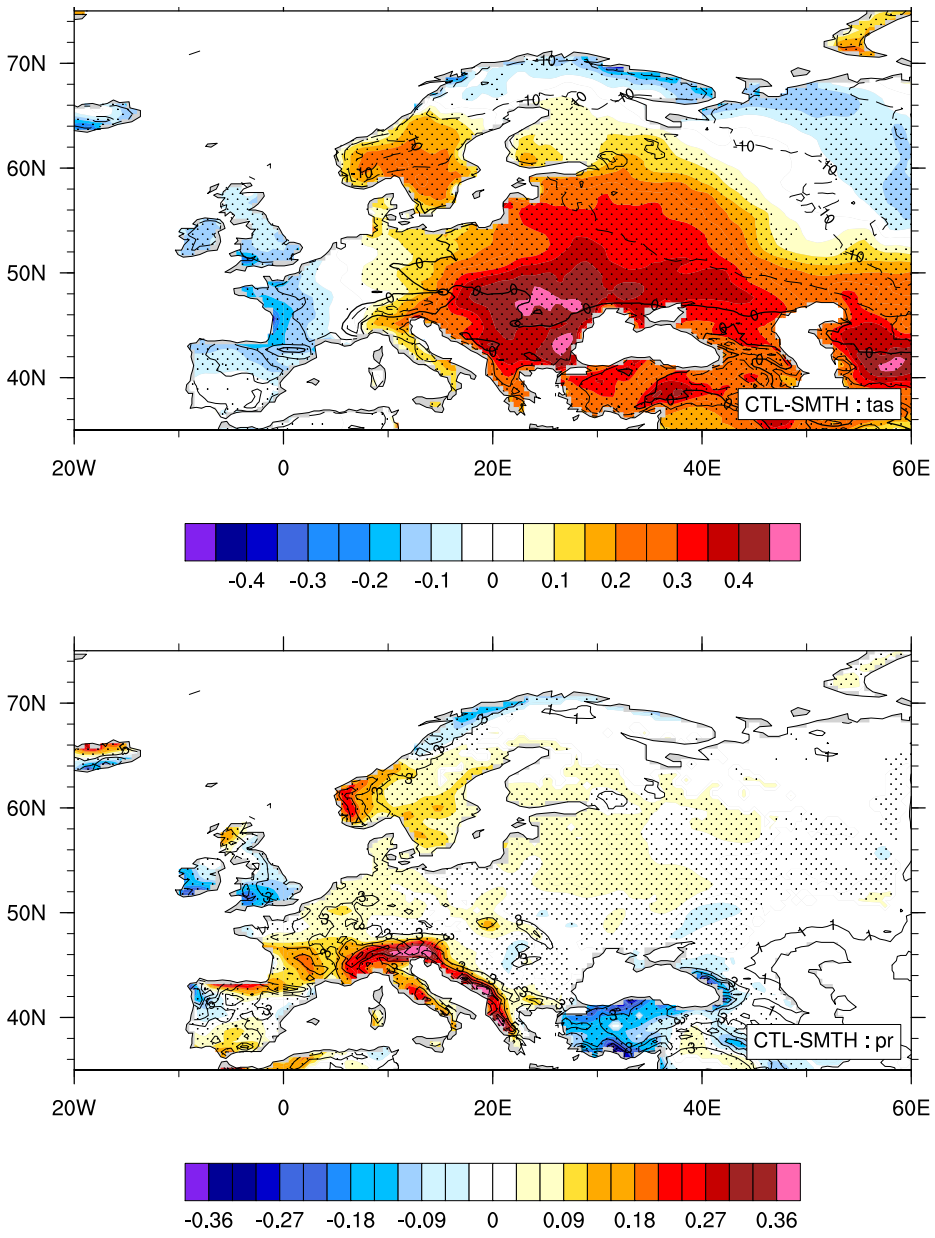

FIGURE 4.18 – Différences CTL-SMTH de la température de l'air à 2 m (haut, °) et de la précipitation (bas, mm/jour). Les contours représentent la climatologie de CTL. Les points représentent les endroits où la significativité statistique, calculée avec une méthode bootstrap, est supérieure à 95%.

Nos résultats suggèrent un rôle des fronts de SST du GS sur climat moyen en Europe. Les réponses restent faibles mais significatives d'un point de vue statistique. Notre prochain objectif est d'analyser si les extêmes de température et de précipitation (ou les queues des distributions) sont aussi impactés.

4.5.2 Influence sur les extrêmes

Dans cette section on se focalise sur les extrêmes locaux de température et de précipitation ainsi que sur leurs réponses au filtrage des SSTs de la zone de fronts. Pour cela, on détermine les déciles des PDFs de température et de précipitation pour chaque point de grille et on calcule la différence CTL-SMTH pour le premier (d1) et le dernier (d10) décile.

La température de l'air à 2 m

La figure 4.19 montre la valeur des extrêmes d1 et d10 de la température de l'air à 2 m pour l'expérience CTL et pour la différence CTL-SMTH. Les valeurs de la température de l'air à 2 m pour le d1, associées aux valeurs extrêmement froides de température au-dessus de l'Europe, varient de -32°C au nord de la Russie à 2°C au sud de l'Espagne. Pour le d1, la différence CTL-SMTH montre une réponse assez cohérente avec la moyenne (figure 4.18), avec une diminution du d1 associée à une intensification des extrêmes froids sur l'ouest de l'Europe, la Finlande et la Russie. On obtient aussi des différences positives, associées à moins d'extrêmes froids, principalement sur le pourtour méditérranéen. Les différences pour le d10 montrent une intensification des extrêmes chauds de température dans CTL par rapport à SMTH à l'est de l'Europe. Ceci est cohérent avec une diminution de la fréquence d'occurrence du régime SBL dans CTL par rapport à SMTH. Une analyse supplémentaire a montré que l'intensification des extrêmes chauds dnas CTL par rapport à SMTH pourrait également être expliqué par une intensification de la fréquence d'occurrence du régime de blocage au-dessus des Ourales dans CTL par rapport à SMTH. Pour conclure, on obtient aussi des réponses significatives pour les extrêmes de température à l'échelle locale sur l'Europe et le pourtour méditerranéen.

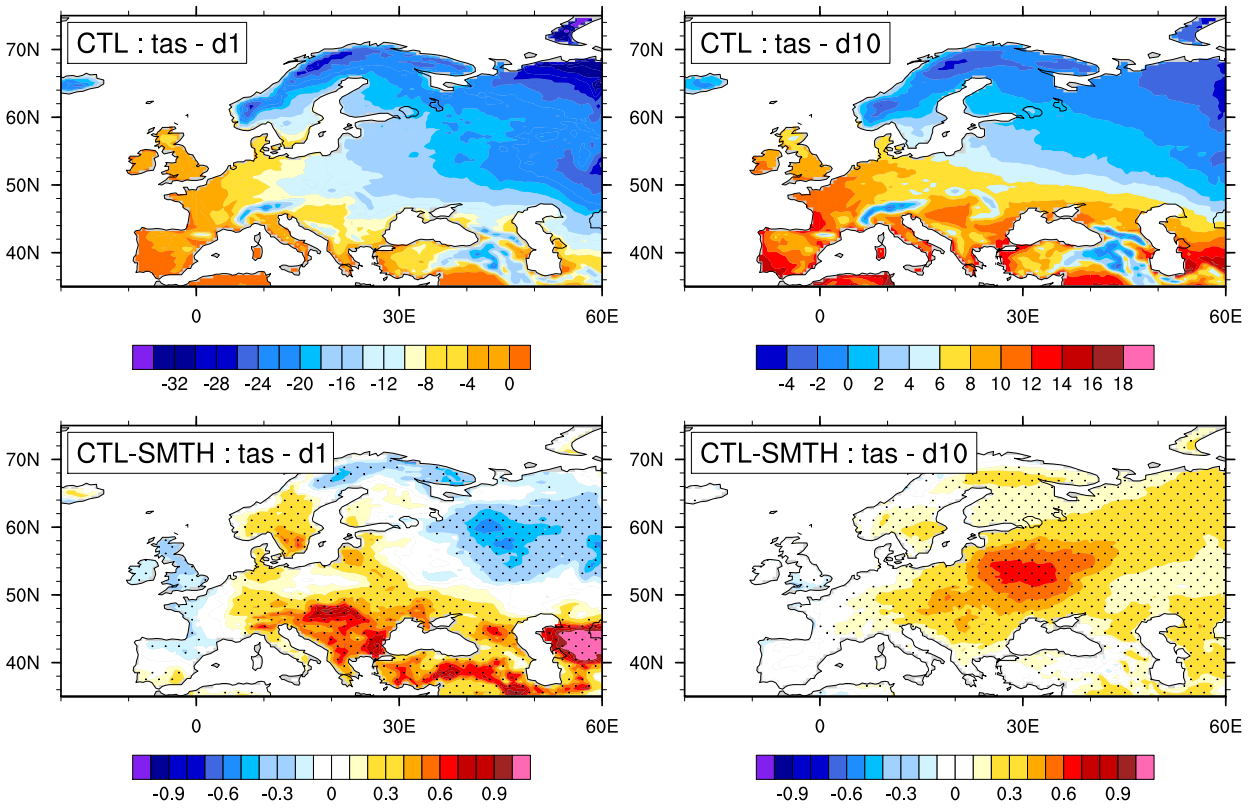

FIGURE 4.19 – Représentation du premier décile (d1, à gauche) et du dernier décile (d10, à droite) de la température de l'air à 2 m (en °C) pour CTL (en haut) et pour la différence CTL-SMTH (en bas). Les points représentent les endroits où la significativité statistique, calculée avec un t-test, est supérieure à 95%.

La précipitation

La figure 4.20 montre la valeur du d10 de la précipitation pour l'expérience CTL et pour la différence CTL-SMTH. Pour CTL, les précipitations hivernales varient de 6 mm/jour à l'intérieur des terres, comme sur la Russie, à 42 mm/jour sur les régions du pourtour méditerranéen où l'orographie est importante. La différence CTL-SMTH pour le d10 montre une réponse cohérente avec la moyenne (figure 4.18) avec une intensification des extrêmes de CTL sur les Pyrénées, le Massif central et les Alpes. En effet, un flux de sud dans CTL-SMTH, comme celui mis en évidence figure 4.16, pourrait affecter la fréquence des évènements extrêmes de précipitations. On montre ici qu'avec une atténuation des fronts de SST (SMTH) l'effet est justement de réduire ces extrêmes sur certaines régions du domaine.

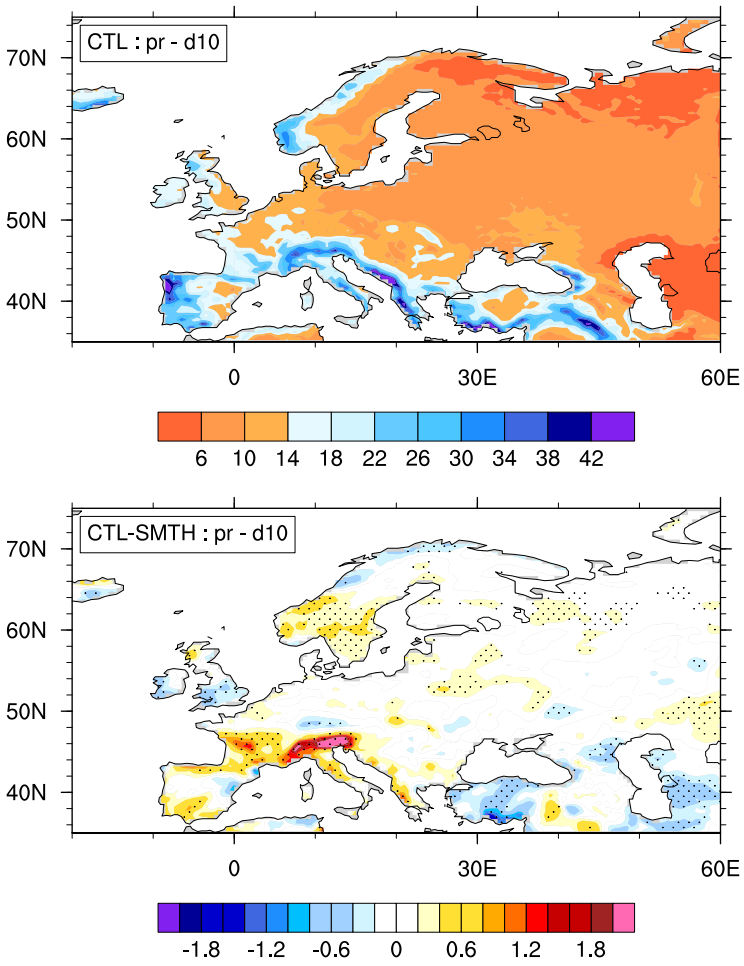

FIGURE 4.20 – Représentation spatiale du d10 de la précipitaton (en mm/jour) pour CTL (en haut) et pour la différence CTL-SMTH (en bas). Les points représentent les endroits où la significativité statistique, calculée avec un t-test, est supérieure à 95%.

4.6 Synthèse et Discussion

Pour terminer ce chapitre, nous comparons nos résultats avec ceux référencés dans la littérature et issus d'expériences analogues à la nôtre. Un tableau résumant les principales caractéristiques des expériences utilisées dans ces études est présenté dans la table 4.3.

Auteur	Modèle utilisé	SST utilisée	λ filtrage	Durée exp.
Minobe et al. (2008)	AFES 50 km	NCEP 0.5°	500 km	5 ans
Woollings et al. (2010b)	HadRM3p 50 km	Reynolds 0.25°	500 km	21 ans
Kuwano-Yoshida et al. (2010)	AFES 50 km	NCEP 0.5°	500 km	6 ans
Brachet et al. (2012)	LMD-Z 0.5°	SST renforcée % à la climatologie	-	870 jours
Small et al. (2014)	CAM5 0.5°	Reynolds 0.25°	2500 km	60 ans
Parfitt et al. (2016)	AFES 50 km	Reynolds 0.25°	500 km	20 ans
Piazza et al. (2016)	ARPEGEv5.3 50 km	Reynolds 0.25°	400 km	4x7 ans
Vannière et al. (2017)	UM7.3 12 km	ECMWF 0.25°	2500 km	1 jour
O'Reilly et al. (2016)	AFES 50 km	Reynolds 0.25°	500 km	20 ans
Notre étude	ARPEGEv6.3 50 km	GLORYS12v1 1/12°	1800x600 km	10x21 ans

TABLE 4.3 – Récapitulatif des caractéristiques des simulations type SMTH trouvées dans la littérature : article de référence, modèle atmosphérique utilisé (type AMIP) et sa résolution horizontale, jeu de SST utilisé comme condition limite de surface, diamètre caractéristique de l'échelle de filtrage pour obtenir les SSTs de SMTH, durée de l'expérience.

La réponse locale aux fronts de SST est en premier lieu visible à l'interface air-mer, pour les flux turbulents de chaleur (figure 4.6). Une intensification de l'ordre de 60% au-dessus de la partie chaude du GS est obtenue. Piazza et al. (2016) trouvent le même type de réponse à savoir une intensification comprise entre 40 et 50% avec leur étude basée sur une version antérieure d'ARPEGE. En accord avec une intensification des échanges air-mer, notre étude montre qu'en présence des fronts de SST, on multiplie par deux l'intensité de la bande de précipitation colocalisée au GS, en lien avec un renforcement du même ordre de grandeur de la convergence du vent de surface. Minobe et al. (2008) obtiennent des résultats équivalents et mettent également en avant l'importance des fronts de SST sur la bande de précipitation associée au Gulf Stream. Avec le même modèle, Kuwano-Yoshida et al. (2010) obtiennent le même résultat. Ils mettent également en avant une intensification de la convergence du vent de surface dans la moyenne hivernale.

Dans notre étude, nous mettons également en évidence l'influence d'une intensification des fronts de SST sur les rails dépressionnaires. Nous observons une faible intensification locale mais significative, sur toute la colonne comprise entre 3% à 850 hPa et 2.5% à 500 hPa. Nous montrons également un décalage significatif des routes dépressionnaires vers le nord, avec notamment un nombre de dépressions plus important arrivant sur le nord de l'Europe. Avec une métrique eulérienne ne retenant que la composante synoptique de la variance du vent, Small et al. (2014) identifient sur le GS une intensification significative des routes dépressionnaires sur toute la troposphère de l'ordre de 4%, et ce pour tous les niveaux verticaux. Notons que pour caractériser les rails de dépressions, il peut y avoir une sensibilité au type de métrique utilisée. En

effet, ici nous utilisons la méthode de la différence journalière qui est expliquée dans le chapitre 1. Small et al. (2014) utilisent un filtre temporel pour isoler la variabilité synoptique (2-7 jours). Nous avons refait le calcul avec la même méthode : nous obtenons en effet une intensification de l'activité dépressionnaire de l'ordre de 5% sur le GS dans CTL par rapport à SMTH. Il existe également des métriques lagrangiennes basées sur des algorithmes de suivi des dépressions. En utilisant un algorithme de suivi automatique pour détecter le maximum du tourbillon relatif à 850 hPa, Woollings et al. (2010b) montrent une intensification moyenne des routes dépressionnaires sur le GS. Mais plus localement, ils constatent une augmentation du nombre de dépressions traversant le secteur chaud de la zone de fronts, contrastée par une diminution du nombre de dépressions passant sur la partie froide. Piazza et al. (2016) obtiennent des résultats analogues avec la méthode de suivi automatique développée à Météo-France (Ayrault et al., 1995).

On obtient une intensification locale du transport de chaleur associé aux tourbillons atmosphériques de l'ordre de 8% à 850 hPa à 13% à 250 hPa. Pour le transport d'humidité on obtient aussi une intensification de 10% à 850 hPa à 14% à 250 hPa. Small et al. (2014) identifient, en lien avec l'intensification des routes dépressionnaires, une augmentation locale significative des flux de chaleur transportés par les tourbillons de l'ordre de 12% 850 hPa à 9% à 250 hPa et pour l'humidité de 15% à 850 hPa. O'Reilly et al. (2017) obtiennent pour le transport de chaleur à 850 hPa une augmentation d'environ 25%. Les différences entre toutes ces études sont surtout situées dans la couche limite. Elles pourraient être attribuées aux différences dans le protocole expérimental, à l'échantillonnage, mais également au fait que les modèles d'atmosphère utilisés sont différents.

L'élargissement du courant jet (figure 4.15) est en accord avec le résultat obtenu pour les routes dépressionnaires (figure 4.11). En région Nord-Atlantique, on constate un élargissement du jet avec une atténuation peu marquée mais significative vers son maximum climatologique ainsi qu'une différence plus marquée au milieu du bassin, de l'ordre de 8%. L'élargissement du jet en réponse à la zone de fronts de SST est également présent dans l'étude menée par Piazza et al. (2016) mais leurs résultats ne sont pas significatifs dans le reste du bassin nord-atlantique. Notre résultat est contrasté par celui de O'Reilly et al. (2017) qui mettent un évidence uniquement un décalage vers le nord du jet avec une métrique basée sur l'étude de sa variabilité latitudinale développée par Woollings et al. (2010a).

En général, pour les caractéristiques des routes dépressionnaires ainsi que pour le courant jet, nos résultats sont significatifs sur la quasi intégralité du bassin nord-atlantique de même que sur d'autres parties de l'hémisphère nord. Les résultats des autres études ne sont que très rarement significatifs, ceci étant probablement dû au nombre d'années limité dont ils disposent pour leurs expériences de sensibilité.

L'influence des fronts de SST sur les régimes de temps a montré une réponse

significative sur la fréquence d'occurrence de tous les régimes de temps : la présence des fronts de SST provoque une augmentation de la fréquence d'occurrence des régimes zonaux NAO+ (+2.7%) et NAO- (+1.8%). En contrepartie on constate une diminution de la fréquence d'occurrence des régimes AR (-2.4%) et SBL (-2.1%). Ce dernier résultat vient contraster ceux obtenus par les études précédentes qui montrent principalement une augmentation de la fréquence d'occurrence liée au régime SBL de +5% pour O'Reilly et al. (2016) et de +2% pour Piazza et al. (2016). En outre, cela montre que l'influence des fronts de SST sur les régimes de temps et la circulation atmosphérique de grande échelle est encore largement méconnue. Les résultats obtenus pourraient dépendre de la SST utilisée en forçage, du type de filtrage et du modèle utilisé.

Alors que O'Reilly et al. (2016) mettent en évidence une augmentation des épisodes de blocage en présence des fronts de SST, ils étudient l'impact des fronts de SST sur le climat en Europe pour ces épisodes en particulier : ils constatent une baisse de températures sur les parties ouest et nord-ouest de l'Europe pouvant atteindre -0.5° et un réchauffement sur la partie est de l'Europe au-dessus de l'Ukraine pouvant aller jusqu'à 0.5°. De plus, ils montrent l'influence significative des fronts de SST sur les épisodes de vagues de froid. Leur étude montre que ces dernières sont plus nombreuses sur la partie nord de l'Europe centrale et les Balkans, et moins nombreuses sur l'Europe de l'est, la péninsule Ibérique et l'Anatolie. Dans notre étude nous avons choisi d'étudier les extrêmes de température pour tous les jours d'hiver. Ainsi nos résultats ne sont pas directement comparables avec ceux obtenus par O'Reilly et al. (2016). Nous observons néanmoins des résultats contraires aux leurs pour les extrêmes froids de température sur la quasi-intégralité de l'Europe sauf en Anatolie où on obtient également une diminution des vagues de froid en présence des fronts de SST. Cette comparaison est à prendre avec précaution puisque nous n'utilisons pas la même métrique, la leur se basant sur une définition de la vague de froid comme étant un intervalle de 5 jours consécutifs où la température est comprise dans le premier décile (d1) en chaque point.

Dans ce chapitre, avec le modèle ARPEGE et des expériences de sensibilité nous avons mis en évidence que les fronts de SST pouvaient avoir une influence sur la circulation atmosphérique de grande échelle ainsi que sur le climat en Europe. Cette influence reste faible, en raison de la forte variabilité atmosphérique des moyennes latitudes en hiver, mais elle reste cependant significative.

Conclusions et Perspectives

Dans cette thèse, nous nous sommes attachés à comprendre le rôle des fronts de température de surface de l'océan (SST) et de la fine échelle associée, dans les interactions océan-atmosphère dans la région du Gulf Stream. En effet, le Gulf Stream est connu pour son rôle dans le transport océanique de chaleur de l'équateur aux pôles. En plus, il a été suggéré que les fronts de SST du Gulf Stream pourraient avoir une influence sur le climat à l'échelle locale mais aussi dans les régions plus éloignées. Cet impact aurait comme origine la réponse de la couche limite atmosphérique (MABL) aux fronts de SST et la variabilité de méso-échelle océanique présente dans le Gulf Stream. Néanmoins, les processus physiques qui contribuent à la réponse de la MABL aux fronts de SST, et les mécanismes par lesquels cette réponse pourrait influencer la troposphère libre sont à ce jour mal connus. Le développement des observations satellitaires et l'amélioration des modèles climatiques, notamment la capacité d'utiliser des modèles à plus haute résolution, a permis une grande avancée dans la compréhension de tous ces mécanismes. Par contre, il existe encore de nombreuses questions ouvertes. En particulier on trouve peu de consensus sur le rôle respectif des mécanismes dans la MABL, sur le rôle des perturbations synoptiques dans une région de forte baroclinicité comme le Gulf Stream, et aussi sur les processus qui pourraient expliquer l'impact des fronts de SST au-delà de la MABL. Cette thèse s'inscrit dans ce cadre. Un de ses objectifs est de mieux comprendre la réponse locale de l'atmosphère aux fronts de SST, non seulement dans la couche limite, mais aussi dans la troposphère libre. Un deuxième objectif de cette thèse est d'étudier l'influence des fronts de SST du Gulf Stream sur les régions plus éloignées (i.e. sur l'Atlantique Nord et l'Europe). Pour répondre à ces questions, nous avons utilisé de nombreux jeux d'observations ainsi que des réanalyses atmosphériques. Nous avons aussi utilisé la dernière version du modèle d'atmosphère global ARPEGEv6 développé pour l'exercice CMIP6, dans ses deux configurations, basse résolution (130 km) et haute résolution (50 km). Dans cette thèse, nous nous sommes focalisés sur la saison hivernale, lorsque les contrastes air-mer et les échanges de chaleur entre l'atmosphère et l'océan sont les plus importants.

Dans un premier temps, nous avons résumé dans le Chapitre 1 les travaux précédents consacrés à l'influence de l'océan sur l'atmosphère. Nous avons souligné que les mécanismes qui pourraient expliquer cette influence dépendent de l'échelle spatiale et temporelle considérées. Dans cette thèse, on s'intéresse à l'influence des fronts de SST sur l'atmosphère. La réponse de la MABL à cette variabilité océanique de fine échelle se manifeste principalement par des changements de la divergence et du

rotationnel du vent à la surface. Nous avons étudié les deux mécanismes principaux qui ont été proposés pour expliquer cette réponse de la MABL aux fronts de SST : le PAM (Pressure Adjustment Mechanism ou Mécanisme d'ajustement de pression), et le VMM (Vertical Mixing Mechanism ou Mécanisme de mélange vertical). Nous avons aussi réalisé un état de l'art des différents mécanismes proposés et par lesquels le forçage induit par la méso-échelle océanique pourrait avoir un impact sur la troposphère, comme le rôle des dépressions extratropicales et les fronts atmosphériques.

Dans le Chapitre 2, nous avons introduit les différentes méthodologies utilisées dans cette thèse pour isoler la petite échelle océanique et nous avons réalisé une première validation du modèle ARPEGE dans ses deux configurations. Pour cela, nous avons analysé des simulations dans lesquelles ARPEGE est forcé par des données de SST de la réanalyse haute résolution HadISST (1/4°). Les expériences haute (HR) et basse (LR) résolution comprenaient chacune 10 membres dans le but de mieux représenter la variabilité interne de l'atmosphère et augmenter la robustesse statistique des résultats. Les résultats obtenus ont été comparés à des données observationnelles et à des réanalyses atmosphériques. A l'aide de ces différentes méthodologies, nous avons étudié l'influence des fronts de SST de la région du Gulf Stream sur la MABL pour diverses échelles de temps. Les résultats obtenus ont montré que l'influence des fronts de SST sur la MABL et les mécanismes PAM et VMM étaient bien représentés dans le modèle ARPEGE. Notamment, les différences obtenues dans les deux configurations d'ARPEGE semblent petites en comparaison avec la grande incertitude observationnelle. Ensuite, nous nous sommes focalisés sur les processus ayant lieu dans la troposphère, en particulier sur la représentation du rail des dépressions par les modèles. Les analyses ont permis de mettre en évidence que l'augmentation de la résolution du modèle ARPEGE ne corrige pas le biais zonal décrit dans les versions précédentes du modèle. Par contre, l'analyse des rails dépressionnaires a montré que même si le biais de zonalité persiste dans le modèle en aval de la zone de front, la version HR d'ARPEGE représente mieux les mécanismes associés à la zone de fronts en comparaison avec la version LR du modèle, notamment pour la baroclinicité en basse couche et le courant jet d'altitude.

Une fois que la validation de premier ordre du modèle ARPEGE a été réalisée, nous nous sommes focalisés sur les processus dans la MABL : les mécanismes PAM et VMM et l'importance relative de chacun de ces mécanismes pour générer de la divergence du vent en surface. Comme dit précédemment, ce point est encore un sujet de controverse dans la communauté. De plus, les études passées se sont principalement focalisées sur des échelles de temps supérieures au mois, pour lesquelles les perturbations liées à l'activité synoptique ne sont pas prises en compte (Minobe et al., 2008; Chelton and Xie, 2010). Cependant, plusieurs travaux ont souligné l'importance possible de la variabilité synoptique pour moduler la contribution du PAM et VMM (Brachet et al., 2012; Nelson and He, 2012; O'Neill et al., 2017).

Dans cette thèse nous avons abordé cette question dans le Chapitre 3. Les ensembles HR et LR et la nouvelle réanalyse atmosphérique globale ERA5 ont été analysés. Ce chapitre a été présenté sous la forme d'un article soumis à Journal of Climate. Pour

identifier le rôle des évènements synoptiques, nous avons utilisé une classification basée sur la distribution statistique des valeurs de flux turbulents sur la région du Gulf Stream (Parfitt and Czaja, 2016). Nous avons montré que durant les épisodes de faibles flux de chaleur turbulents associés à des évènements anticycloniques (60% d'occurrence), les mécanismes VMM et PAM sont principalement actifs dans la région des Grands Bancs au large de Terre-Neuve où ils génèrent de la divergence du vent en surface. Au contraire, lorsque les échanges de flux de chaleur turbulents sont intenses, i.e. durant des évènements cycloniques (40% d'occurrence), le VMM est principalement actif près de la côte est américaine où il génère de la divergence du vent en surface, tandis que l'empreinte du PAM est associée à la zone de convergence principale du Gulf Stream, au centre du bassin nord-atlantique. Ces résultats ont illustré le rôle prépondérant de la circulation atmosphérique et du régime de vent associé sur les mécanismes PAM et VMM. Nous avons montré que les modèles surestiment les flux turbulents et les vents sur la région du Gulf Stream, ainsi que l'influence du PAM et du VMM en comparaison avec la réanalyse ERA5. Dans cette étude, nous avons également souligné l'influence prépondérante sur toute la troposphère des évènements cycloniques. Ces analyses ont permis également de montrer que le modèle LR opérant à 140 km de résolution reproduit de manière satisfaisante les mécanismes dans la MABL. En effet, nous avons trouvé peu d'impacts liés à l'augmentation de la résolution horizontale d'ARPEGE dans cette analyse. Les faibles différences trouvées entre LR et HR peuvent par ailleurs être dues à d'autres mécanismes que ceux liés aux interactions océan-atmosphère dans le Gulf Stream.

Pour cette raison et pour bien isoler l'influence des fronts de SST, nous avons réalisé des expériences de sensibilité dans lesquelles les SSTs ont été filtrées spatialement uniquement sur la région du Gulf Stream. Nous avons réalisé deux expériences avec le modèle ARPEGE-HR : la première expérience appelée CTL, utilise comme forçage de SST la réanalyse GLORYS12 à très haute résolution (1/12°). La deuxième, appelée SMTH, utilise comme forçage les mêmes SSTs que CTL sauf dans la région du Gulf Stream où les SSTs sont lissées uniquement sur la zone de front. C'est la première fois que ce type d'expérience est réalisé avec des SSTs à si haute résolution. Dans un premier temps, une comparaison entre l'expérience CTL et HR a été réalisée. Les résultats ont montré que la divergence / convergence du vent de surface sur le Gulf Stream, ainsi que l'instabilité de la MABL, étaient amplifiées dans CTL par rapport à HR. Ensuite, nous avons étudié l'influence des fronts de SST sur l'atmosphère en comparant les expériences CTL et SMTH. Il est important de noter que dans le cadre de cette thèse, nous avons produit 10 membres de 21 ans pour chacune des expériences afin de mieux représenter la variabilité interne et pour augmenter la robustesse statistique de la réponse. C'est la première fois qu'un échantillon de cette taille est réalisé pour ce type d'expériences de sensibilité. En réponse au filtrage spatial de la SST, on obtient pour SMTH une redistribution spatiale des flux de chaleur turbulents sur la région des fronts de SST avec une forte diminution sur la partie chaude de la zone de fronts de SST et une augmentation sur la partie froide. La réponse de la couche limite a été caractérisée à l'aide de métriques de stabilité. L'étude de l'influence du lissage des fronts sur le MABL a montré, en accord avec la littérature existante (Minobe et al.,

2008; Kuwano-Yoshida et al., 2010), une disparition complète de la divergence dans la moyenne, tandis que la zone de convergence principale du Gulf Stream et la bande de précipitations associée ont été réduites de moitié dans SMTH. Nous avons étudié les mécanismes de la MABL et nous avons montré que le VMM était fortement atténué en absence des fronts de SST. En revanche l'empreinte du PAM reste présente lors d'épisodes cycloniques sur la zone de convergence principale du Gulf Stream. Nous avons également quantifié l'influence des fronts de SST sur la baroclinicité et sur les routes dépressionnaires en Atlantique Nord. La réponse des routes dépressionnaires est faible, mais reste significative. L'amplitude de la réponse est comparable à d'autres études qui ont réalisé des expériences similaires, mais qui ne bénéficiaient pas d'un échantillon aussi grand que le nôtre (Woollings et al., 2010b; Small et al., 2014). Nos résultats ont montré qu'en présence des fronts de SST, les routes dépressionnaires sont légèrement plus intenses au-dessus du Gulf Stream (3%). Nous avons montré que ceci est principalement expliqué par la réponse du taux de croissance barocline mesuré par le paramètre de l'EGR. Nous avons réalisé une décomposition de l'EGR qui permet d'isoler l'effet du gradient méridien de température de celui de la stabilité statique. Les deux effets s'avèrent être opposés, avec une diminution du gradient méridien de température mais une augmentation de la stabilité statique dans SMTH par rapport à CTL. Ceci se traduit par des changements très faibles de la baroclinicité. L'effet de l'augmentation de la stabilité statique (couche limite plus instable) dans SMTH peut s'expliquer par le fort filtre spatial appliqué au gradient de SST. En effet en moyenne, les SSTs sont plus chaudes pour SMTH sur la partie froide de la zone de fronts, ce qui induit une augmentation des instabilités. Nous avons analysé les transports induits par les tourbillons associés aux rails dépressionnaires et montré dans CTL une augmentation pour le transport de chaleur (8%) et d'humidité (8.9%) vers le nord en présence des fronts de SST. On trouve aussi un léger décalage vers le nord des routes dépressionnaires en aval de la région du Gulf Stream. Ces résultats sont en accord avec un élargissement du courant jet dans la région Nord-Atlantique. Une réponse du courant jet a aussi été identifiée pour la première fois dans le Pacifique, mais les mécanismes à l'origine de cette réponse restent à élucider. En lien avec les changements du courant jet et les routes dépressionnaires, l'influence des fronts sur la circulation atmosphérique en Atlantique Nord a été étudiée. La réponse moyenne de la hauteur du géopotentiel à 500 hPa (Z500) révèle une structure spatiale qui ressemble fortement au régime de la dorsale atlantique. Par contre, nous avons étudié la réponse en terme de changements de fréquence d'occurrence des régimes de temps. Nous avons montré que le filtrage des SSTs provoque une redistribution complète de la fréquence d'occurrence des régimes de temps, avec une diminution des régimes zonaux (NAO+, NAO-) et une augmentation de la fréquence d'occurrence des régimes de blocage et de la dorsale atlantique (BL, AR). Les incohérences identifiées entre la réponse moyenne du Z500 et celle des régimes de temps peuvent être expliquées par le fait qu'il faille distinguer l'état moyen (réponse en Z500) et la variabilité (réponse des régimes de temps). Néanmoins, les réponses significatives des régimes de temps sont cohérentes avec les changements de circulation. Ce résultat vient contraster ceux obtenus dans les études précédentes qui ont trouvé soit une influence non significative des fronts de SST sur les régimes de temps (Piazza

et al., 2016), soit une augmentation de la fréquence d'occurrence du régime de blocage (O'Reilly et al., 2016).

La réponse de la circulation atmosphérique au lissage des SSTs de la zone de fronts suggère que celui-ci pourrait avoir une influence sur le climat en Europe. Nous avons analysé les réponses moyennes en terme de température et de précipitations en hiver. Nous avons trouvé que ces réponses sont cohérentes avec la réponse de la moyenne de la hauteur du géopotentiel à 500 hPa. Un flux du nord provenant des régions polaires sur l'ouest de l'Europe provoque une diminution des températures dans ces régions et une hausse des précipitations sur les régions côtières. Par ailleurs, un flux du sud provenant de l'Afrique et dirigé vers l'Europe centrale et les régions plus à l'est entraîne une augmentation des températures dans ces régions et des précipitations sur les régions à haut relief sur le pourtour méditerranéen. Notre étude a également permis de mettre en évidence une influence des fronts de SST dans les extrêmes de température et de précipitations.

Des perspectives pour aller plus loin dans les analyses sont envisageables. Afin de mieux comprendre l'influence des fronts de SST sur les dépressions atmosphériques, il aurait été intéressant d'utiliser un algorithme lagrangien de suivi des dépressions, ce qui aurait permis de mieux isoler les systèmes dépressionnaires et d'analyser des changements possibles dans leur cycle de vie ou d'intensité. Une perspective serait ainsi d'utiliser l'algorithme proposé par (Ayrault et al., 1995). On pourrait aussi étudier les modifications dans les déferlements d'ondes de Rossby induits par le filtrage des SSTs de la zone de fronts. En effet, en aval de la région du Gulf Stream, les dépressions gagnent en énergie et rétroagissent sur le courant-jet. Cette rétroaction se fait par l'intermédiaire du déferlement des ondes de Rossby dans la haute troposphère et qui joue un rôle déterminant dans la variabilité basse fréquence de l'atmosphère comme l'oscillation nord-atlantique (Strong and Magnusdottir, 2008). Michel and Rivière (2011) ont même montré que le déferlement des ondes de Rossby pouvait affecter la transition préférentielle d'un régime de temps à autre. Ainsi, l'étude du déferlement des ondes de Rossby permettrait de mieux expliquer les changements des fréquences d'occurrence des régimes de temps constatés dans nos expériences de sensibilité. En effet, Rivière (2009) montre dans leur étude que les variations latitudinales de la baroclinicité en basse couche pourraient directement impacter le déferlement des ondes de Rossby. Dans notre étude, nous avons vu que la présence du front modifiait certes peu la baroclinicité en basse couche en moyenne sur la région du Gulf Stream, mais cependant la présence du front affecte de manière conséquente la baroclinicité latitudinale sur l'ensemble de la région Atlantique Nord (figure 4.13).

Pour mieux approfondir les mécanismes par lesquels les fronts de SST peuvent influencer la troposphère dans la région du Gulf Stream, il aurait été intéressant d'utiliser l'approche de (Vannière et al., 2017) et d'étudier le rôle des fronts atmosphériques. Cela permettrait de mieux comprendre les faibles différences trouvées entre les deux versions d'ARPEGE. Dans cette thèse nous avons travaillé avec des données en moyenne journalière, rendant ainsi impossible la visualisation des fronts froids atmosphériques liés aux cyclones extratropicaux qui ont besoin d'être étudiés avec des échelles temporelles

plus petites (6 heures à minima). Avec des données à plus haute fréquence, en dépit d'un échantillon plus faible (moins de membres), il serait envisageable d'appliquer la méthode de Parfitt et al. (2017) pour détecter ces fronts.

Une autre perspective est la possibilité d'utiliser des modèles couplés océan-atmosphère, comme dans le cas de Small et al. (2019). Le protocole expérimental pour filtrer le gradient de SST est cependant plus complexe en couplé. Dans ce type d'expérience on filtre au niveau du coupleur (OASIS dans notre cas) la composante de SST transmise à l'atmosphère. Cependant, les questions motivant l'utilisation de telles expériences ne sont pas les mêmes que celles justifiant l'utilisation d'expériences de sensibilité forcées en surface. En effet, sur le long terme, le lissage des SSTs dans un modèle couplé peut induire des changements sur la circulation atmosphérique et océanique. Ainsi les téléconnexions potentielles avec les fronts de SST seraient plus complexes à étudier en couplé qu'en forcé. De plus, dans une configuration forcée il faut prendre en compte les biais des SSTs du modèle couplé et le mauvais positionnement du Gulf Stream. Une analyse préliminaire du modèle couplé CNRM-CM6 LR et HR indique cependant que les échanges de flux de chaleur turbulents dans la région du Gulf Stream sont plus réalistes dans les modèles couplés que dans les configurations atmosphériques forcées.

Nous soulignons enfin les points d'amélioration possibles en perspective de cette thèse. Afin de maximiser l'échantillonnage pour la comparaison entre les modèles et les réanalyses, nous avons considéré la réanalyse ERA5 sur l'intégralité de la période disponible (1980-2017). La réanalyse ERA5 a cependant montré une sous-estimation du module du vent et de la divergence du vent de surface en comparaison avec d'autres jeux de données tels que QuikSCAT ou CCMP. Nous rappelons ici que la réanalyse ERA5 est corrigée par les données observationnelles QuikSCAT et ASCAT (successeur de QuikSCAT) sur la période 2000-2017. Il aurait ainsi été intéressant de répéter les analyses des chapitres 2 et 3 sur la période 2000-2017 afin d'évaluer la sensibilité des résultats aux données de correction appliquées à ERA5.

Des perspectives d'amélioration sont également envisageables pour le filtrage des fronts de SST. En effet, il aurait été intéressant de développer une méthodologie de filtrage des structures de méso-échelle permettant de conserver le gradient de grande échelle. Une autre possibilité serait de séparer le rôle du front de SST de celui des tourbillons de méso-échelle. Le rôle des tourbillons de SST a été étudié dans un cadre plus idéalisé (Foussard, 2018; Lambaerts et al., 2013), mais on pourrait envisager de le faire dans une approche plus réaliste.

Enfin, dans cette thèse, nous nous sommes focalisés sur l'hiver et sur la région du Gulf Stream. Il serait intéressant d'étudier d'autres saisons en développant des métriques adaptées et de considérer d'autres régions de fronts de SST telles que le Kuroshio ou le courant des Aiguilles.

Liste des acronymes

AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project ou Projet d'intercomparaison des modèles atmosphériques
AR	Atlantic Ridge ou Dorsale atlantique
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
ASII	Air-Sea Interaction Index ou Indice pour les interactions océan-atmosphère
CTL	ConTroL experiment ou Expérience haute résolution forcée par GLORYS12
CW-SST	CrossWind-SST gradient ou Composante du gradient de SST perpendiculaire l'écoulement
DJF	Décembre-Janvier-Février
DW-SST	DownWind-SST gradient ou Composante du gradient de SST dans le sens de l'écoulement
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ou Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme
EOF	Empirical Orthogonal Function ou Fonction empirique orthogonal
EGR	Eady Growth Rate ou Taux de croissance d'Eady
GLORYS12	1/12° GLObal ReanalYsiS ou Réanalyse globale au 1/12°
GS	Gulf Stream
HadISST	Hadley centre sea Ice and Sea Surface Temperature data set ou Jeu de données de température de surface de l'océan et de concentration en glace de mer issues du Centre Hadley
HighResMIP	High Resolution Model Intercomparison Project ou Projet visant l'intercomparaison des modèles haute résolution
HR	High Resolution ou Expérience haute résolution forcée par HadISST
IFS	Integrated Forecasting System ou Système de prévision integré
JJA	Juin-Juillet-Août
LAP(SLP)	Sea Level Pressure laplacian ou Laplacien de la pression au niveau de la mer
LHF	Latent Heat Flux ou Flux de chaleur latente

LR	Low Resolution ou Expérience basse résolution forcée par HadISST
MABL	Marine Atmospheric Boundary Layer ou Couche limite atmosphérique marine
NAO	North Atlantic Oscillation ou Oscillation nord-atlantique
PAM	Pressure Adjustment Mechanism ou Mécanisme d'ajustement de pression
PDF	Probability Density Function ou Fonction densité de probabilité
PRIMAVERA	PRocess-based climate sIMulation : AdVances in high-resolution modelling and European climate Risk Assessment
SBL	Scandinavian BLocking ou Blocage scandinave
SHF	Sensible Heat Flux ou Flux de chaleur sensible
SMTH	SMooTHed experiment ou Expérience haute résolution forcée par GLORYS12 lissée
SST	Sea Surface Temperature ou Température de surface de l'océan
THF	Turbulent Heat Flux ou Flux de chaleur turbulents
VMM	Vertical Mixing Mechanism ou Mécanisme de mélange vertical

Bibliographie

Alexander, M. A. and Deser, C. (1995). A mechanism for the recurrence of wintertime midlatitude sst anomalies. *Journal of physical oceanography*, 25(1) :122–137.

Alexander, M. A. and Penland, C. (1996). Variability in a mixed layer ocean model driven by stochastic atmospheric forcing. *Journal of Climate*, 9(10) :2424–2442.

Atlas, R., Hoffman, R. N., Ardizzone, J., Leidner, S. M., Jusem, J. C., Smith, D. K., and Gombos, D. (2011). A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(2) :157–174.

Ayrault, F., Lalaurette, F., Joly, A., and Loo, C. (1995). North atlantic ultra high frequency variability : An introductory survey. *Tellus A*, 47(5) :671–696.

Beck, C., Jacobeit, J., and Jones, P. (2007). Frequency and within-type variations of large-scale circulation types and their effects on low-frequency climate variability in central europe since 1780. *International Journal of Climatology : A Journal of the Royal Meteorological Society*, 27(4) :473–491.

Bellucci, A., Athanasiadis, P. J., Scoccimarro, E., Ruggieri, P., Gualdi, S., Fedele, G., Haarsma, R. J., Garcia-Serrano, J., Castrillo, M., Putrahasan, D., et al. (2021). Air-sea interaction over the gulf stream in an ensemble of highresmip present climate simulations. *Climate Dynamics*, pages 1–19.

Bentamy, A. and Fillon, D. C. (2012). Gridded surface wind fields from metop/ascat measurements. *International journal of remote sensing*, 33(6) :1729–1754.

Berrisford, P., Dee, D., Fielding, K., Fuentes, M., Kallberg, P., Kobayashi, S., and Uppala, S. (2009). The era-interim archive. *ERA report series*, (1) :1–16.

Bishop, S. P., Small, R. J., Bryan, F. O., and Tomas, R. A. (2017). Scale dependence of midlatitude air–sea interaction. *Journal of Climate*, 30(20) :8207–8221.

Booth, J. F., Kwon, Y.-O., Ko, S., Small, R. J., and Msadek, R. (2017). Spatial patterns and intensity of the surface storm tracks in cmip5 models. *Journal of Climate*, 30(13) :4965–4981.

Booth, J. F., Thompson, L. A., Patoux, J., Kelly, K. A., and Dickinson, S. (2010). The Signature of the Midlatitude Tropospheric Storm Tracks in the Surface Winds. *Journal of Climate*, 23(5) :1160–1174.

Bouteloup, Y., Seity, Y., and Bazile, E. (2011). Description of the sedimentation scheme used operationally in all météo-france nwp models. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63(2) :300–311.

Brachet, S., Codron, F., Feliks, Y., Ghil, M., Le Treut, H., and Simonnet, E. (2012). Atmospheric circulations induced by a midlatitude sst front : A gcm study. *Journal of climate*, 25(6) :1847–1853.

Bretherton, C. S., McCaa, J. R., and Grenier, H. (2004). A new parameterization for shallow cumulus convection and its application to marine subtropical cloud-topped boundary layers. part i : Description and 1d results. *Monthly weather review*, 132(4) :864–882.

Broecker, W. S. (1987). The biggest chill. In *Global Climate Change Linkages ; Acid Rain, Air Quality, and Stratospheric Ozone*, pages 13–22. Elsevier New York.

Bryan, F. O., Tomas, R., Dennis, J. M., Chelton, D. B., Loeb, N. G., and McClean, J. L. (2010). Frontal scale air–sea interaction in high-resolution coupled climate models. *Journal of Climate*, 23(23) :6277–6291.

Cassou, C. (2008). Intraseasonal interaction between the madden–julian oscillation and the north atlantic oscillation. *Nature*, 455(7212) :523–527.

Cassou, C. (2010). Euro-atlantic regimes and their teleconnections. In *Proceedings : ECMWF Seminar on Predictability in the European and Atlantic regions*, pages 6–9.

Cassou, C., Deser, C., and Alexander, M. A. (2007). Investigating the impact of reemerging sea surface temperature anomalies on the winter atmospheric circulation over the north atlantic. *Journal of climate*, 20(14) :3510–3526.

Cassou, C., Deser, C., Terray, L., Hurrell, J. W., and Drévillon, M. (2004). Summer Sea Surface Temperature Conditions in the North Atlantic and Their Impact upon the Atmospheric Circulation in Early Winter. *Journal of Climate*, 17(17) :3349–3363.

Cassou, C. and Terray, L. (2001). Oceanic forcing of the wintertime low-frequency atmospheric variability in the north atlantic european sector : A study with the arpege model. *Journal of Climate*, 14(22) :4266–4291.

Chang, E. K. M., Lee, S., and Swanson, K. L. (2002). Storm Track Dynamics. *Journal of Climate*, 15(16) :2163–2183.

Chelton, D. B., Esbensen, S. K., Schlax, M. G., Thum, N., Freilich, M. H., Wentz, F. J., Gentemann, C. L., McPhaden, M. J., and Schopf, P. S. (2001). Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical pacific. *Journal of Climate*, 14(7) :1479–1498.

Chelton, D. B., Schlax, M. G., Freilich, M. H., and Milliff, R. F. (2004). Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *science*, 303(5660) :978–983.

Chelton, D. B. and Xie, S.-P. (2010). Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales. *Oceanography*, 23(4) :52–69.

Couto, A., Costa, P., Rodrigues, L., Lopes, V. V., and Estanqueiro, A. (2014). Impact of weather regimes on the wind power ramp forecast in portugal. *IEEE Transactions on Sustainable Energy*, 6(3) :934–942.

Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.-L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562) :1–30.

Czaja, A. and Frankignoul, C. (1999). Influence of the north atlantic sst on the atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters*, 26(19) :2969–2972.

Czaja, A. and Frankignoul, C. (2002). Observed Impact of Atlantic SST Anomalies on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 15(6) :606–623.

Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J.-P., Alias, A., Saint-Martin, D., Séférian, R., Sénési, S., and Voldoire, A. (2019). Recent changes in the isba-ctrip land surface system for use in the cnrm-cm6 climate model and in global off-line hydrological applications. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(5) :1207–1252.

Delworth, T., Manabe, S., and Stouffer, R. J. (1993). Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate*, 6(11) :1993–2011.

Déqué, M., Dreveton, C., Braun, A., and Cariolle, D. (1994). The arpege/ifs atmosphere model : a contribution to the french community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10(4-5) :249–266.

Drevillon, M., Cassou, C., and Terray, L. (2003). Model study of the north atlantic region atmospheric response to autumn tropical atlantic sea-surface-temperature anomalies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129 :2591 – 2611.

Drevillon, M., Terray, L., Rogel, P., and Cassou, C. (2001). Mid latitude atlantic sst influence on european winter climate variability in the ncep reanalysis. *Climate Dynamics*, 18 :331–344.

Eady, E. T. (1949). Long waves and cyclone waves. *Tellus*, 1(3) :33–52.

Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (cmip6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5) :1937–1958.

Folland, C. K., Colman, A. W., Rowell, D. P., and Davey, M. K. (2001). Predictability of northeast brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987–98. *Journal of Climate*, 14(9) :1937–1958.

Folland, C. K., Palmer, T. N., and Parker, D. E. (1986). Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901–85. *Nature*, 320(6063) :602–607.

Foussard, A. (2018). *Influence des tourbillons océaniques sur le rail des dépressions atmosphériques*. PhD thesis, Sorbonne Université.

Frankignoul, C. and Hasselmann, K. (1977). Stochastic climate models, part ii application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus*, 29(4) :289–305.

Frankignoul, C. and Reynolds, R. W. (1983). Testing a dynamical model for mid-latitude sea surface temperature anomalies. *Journal of physical oceanography*, 13(7) :1131–1145.

Goldenberg, S. B., Landsea, C. W., Mestas-Nuñez, A. M., and Gray, W. M. (2001). The recent increase in atlantic hurricane activity : Causes and implications. *Science*, 293(5529) :474–479.

Gordon, A. L., Weiss, R. F., Smethie Jr, W. M., and Warner, M. J. (1992). Thermocline and intermediate water communication between the south atlantic and indian oceans. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 97(C5) :7223–7240.

Graff, L. S. and LaCasce, J. (2012). Changes in the extratropical storm tracks in response to changes in sst in an agcm. *Journal of Climate*, 25(6) :1854–1870.

Guérémy, J. (2011). A continuous buoyancy based convection scheme : one-and three-dimensional validation. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63(4) :687–706.

Haarsma, R. J., Roberts, M. J., Vidale, P. L., Senior, C. A., Bellucci, A., Bao, Q., Chang, P., Corti, S., Fučkar, N. S., Guemas, V., et al. (2016). High resolution model intercomparison project (highresmip v1. 0) for cmip6. *Geoscientific Model Development*, 9(11) :4185–4208.

Hand, R., Keenlyside, N., Omrani, N.-E., and Latif, M. (2014). Simulated response to inter-annual sst variations in the gulf stream region. *Climate dynamics*, 42(3-4) :715–731.

Hasselmann, K. (1976). Stochastic climate models part i. theory. *tellus*, 28(6) :473–485.

Hayes, S., McPhaden, M., and Wallace, J. (1989). The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific : Weekly to monthly variability. *Journal of Climate*, 2(12) :1500–1506.

Hersbach, H. (2018). *Operational global reanalysis : progress, future directions and synergies with NWP*. European Centre for Medium Range Weather Forecasts.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., et al. (2020). The era5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

Hoerling, M. P. and Kumar, A. (2002). Atmospheric response patterns associated with tropical forcing. *Journal of Climate*, 15(16) :2184–2203.

Hortal, M. and Simmons, A. (1991). Use of reduced gaussian grids in spectral models. *Monthly Weather Review*, 119(4) :1057–1074.

Hoskins, B. J. and Hodges, K. I. (2002). New Perspectives on the Northern Hemisphere Winter Storm Tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(6) :1041–1061.

Hoskins, B. J., James, I. N., and White, G. H. (1983). The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *Journal of the atmospheric sciences*, 40(7) :1595–1612.

Hoskins, B. J. and Valdes, P. J. (1989). On the Existence of Storm-Tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(15) :1854–1864.

Hsu, S. (1984). Sea-breeze-like winds across the north wall of the gulf stream : An analytical model. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 89(C2) :2025–2028.

Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the north atlantic oscillation : regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224) :676–679.

Kennedy, J., Titchner, H., Rayner, N., and Roberts, M. (2017). input4mips. mohc. sst-sandseaice. highresmip. mohc-hadisst-2-2-0-0-0, version 20170505. earth system grid federation.

Kilpatrick, T., Schneider, N., and Qiu, B. (2014). Boundary layer convergence induced by strong winds across a midlatitude sst front. *Journal of Climate*, 27(4) :1698–1718.

Kuo, Y.-H., Low-Nam, S., and Reed, R. J. (1990). Effects of Surface Energy Fluxes during the Early Development and Rapid Intensification Stages of Seven Explosive Cyclones in the Western Atlantic. *Monthly Weather Review*, 119(2) :457–476.

Kushnir, Y. (1994). Interdecadal variations in north atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. *Journal of Climate*, 7(1) :141–157.

Kushnir, Y., Robinson, W., Bladé, I., Hall, N., Peng, S., and Sutton, R. (2002). Atmospheric gcm response to extratropical sst anomalies : Synthesis and evaluation. *Journal of Climate*, 15(16) :2233–2256.

Kuwano-Yoshida, A., Minobe, S., and Xie, S.-P. (2010). Precipitation response to the gulf stream in an atmospheric gcm. *Journal of Climate*, 23(13) :3676–3698.

Lambaerts, J., Lapeyre, G., Plougonven, R., and Klein, P. (2013). Atmospheric response to sea surface temperature mesoscale structures. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(17) :9611–9621.

Latif, M., Roeckner, E., Botzet, M., Esch, M., Haak, H., Hagemann, S., Jungclaus, J., Legutke, S., Marsland, S., Mikolajewicz, U., et al. (2004). Reconstructing, monitoring, and predicting multidecadal-scale changes in the north atlantic thermohaline circulation with sea surface temperature. *Journal of Climate*, 17(7) :1605–1614.

Lee, S. and Kim, H.-k. (2003). The dynamical relationship between subtropical and eddy-driven jets. *Journal of the atmospheric sciences*, 60(12) :1490–1503.

Lehmann, J. and Coumou, D. (2015). The influence of mid-latitude storm tracks on hot, cold, dry and wet extremes. *Scientific reports*, 5(1) :1–9.

Lellouche, J.-M., Greiner, E., Le Galloudec, O., Garric, G., Regnier, C., Drevillon, M., Benkiran, M., Testut, C.-E., Bourdalle-Badie, R., Gasparin, F., et al. (2018). Recent updates to the copernicus marine service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/ 12° high-resolution system. *Ocean Science*, 14(5) :1093–1126.

Lindzen, R. and Farrell, B. (1980). A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities. *Journal of the atmospheric sciences*, 37(7) :1648–1654.

Lindzen, R. S. and Nigam, S. (1987). On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(17) :2418–2436.

Lopez, P. (2002). Implementation and validation of a new prognostic large-scale cloud and precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society : A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 128(579) :229–257.

Ma, X., Jing, Z., Chang, P., Liu, X., Montuoro, R., Small, R. J., Bryan, F. O., Greatbatch, R. J., Brandt, P., Wu, D., et al. (2016). Western boundary currents regulated by interaction between ocean eddies and the atmosphere. *Nature*, 535(7613) :533–537.

Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., et al. (2013). The surfexv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4) :929–960.

Masunaga, R., Nakamura, H., Taguchi, B., and Miyasaka, T. (2020a). Processes shaping the frontal-scale time-mean surface wind convergence patterns around the gulf stream and agulhas return current in winter. *Journal of Climate*, pages 1–50.

Masunaga, R., Nakamura, H., Taguchi, B., and Miyasaka, T. (2020b). Processes shaping the frontal-scale time-mean surface wind convergence patterns around the kuroshio extension in winter. *Journal of Climate*, 33(1) :3–25.

Michel, C. and Rivière, G. (2011). The link between rossby wave breakings and weather regime transitions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(8) :1730–1748.

Michel, C. and Rivière, G. (2014). Sensitivity of the position and variability of the eddy-driven jet to different sst profiles in an aquaplanet general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(1) :349–371.

Michelangeli, P.-A., Vautard, R., and Legras, B. (1995). Weather regimes : Recurrence and quasi stationarity. *Journal of the atmospheric sciences*, 52(8) :1237–1256.

Minobe, S., Kuwano-Yoshida, A., Komori, N., Xie, S.-P., and Small, R. J. (2008). Influence of the gulf stream on the troposphere. *Nature*, 452(7184) :206–209.

Minobe, S., Miyashita, M., Kuwano-Yoshida, A., Tokinaga, H., and Xie, S.-P. (2010). Atmospheric response to the gulf stream : Seasonal variations. *Journal of Climate*, 23(13) :3699–3719.

Mitchell, J. M. (1966). Stochastic models of air-sea interaction and climatic fluctuation(stochastic models of air-ocean interaction and climatic fluctuation). *1966.*, pages 45–74.

Msadek, R. and Frankignoul, C. (2009). Atlantic multidecadal oceanic variability and its influence on the atmosphere in a climate model. *Climate dynamics*, 33(1) :45–62.

Nakamura, H., Sampe, T., Goto, A., Ohfuchi, W., and Xie, S.-P. (2008). On the importance of midlatitude oceanic frontal zones for the mean state and dominant variability in the tropospheric circulation. *Geophysical Research Letters*, 35(15).

Namias, J. and Born, R. M. (1970). Temporal coherence in north pacific sea-surface temperature patterns. *Journal of Geophysical Research*, 75(30) :5952–5955.

Namias, J. and Born, R. M. (1974). Further studies of temporal coherence in north pacific sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 79(6) :797–798.

Namias, J. and Cayan, D. R. (1981). Large-scale air-sea interactions and short-period climatic fluctuatioins. *Science*, 214(4523) :869–876.

Namias, J., Yuan, X., and Cayan, D. R. (1988). Persistence of north pacific sea surface temperature and atmospheric flow patterns. *Journal of Climate*, 1(7) :682–703.

Nelson, J. and He, R. (2012). Effect of the gulf stream on winter extratropical cyclone outbreaks. *Atmospheric Science Letters*, 13(4) :311–316.

Ogawa, F. and Spengler, T. (2019). Prevailing surface wind direction during air–sea heat exchange. *Journal of Climate*, 32(17) :5601–5617.

O'Neill, L. W., Chelton, D. B., and Esbensen, S. K. (2003). Observations of sst-induced perturbations of the wind stress field over the southern ocean on seasonal timescales. *Journal of Climate*, 16(14) :2340–2354.

O'Reilly, C. H., Minobe, S., Kuwano-Yoshida, A., and Woollings, T. (2017). The gulf stream influence on wintertime north atlantic jet variability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(702) :173–183.

Ortega, P., Mignot, J., Swingedouw, D., Sévellec, F., and Guilyardi, E. (2015). Reconciling two alternative mechanisms behind bi-decadal variability in the north atlantic. *Progress in Oceanography*, 137 :237–249.

Oudar, T., Sanchez-Gomez, E., Chauvin, F., Cattiaux, J., Terray, L., and Cassou, C. (2017). Respective roles of direct ghg radiative forcing and induced arctic sea ice loss on the northern hemisphere atmospheric circulation. *Climate Dynamics*, 49(11-12) :3693–3713.

O'Neill, L. W., Chelton, D. B., and Esbensen, S. K. (2010a). The effects of sst-induced surface wind speed and direction gradients on midlatitude surface vorticity and divergence. *Journal of Climate*, 23(2) :255–281.

O'Neill, L. W., Chelton, D. B., and Esbensen, S. K. (2010b). The Effects of SST-Induced Surface Wind Speed and Direction Gradients on Midlatitude Surface Vorticity and Divergence. *Journal of Climate*, 23(2) :255–281.

O'Neill, L. W., Chelton, D. B., Esbensen, S. K., and Wentz, F. J. (2005). High-resolution satellite measurements of the atmospheric boundary layer response to sst variations along the agulhas return current. *Journal of Climate*, 18(14) :2706–2723.

O'Neill, L. W., Haack, T., Chelton, D. B., and Skyllingstad, E. (2017). The Gulf Stream Convergence Zone in the Time-Mean Winds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(7) :2383–2412.

O'Reilly, C. H., Minobe, S., and Kuwano-Yoshida, A. (2016). The influence of the gulf stream on wintertime european blocking. *Climate Dynamics*, 47(5-6) :1545–1567.

Palter, J. B. (2015). The role of the gulf stream in european climate. *Annual review of marine science*, 7 :113–137.

Parfitt, R. (2014). *Extreme air-sea interactions over the Gulf Stream*. PhD thesis, Imperial College London.

Parfitt, R. and Czaja, A. (2016). On the contribution of synoptic transients to the mean atmospheric state in the gulf stream region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(696) :1554–1561.

Parfitt, R., Czaja, A., Minobe, S., and Kuwano-Yoshida, A. (2016). The atmospheric frontal response to sst perturbations in the gulf stream region. *Geophysical Research Letters*, 43(5) :2299–2306.

Parfitt, R., Czaja, A., and Seo, H. (2017). A simple diagnostic for the detection of atmospheric fronts. *Geophysical Research Letters*, 44(9) :4351–4358.

Parfitt, R. and Seo, H. (2018). A new framework for near-surface wind convergence over the kuroshio extension and gulf stream in wintertime : The role of atmospheric fronts. *Geophysical Research Letters*, 45(18) :9909–9918.

Peng, S. and Fyfe, J. (1996). The Coupled Patterns between Sea Level Pressure and Sea Surface Temperature in the Midlatitude North Atlantic. *Journal of Climate*, 9(8) :1824–1839.

Pfahl, S. and Wernli, H. (2012). Quantifying the relevance of cyclones for precipitation extremes. *Journal of Climate*, 25(19) :6770–6780.

Philipp, A., Della-Marta, P.-M., Jacobeit, J., Fereday, D. R., Jones, P. D., Moberg, A., and Wanner, H. (2007). Long-term variability of daily north atlantic–european pressure patterns since 1850 classified by simulated annealing clustering. *Journal of Climate*, 20(16) :4065–4095.

Piazza, M., Terray, L., Boé, J., Maisonnave, E., and Sanchez-Gomez, E. (2016). Influence of small-scale north atlantic sea surface temperature patterns on the marine boundary layer and free troposphere : A study using the atmospheric arpege model. *Climate dynamics*, 46(5-6) :1699–1717.

Piriou, J.-M., Redelsperger, J.-L., Geleyn, J.-F., Lafore, J.-P., and Guichard, F. (2007). An approach for convective parameterization with memory : Separating microphysics and transport in grid-scale equations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(11) :4127–4139.

Polo, I., Ullmann, A., Fontaine, B., Losada, T., and Roucou, P. (2013). Changes in the frequency of the weather regimes over the euro-atlantic and mediterranean sector and their relation to the anomalous temperatures over the mediterranean sea. *Fisica de la Tierra*, 25 :103.

Putrasahan, D. A., Miller, A. J., and Seo, H. (2013). Isolating mesoscale coupled ocean–atmosphere interactions in the kuroshio extension region. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 63 :60–78.

Raible, C., Yoshimori, M., Stocker, T., and Casty, C. (2007). Extreme midlatitude cyclones and their implications for precipitation and wind speed extremes in simulations of the maunder minimum versus present day conditions. *Climate Dynamics*, 28(4) :409–423.

Reynolds, R. W. (1978). Sea surface temperature anomalies in the north pacific ocean. *Tellus*, 30(2) :97–103.

Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., Casey, K. S., and Schlax, M. G. (2007). Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, 20(22) :5473–5496.

Rivière, G. (2009). Effect of latitudinal variations in low-level baroclinicity on eddy life cycles and upper-tropospheric wave-breaking processes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(6) :1569–1592.

Roberts, M. J., Camp, J., Seddon, J., Vidale, P. L., Hodges, K., Vanniere, B., Mecking, J., Haarsma, R., Bellucci, A., Scoccimarro, E., et al. (2020). Impact of model resolution on tropical cyclone simulation using the highresmip–primavera multimodel ensemble. *Journal of Climate*, 33(7) :2557–2583.

Roberts, M. J., Hewitt, H. T., Hyder, P., Ferreira, D., Josey, S. A., Mizielinski, M., and Shelly, A. (2016). Impact of ocean resolution on coupled air-sea fluxes and large-scale climate. *Geophysical Research Letters*, 43(19) :10–430.

Robinson, W. A. (2006). On the self-maintenance of midlatitude jets. *Journal of the atmospheric sciences*, 63(8) :2109–2122.

Rodwell, M., Rowell, D., and Folland, C. (1999). Oceanic forcing of the wintertime north atlantic oscillation and european climate. *Nature*, 398 :320–323.

Roehrig, R., Beau, I., Saint-Martin, D., Alias, A., Decharme, B., Guérémy, J.-F., Voldoire, A., et al. (2020). The cnrm global atmosphere model arpege-climat 6.3 : Description and evaluation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(7) :e2020MS002075.

Rowell, D. P. (2003). The impact of mediterranean ssts on the sahelian rainfall season. *Journal of climate*, 16(5) :849–862.

Rowell, D. P. (2019). An observational constraint on cmip5 projections of the east african long rains and southern indian ocean warming. *Geophysical Research Letters*, 46(11) :6050–6058.

Sampe, T., Nakamura, H., Goto, A., and Ohfuchi, W. (2010). Significance of a midlatitude sst frontal zone in the formation of a storm track and an eddy-driven westerly jet. *Journal of Climate*, 23(7) :1793–1814.

Schneider, N. and Qiu, B. (2015). The atmospheric response to weak sea surface temperature fronts. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(9) :3356–3377.

Seager, R. (2006). The source of europe's mild climate : The notion that the gulf stream is responsible for keeping europe anomalously warm turns out to be a myth. *American Scientist*, 94(4) :334–341.

Seager, R., Battisti, D. S., Yin, J., Gordon, N., Naik, N., Clement, A. C., and Cane, M. A. (2002). Is the gulf stream responsible for europe's mild winters ? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society : A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 128(586) :2563–2586.

Séférian, R., Baek, S., Boucher, O., Dufresne, J.-L., Decharme, B., Saint-Martin, D., and Roehrig, R. (2018). An interactive ocean surface albedo scheme (osav1. 0) : formulation and evaluation in arpege-climat (v6. 1) and lmdz (v5a). *Geoscientific Model Development*, 11(1) :321–338.

Sévellec, F. and Fedorov, A. V. (2013). The leading, interdecadal eigenmode of the atlantic meridional overturning circulation in a realistic ocean model. *Journal of Climate*, 26(7) :2160–2183.

Shimada, T. and Minobe, S. (2011). Global analysis of the pressure adjustment mechanism over sea surface temperature fronts using airs/aqua data. *Geophysical research letters*, 38(6).

Simmons, A., Soci, C., Nicolas, J., Bell, B., Berrisford, P., Dragani, R., Flemming, J., Haimberger, L., Healy, S., Hersbach, H., et al. (2020). *Global Stratospheric Temperature Bias and Other Stratospheric Aspects of ERA5 and ERA5. 1.* European Centre for Medium Range Weather Forecasts.

Simmons, A., Uppala, S., Dee, D., and Kobayashi, S. (2007). Erainterim : New ecmwf reanalysis products from 1989 onwards. ecmwf newsletter, no. 110, ecmwf. *Reading, United Kingdom*, 2535.

Skyllingstad, E. D., Vickers, D., Mahrt, L., and Samelson, R. (2007). Effects of mesoscale sea-surface temperature fronts on the marine atmospheric boundary layer. *Boundary-layer meteorology*, 123(2) :219–237.

Slonosky, V. C. and Yiou, P. (2001). The north atlantic oscillation and its relationship with near surface temperature. *Geophysical Research Letters*, 28(5) :807–810.

Small, R. d., deSzoeke, S. P., Xie, S., O'neill, L., Seo, H., Song, Q., Cornillon, P., Spall, M., and Minobe, S. (2008). Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 45(3-4) :274–319.

Small, R. J., Msadek, R., Kwon, Y.-O., Booth, J. F., and Zarzycki, C. (2019). Atmosphere surface storm track response to resolved ocean mesoscale in two sets of global climate model experiments. *Climate Dynamics*, 52(3-4) :2067–2089.

Small, R. J., Tomas, R. A., and Bryan, F. O. (2014). Storm track response to ocean fronts in a global high-resolution climate model. *Climate dynamics*, 43(3-4) :805–828.

Spall, M. A. (2007). Midlatitude wind stress–sea surface temperature coupling in the vicinity of oceanic fronts. *Journal of climate*, 20(15) :3785–3801.

Stevens, B., Fiedler, S., Kinne, S., Peters, K., Rast, S., Müsse, J., Smith, S. J., and Mauritsen, T. (2017). Macv2-sp : A parameterization of anthropogenic aerosol optical properties and an associated twomey effect for use in cmip6. *Geoscientific Model Development*, 10 :433–452.

Stommel, H. (1948). The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 29(2) :202–206.

Stommel, H. and Arons, A. B. (1959). On the abyssal circulation of the world ocean—ii. an idealized model of the circulation pattern and amplitude in oceanic basins. *Deep Sea Research (1953)*, 6 :217–233.

Stommel, H. M. (1965). *The Gulf Stream : a physical and dynamical description*. Univ of California Press.

Strong, C. and Magnusdottir, G. (2008). Tropospheric rossby wave breaking and the nao/nam. *Journal of the atmospheric sciences*, 65(9) :2861–2876.

Sutton, R. and Allen, M. R. (1997). Decadal predictability of north atlantic sea surface temperature and climate. *Nature*, 388(6642) :563–567.

Sutton, R. and Hodson, D. (2003). Influence of the ocean on north atlantic climate variability 1871–1999. *Journal of Climate*, 16(20) :3296–3313.

Sutton, R. T. and Hodson, D. L. (2005). Atlantic ocean forcing of north american and european summer climate. *science*, 309(5731) :115–118.

Sweet, W., Fett, R., Kerling, J., and La Violette, P. (1981). Air-Sea Interaction Effects in the Lower Troposphere Across the North Wall of the Gulf Stream. *Monthly Weather Review*, 109(5) :1042–1052.

Takatama, K., Minobe, S., Inatsu, M., and Small, R. J. (2012). Diagnostics for near-surface wind convergence/divergence response to the gulf stream in a regional atmospheric model. *Atmospheric Science Letters*, 13(1) :16–21.

Takatama, K., Minobe, S., Inatsu, M., and Small, R. J. (2015). Diagnostics for near-surface wind response to the gulf stream in a regional atmospheric model. *Journal of Climate*, 28(1) :238–255.

Thomas, M., Devasthale, A., L'Ecuyer, T., Wang, S., Koenigk, T., and Wyser, K. (2019). Snowfall distribution and its response to the arctic oscillation : an evaluation of high-resmip models in the arctic using cpr/cloudsat observations. *Geoscientific Model Development*, 12(8) :3759–3772.

Timlin, M. S., Alexander, M. A., and Deser, C. (2002). On the reemergence of north atlantic sst anomalies. *Journal of climate*, 15(18) :2707–2712.

Timmermann, A., Latif, M., Voss, R., and Grötzner, A. (1998). Northern hemispheric interdecadal variability : A coupled air–sea mode. *Journal of Climate*, 11(8) :1906–1931.

Tokinaga, H., Tanimoto, Y., Xie, S.-P., Sampe, T., Tomita, H., and Ichikawa, H. (2009). Ocean frontal effects on the vertical development of clouds over the western north pacific : In situ and satellite observations. *Journal of Climate*, 22(16) :4241–4260.

Trenberth, K. E. and Caron, J. M. (2001). Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal of Climate*, 14(16) :3433–3443.

Trenberth, K. E. and Shea, D. J. (2005). Relationships between precipitation and surface temperature. *Geophysical Research Letters*, 32(14).

Trenberth, K. E. and Shea, D. J. (2006). Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical research letters*, 33(12).

Trenberth, K. E. and Stepaniak, D. P. (2003). Covariability of components of poleward atmospheric energy transports on seasonal and interannual timescales. *Journal of climate*, 16(22) :3691–3705.

Tsartsali, E. (2019). Air-sea interaction in the gulf stream region. Master's thesis.

Tsartsali, E. et al. (2021). Impact of resolution on the atmosphere-ocean coupling along the gulf stream in global high resolution models. *Climate Dynamics*. Submitted.

Valcke, S. (2013). The oasis3 coupler : A european climate modelling community software. *Geoscientific Model Development*, 6(2) :373.

Vannière, B., Czaja, A., Dacre, H., and Woollings, T. (2017). A "cold path" for the gulf stream–troposphere connection. *Journal of Climate*, 30(4) :1363–1379.

Vautard, R. (1990). Multiple weather regimes over the north atlantic : Analysis of precursors and successors. *Monthly weather review*, 118(10) :2056–2081.

Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Guérémy, J.-F., Michou, M., Moine, M.-P., et al. (2019). Evaluation of cmip6 deck experiments with cnrm-cm6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7) :2177–2213.

Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., y Mélia, D. S., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevallier, M., et al. (2013). The cnrm-cm5. 1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate dynamics*, 40(9-10) :2091–2121.

von Engeln, A. and Teixeira, J. (2013). A planetary boundary layer height climatology derived from ecmwf reanalysis data. *Journal of Climate*, 26(17) :6575–6590.

Wai, M. M.-K. and Stage, S. A. (1989). Dynamical analyses of marine atmospheric boundary layer structure near the gulf stream oceanic front. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115(485) :29–44.

Wallace, J. M. and Jiang, Q. (1987). On the observed structure of the interannual variability of the atmosphere/ocean climate system. atmospheric and oceanic variability. *Roy. Meteor. Soc.*, pages 17–43.

Wallace, J. M., Lim, G.-H., and Blackmon, M. L. (1988). Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic waveguides. *Journal of the atmospheric sciences*, 45(3) :439–462.

Wallace, J. M., Mitchell, T., and Deser, C. (1989). The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific : Seasonal and interannual variability. *Journal of Climate*, 2(12) :1492–1499.

Warner, T. T., Lakhtakia, M. N., Doyle, J. D., and Pearson, R. A. (1990). Marine atmospheric boundary layer circulations forced by gulf stream sea surface temperature gradients. *Monthly Weather Review*, 118(2) :309–323.

Watanabe, M. and Kimoto, M. (2000). Atmosphere-ocean thermal coupling in the north atlantic : A positive feedback. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(570) :3343–3369.

Woollings, T., Hannachi, A., and Hoskins, B. (2010a). Variability of the north atlantic eddy-driven jet stream. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649) :856–868.

Woollings, T., Hoskins, B., Blackburn, M., Hassell, D., and Hodges, K. (2010b). Storm track sensitivity to sea surface temperature resolution in a regional atmosphere model. *Climate dynamics*, 35(2-3) :341–353.

Woollings, T., Pinto, J. G., and Santos, J. A. (2011). Dynamical evolution of north atlantic ridges and poleward jet stream displacements. *Journal of the atmospheric sciences*, 68(5) :954–963.

Xie, S.-P. (2004). Satellite observations of cool ocean–atmosphere interaction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(2) :195–208.

Xie, S.-P., Hafner, J., Tanimoto, Y., Liu, W. T., Tokinaga, H., and Xu, H. (2002). Bathymetric effect on the winter sea surface temperature and climate of the yellow and east china seas. *Geophysical Research Letters*, 29(24) :81–1.

Yessad, K. (2015). Basics about arpege/ifs, aladin and arome in the cycle 46t1r1 of arpege/ifs.

Yin, J. H. (2005). A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophysical Research Letters*, 32(18).

Yu, L. and Weller, R. A. (2007). Objectively Analyzed Air–Sea Heat Fluxes for the Global Ice-Free Oceans (1981–2005). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(4) :527–540.

Zhang, J. and Zhang, R. (2015). On the evolution of atlantic meridional overturning circulation fingerprint and implications for decadal predictability in the north atlantic. *Geophysical Research Letters*, 42(13) :5419–5426.

Zhang, R. and Delworth, T. L. (2006). Impact of atlantic multidecadal oscillations on india/sahel rainfall and atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, 33(17).