

# Influence du couplage sur l'interaction air-mer de petite échelle

## 4.1 Introduction

Dans le chapitre 3, nous avons vu que l'interaction air-mer de petite échelle donne lieu à d'importants flux de chaleur et d'humidité de l'océan vers l'atmosphère, et comment ces derniers modifient les modes de variabilité atmosphérique de grande échelle en aval de l'écoulement sur le front de SST. Cependant, ces analyses ont été réalisées dans le cadre idéalisé d'expériences atmosphériques forcées. Les potentielles rétroactions de l'atmosphère sur l'océan n'étaient donc pas prises en compte. Une analyse complémentaire consiste à étudier les effets de l'interaction air-mer de petite échelle dans le cadre du système couplé océan-atmosphère. Cela permet d'intégrer les effets des courants océaniques sur la tension du vent à la surface et les modifications structurelles de la couche de mélange océanique induites par le vent via le transport d'Ekman et le mélange vertical des couches océaniques superficielles.

Dans ce chapitre, on s'intéresse à la réponse du système couplé océan-atmosphère aux petites échelles océaniques dans la région du Gulf Stream. Dans un premier temps, on s'intéresse à l'influence du couplage sur le forçage de l'atmosphère par l'océan mis en évidence au chapitre 3. La question que l'on se pose est de savoir si le couplage amplifie ou bien amortit le forçage de l'atmosphère par les petites échelles de SST aux échelles de temps saisonnière à inter-annuelle. Puis on s'intéresse à la réponse des tempêtes aux petites

échelles de SST et enfin à la sensibilité de l'influence de l'atmosphère sur l'océan à l'échelle du bassin océanique.

## 4.2 Présentation des expériences couplées

De nombreuses études ont utilisé des modèles numériques pour étudier l'impact du couplage océan-atmosphère aux moyennes latitudes et les effets possibles des rétro-actions atmosphériques (voir la sous-section 1.2.5 du chapitre 1). Pendant longtemps, les ressources numériques ne permettaient pas aux modèles de climat d'atteindre des résolutions permettant de représenter les dépressions extratropicales, sur des durées suffisamment grandes (plusieurs années voire plusieurs dizaines d'années) permettant d'étudier la variabilité des routes dépressionnaires aux échelles de temps saisonnière à décennale. Ces dernières années, le développement conjoint de configurations de modèles atmosphériques et océaniques à haute résolution a permis de repousser ces limitations, avec pour objectif de représenter le climat de façon toujours plus réaliste en prenant en compte les phénomènes de fine échelle.

Dans le chapitre 3, nous nous sommes intéressés à l'effet des fines échelles de SST sur l'interaction air-mer au niveau du Gulf Stream, et à son influence sur la couche limite atmosphérique et sur les modes de variabilité à l'échelle spatiale du bassin Nord Atlantique et Europe. Le présent chapitre vise à transposer ces problématiques dans le cadre du système couplé océan-atmosphère. Pour cela, on utilise le modèle couplé global ARPEGE-NEMO à haute résolution ( $0.25^\circ$  pour l'océan et environ 50 km aux moyennes latitudes pour l'atmosphère). Le modèle utilise la même configuration que celle utilisée pour les expériences forcées ; on s'assure ainsi de ne pas induire de biais dans les comparaisons entre expériences forcées et expériences couplées dus à l'utilisation de différents schémas de paramétrisation (voir section 2.1.1 pour les détails).

Deux expériences sont réalisées :

1. la première expérience (notée  $HRES_{couplé}$ ) est une simulation de 30 ans, initialisée au 1<sup>er</sup> novembre 1993 à partir de la réanalyse GLORYS pour l'océan.
2. la seconde expérience (notée  $SMTH_{couplé}$ ) suit le même protocole que la première, sauf que les valeurs du fichier de poids utilisé par le coupleur OASIS lors du transfert des champs de couplage océaniques vers ARPEGE ont été modifiées de façon à

lisser partiellement le champ de SST lors de la phase d'interpolation depuis la grille ORCA0.25 vers la grille T359. L'atmosphère "voit" alors des SST lissées à 4° dans la région du Gulf Stream (telle que définie dans la sous-section 2.3.1 et représentée Figure 3.1).

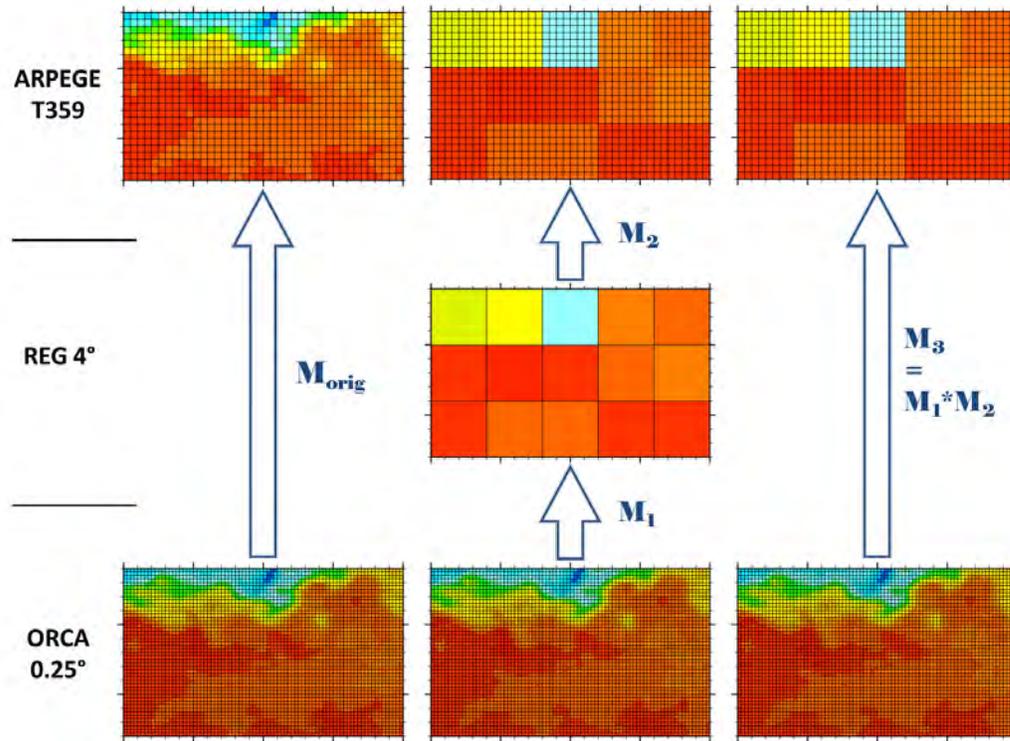


FIGURE 4.1 – Schéma de principe de la construction de la matrice de poids  $M_3$ , permettant d'interpoler le champ de SST (couleurs) depuis la grille ORCA0.25 vers la grille ARPEGE T359 lors de l'opération de couplage de l'océan vers l'atmosphère, en réalisant un lissage du champ à 4°. Pour cela une étape supplémentaire d'interpolation depuis la grille ORCA0.25 vers la grille régulière à 4° (REG4) est réalisée. Les flèches représentent les interpolations et sont orientées de la grille source vers la grille cible. Se reporter au texte pour les explications détaillées. On notera que les maillages sont représentés à titre indicatif et ne correspondent pas rigoureusement aux grilles utilisées.

Les valeurs du fichier de poids permettant d'interpoler la SST depuis la grille ORCA0.25 vers la grille ARPEGE T359 en opérant un lissage à 4° sur le GS ont été préalablement calculées en multipliant les matrices de poids et adresses  $M_1$  et  $M_2$ , définies telles que  $M_1$

réalise l'interpolation bilinéaire depuis la grille ORCA0.25 vers une grille régulière à  $4^\circ$  et  $M_2$  réalise l'interpolation bilinéaire depuis la grille régulière à  $4^\circ$  vers la grille d'ARPEGE T359 (voir Figure 4.1). On obtient alors une matrice  $M_3$  permettant d'interpoler depuis la grille globale ORCA0.25 vers la grille globale T359 en opérant un lissage à  $4^\circ$ , dont on ré-arrange les valeurs avec celles de la matrice de poids et adresses originale ( $M_{orig}$ ) permettant d'interpoler depuis la grille ORCA0.25 vers la grille T359, de telle sorte que les poids associés aux points sources situés dans la région du Gulf Stream soient ceux de la matrice  $M_3$ , et les autres ceux de la matrice  $M_{orig}$ .

Contrairement aux expériences forcées pour lesquelles le lissage de la SST est réalisé préalablement à la simulation, en couplé l'opération de lissage de la SST est réalisée à chaque pas de temps de couplage (i.e. toutes les 20 minutes) lors de l'étape d'interpolation depuis NEMO vers ARPEGE. Ainsi, dans l'expérience  $SMTH_{couplé}$ , pour une même date, la SST de NEMO est différente de la SST reçue par ARPEGE. Lorsque les champs atmosphériques de couplage sont transmis à l'océan, NEMO reçoit des champs de couplage (flux et vents) qui sont calculés par ARPEGE à partir du champ de SST lissé. Dans la suite, en cas d'ambiguïté, on distinguera les deux versions de la SST en les notant respectivement  $SST_{oce}$  pour l'océan et  $SST_{atm}$  pour l'atmosphère.

Ainsi, l'expérience  $HRES_{couplé}$  offre une configuration qui prend en compte à la fois les effets des fines échelles et du couplage entre les composantes atmosphérique et océanique.  $HRES_{couplé}$  montre donc la réponse du système climatique couplé aux fines échelles de SST dans la région du GS. D'autre part, les différences entre les simulations  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$ , mises en perspective par rapport aux différences entre  $HRES_{forcé}$  et  $SMTH_{forcé}$ , permettent de mettre en évidence l'effet du couplage sur la réponse atmosphérique aux forçages du front de SST. Dans un premier temps nous nous intéressons à l'effet du couplage sur le front de SST du GS et à l'influence des rétroactions atmosphériques sur l'interaction air-mer de petite échelle. Ensuite, en faisant référence aux résultats du chapitre 3 en mode forcé, nous étudions la sensibilité au couplage de la réponse aux variations spatiales de petite échelle de la SST de la MABL et de la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord en hiver. On note que les analyses sont effectuées sur les 20 dernières années de chaque expérience, afin d'éviter de prendre en compte les dix premières années des simulations qui correspondent à la durée de la dérive du modèle.

### 4.3 Evaluation du modèle couplé

Au chapitre 3, nous avons montré que la réponse des tempêtes extra-tropicales aux petites échelles spatiales de SST associées au Gulf Stream dépend du régime de temps pendant lequel la tempête se produit. Dans un cadre couplé, à partir d'un GCM idéalisé linéaire barocline, Peng and Whitaker (1999) ont montré que la rétroaction de la route dépressionnaire au forçage thermique d'un front océanique était sensible à l'écoulement de grande échelle. Ces résultats soulignent l'importance de la représentation réaliste de l'écoulement de grande échelle par le modèle dans l'étude du couplage air-mer de petite échelle.

Or, à cause de la complexité des phénomènes physiques représentés et de leurs interactions, les modèles couplés ont souvent du mal à simuler certaines caractéristiques du système couplé océan-atmosphère, comme l'influence de l'océan Atlantique tropical et de la langue d'eau froide sur la Mousson Africaine (Caniaux et al. (2011)). Cependant, Delworth et al. (2011) ont suggéré que la haute résolution, en prenant en compte les tourbillons océaniques de méso-échelle, pouvait améliorer certains biais des modèles couplés (comme les précipitations au niveau d'un front océanique ou au-dessus de zones de relief avec une fine orographie) et améliorer la représentation de l'état moyen.

Dans cette section, nous présentons des éléments d'évaluation du modèle à grande échelle sur le bassin Atlantique Nord étendu à l'Europe et à petite échelle au niveau du front de SST, avec la représentation de l'interaction air-mer de petite échelle.

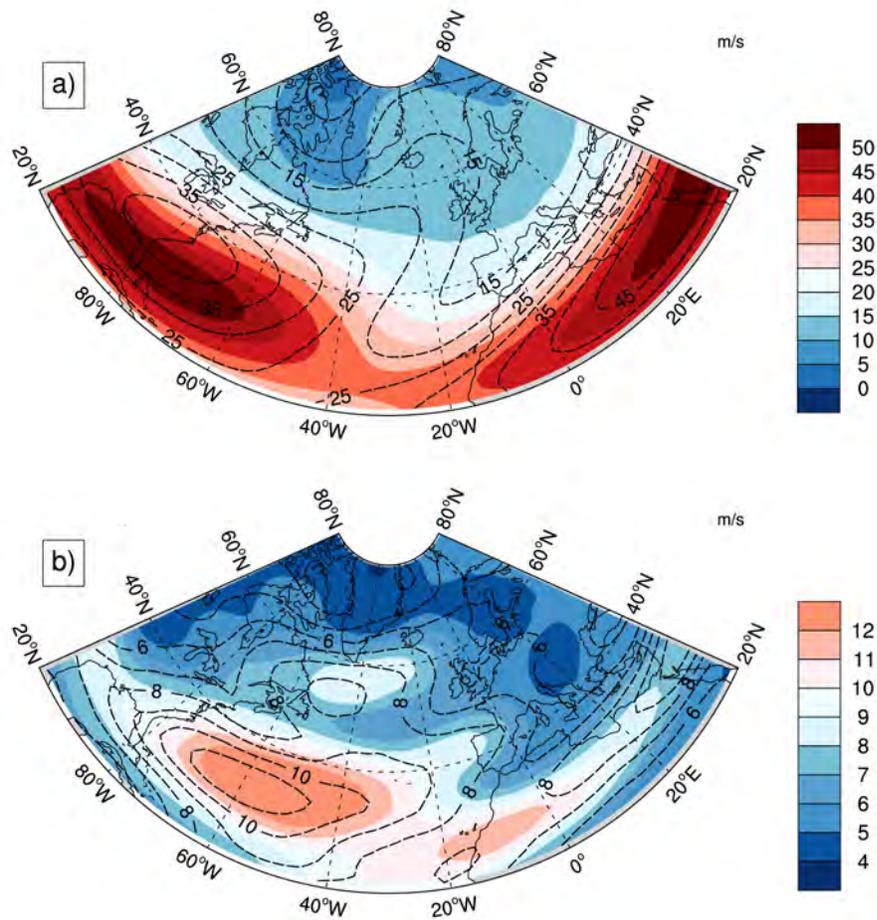


FIGURE 4.2 – (a) Moyenne et (b) écart-type (en  $m s^{-1}$ ) du vent zonal à 200 hPa pour  $HRES_{couplé}$  (couleurs) et ERAI (contours). Hiver étendu (NDJFM).

**Courant jet des moyennes latitudes** L'état moyen du courant jet dans le modèle est évalué par rapport à ERAI. Le vent zonal à 200 hPa est utilisé comme indice de représentation du jet. La Figure 4.2 montre que le maximum du courant jet des moyennes latitudes est positionné trop au sud à l'ouest du bassin près de la côte nord Américaine. Son extension vers le nord-est présente un biais négatif de 5 à 10  $m s^{-1}$ , soit une sous-estimation de près de 30% par rapport à ERAI. Ce biais correspond à une représentation trop zonale du jet par le modèle, qui s'étend davantage vers l'est que vers le nord-est sur le bassin, ce

qui conduit à un jet plus fort sur l'Europe que dans la réanalyse (2 à 4  $ms^{-1}$  soit environ 20% plus fort que ERAI). En revanche, au sud-est du bassin, l'état moyen du courant jet sub-tropical est bien représenté par le modèle.

**Régimes de temps** La décomposition en régimes de temps dépend fortement de la période utilisée pour la classification, et on considère généralement que 30 ans est le minimum nécessaire pour obtenir une classification robuste. La taille de l'échantillon temporel des expériences couplées (20 ans) étant trop courte pour cela, la décomposition en régimes de temps des expériences  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  est réalisée à partir de la classification obtenue avec les anomalies journalières de Z500 des expériences forcées (voir section 3.3).

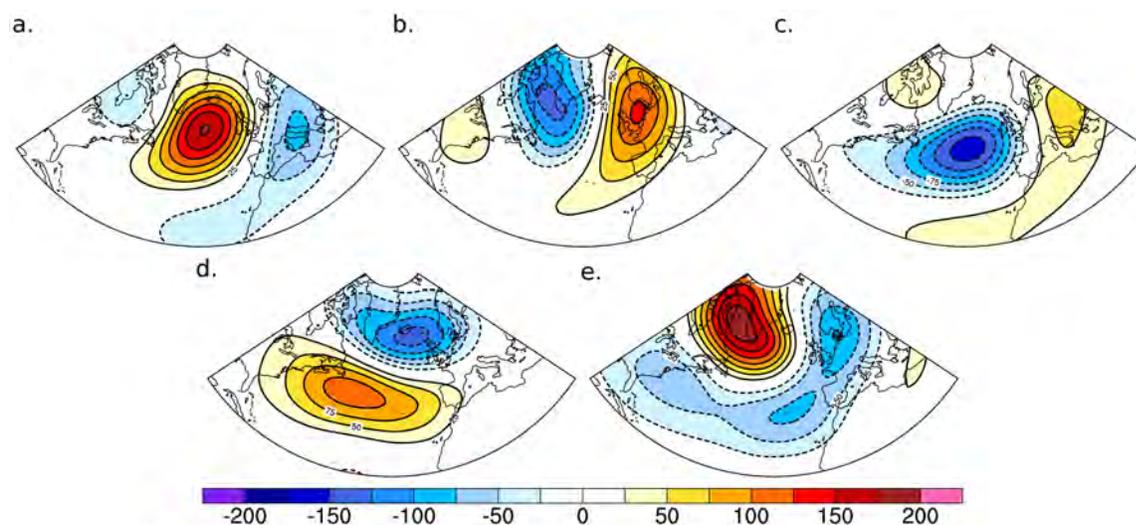


FIGURE 4.3 – Composites des anomalies journalières de Z500 (en  $m$ ) pour les 5 régimes de temps de  $HRES_{couplé}$ , à partir d'une attribution des centroïdes de  $HRES_{forcé}$ , sur l'Atlantique Nord en hiver étendu (NDJFM). (a-e) Dorsale Atlantique (AR), Blocage Scandinave (BL), Atlantique Est (EA), zonal (ZO), Anticyclone Groenlandais (GA).

Les composites de Z500 par régimes pour  $HRES_{couplé}$  (Figure 4.3) sont similaires à ceux obtenus pour  $HRES_{forcé}$  (voir Fig. 2 de l'article 3.4), elles-mêmes proches de la réanalyse (voir Fig. 3.2). Ces résultats justifient d'une part l'utilisation de la classification réalisée en forcé pour l'attribution des anomalies journalières de Z500 des simulations couplées, et d'autre part ils indiquent que la variabilité spatiale basse fréquence du modèle couplé sur

l'Atlantique Nord produit des structures réalistes.

La comparaison des fréquences d'occurrence des différents régimes (voir Table 4.1) entre couplé, forcé et ERAI, montre que, en accord avec la réanalyse, le régime prédominant est le régime d'Atlantique Est (EA), et le régime le moins fréquent est l'Anticyclone Groenlandais (GA). En forcé comme en couplé, le modèle tend à produire plus de Dorsale Atlantique (AR, +5% pour  $HRES_{couplé}$ ) que ERAI mais moins de Régime Zonal (ZO, -3% pour  $HRES_{couplé}$ ).

	ERAI	$HRES_{forcé}$	$HRES_{couplé}$
ZO	22	23	19
EA	22	23	23
GA	17	15	17
AR	15	20	20
BL	24	19	21

TABLE 4.1 – Comparaison des fréquences d'occurrence (en %) des 5 régimes de temps pour ERAI,  $HRES_{forcé}$  et  $HRES_{couplé}$ .

**Les flux turbulents à la surface** Dans la section 3.3, nous avons vu que le modèle atmosphérique forcé tend à sur-estimer la valeur des flux de chaleur turbulents à la surface, et que l'évaluation est rendue difficile par leur sous-estimation systématique dans les produits de réanalyses (Roberts et al. (2011)). Nous avons vu que malgré des distributions spatiales similaires, les amplitudes des flux étaient très différentes (le flux chaleur latente moyen excédait  $220 W m^{-2}$  sur l'ensemble du front en forcé, alors que ces valeurs étaient à peine atteintes dans les réanalyses ERAI et MERRA). En couplé, l'amplitude des flux de chaleur latente et de chaleur sensible est réduite sur la zone de front par rapport au forcé (Figure 4.4), ce qui tend à les rendre plus réalistes au regard des réanalyses. On note cependant qu'ils sont légèrement renforcés en couplé le long de la banquise.

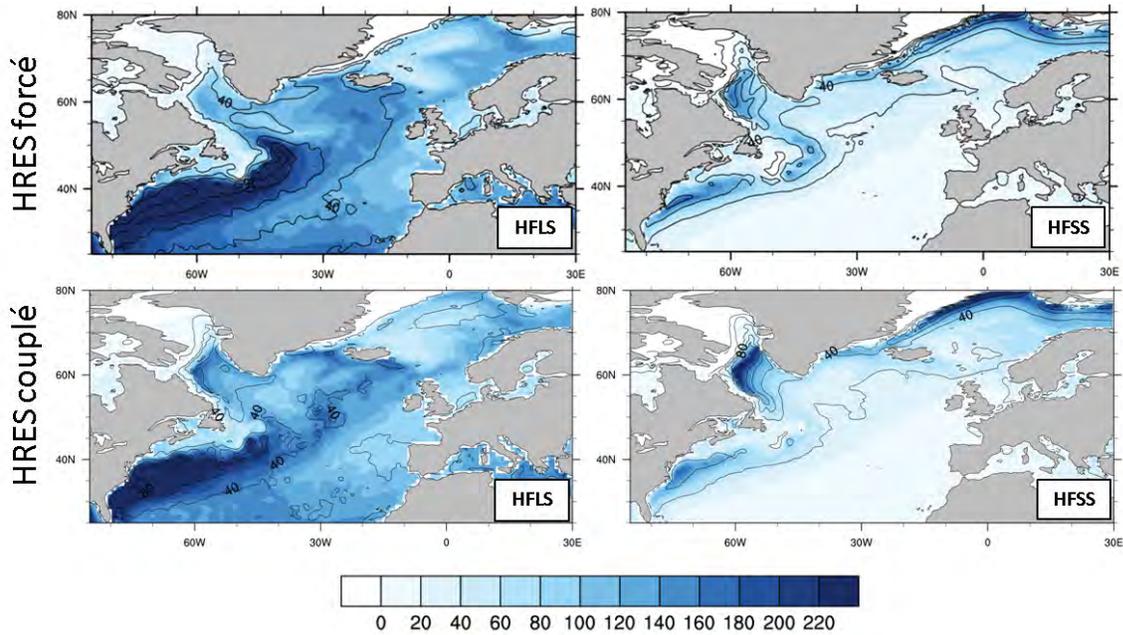


FIGURE 4.4 – Flux de chaleur latente (HFLS) et flux de chaleur sensible (HFSS) pour (ligne du haut)  $HRES_{forcé}$  et (ligne du bas)  $HRES_{couplé}$ . Hiver étendu (NDJFM).

**Variabilité spatiale de la SST au niveau du front océanique** Dans cette sous-section, on s'intéresse à la façon dont le front de SST et l'interaction de petite échelle dans la région du GS est affectée par le couplage. En particulier, le positionnement du front, son intensité et sa variabilité temporelle et spatiale sont comparés aux observations.

La Figure 4.5 permet de comparer la structure du front de SST en couplé et en forcé (les SST en forcé correspondent en fait aux observations NOAA-OI). Dans l'ensemble, malgré un décollement tardif, la structure spatiale du front de  $HRES_{couplé}$  présente de grandes similitudes avec les SST NOAA-OI, à ceci près qu'en moyenne l'intensité du front et sa variabilité spatiale sont légèrement sous-estimées par le modèle couplé (Figure 4.5a et b). Il y a également un important biais froid (entre 2 et 4°C) au sud du front mais la composante de petite échelle est presque nulle dans cette zone. La différence entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMT_{couplé}$  (Fig. 4.5c) fait apparaître une langue d'eau très chaude ( $\geq 4^{\circ}\text{C}$ ) le long de la côte jusqu'à la zone de décollement, suivie d'une extension zonale jusqu'à 50°W, puis un front assez diffus avec des anomalies froides ( $\sim 2.5^{\circ}\text{C}$ ) au nord du front, mais également des anomalies chaudes ( $\sim 1^{\circ}\text{C}$ ), et enfin des anomalies de méso-échelle plus contrastées

des Grands bancs où une anomalie chaude (1-2°C) contourne par l'est une anomalie froide de même amplitude. En forcé, la différence entre  $HRES_{forcé}$  et  $SMTH_{forcé}$  (Fig. 4.5d) fait apparaître une extension zonale du front centré autour de 40°N avec un fort contraste de SST nord-sud pour lequel, contrairement au couplé, les anomalies négatives au nord sont plus fortes ( $\leq -4^\circ\text{C}$ ) que les anomalies positives au sud (max. 3.5°C). En résumé, le modèle couplé produit un front de SST plus fort le long de la côte jusqu'à son point de décollement mais nettement plus diffus dans son extension zonale (entre 65°W et 50°W) que par rapport aux observations.

La différence de  $SST_{oce}$  entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  (Fig. 4.5e) montre un réchauffement sur la partie nord du front et un refroidissement le long de la côte et après le décollement, là où le front est le plus intense. Ces anomalies correspondent aux effets des rétroactions atmosphériques locales liées à l'interaction air-mer de petite échelle dans cette région. Des anomalies de  $SST_{atm}$  et  $SST_{oce}$  de même signe (de signe opposé) correspondent à une rétroaction positive (négative) de l'atmosphère sur le front de SST. Ici la rétroaction est négative en moyenne au nord du front, avec une amplitude de 0.5 à 2.5°C, et positive le long de la côte, avec une amplitude de 1 à 2°C. Les effets des rétroactions sont présents seulement en amont et en aval de l'écoulement au passage d'un fort gradient de SST ; il n'y a pas de signal dominant sur la partie diffuse du front, ni au niveau des Grands Bancs.

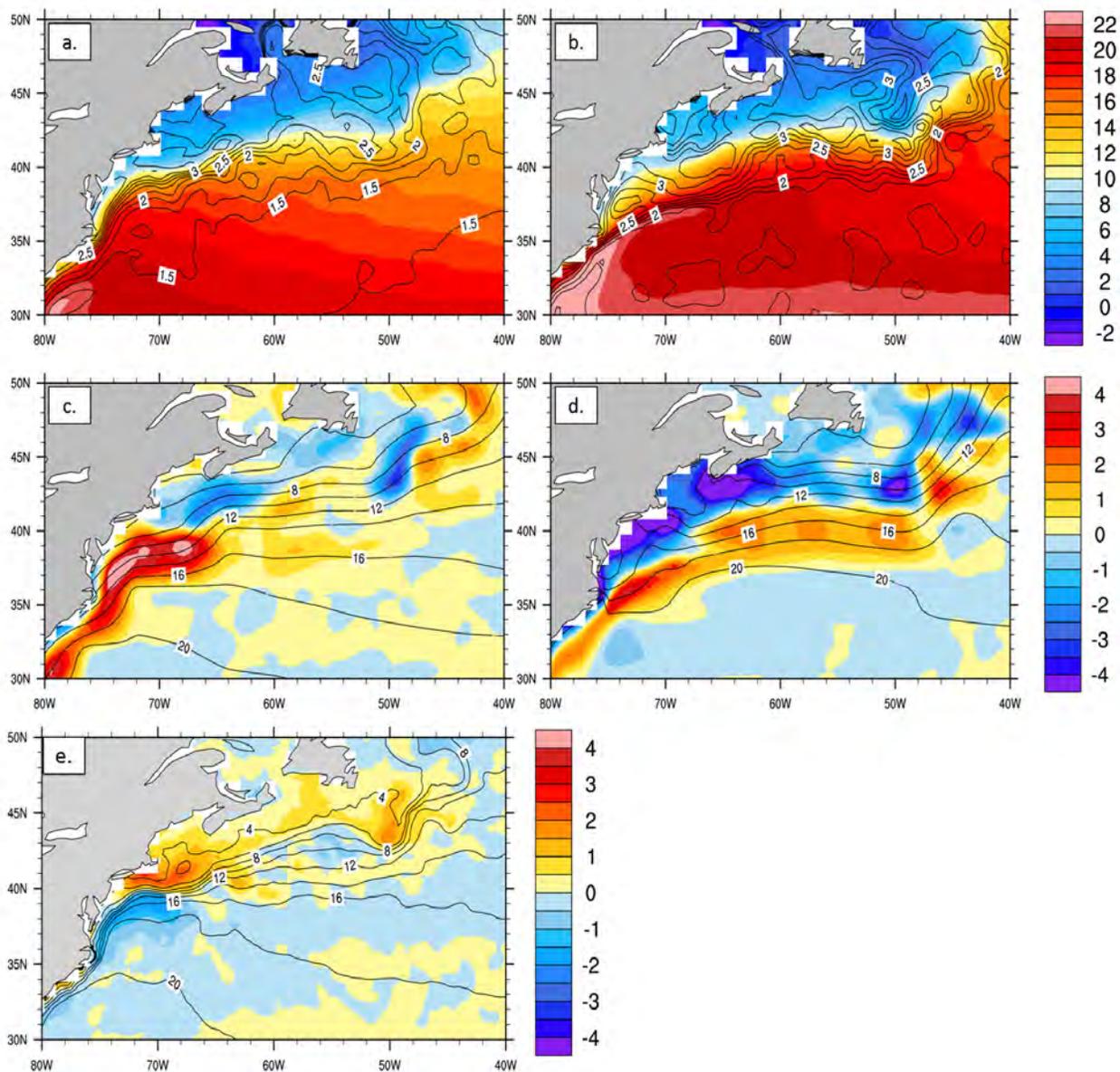


FIGURE 4.5 – Cartes de SST (en °C) dans la région du Gulf Stream en hiver étendu (NDJFM). (a)  $SST_{atm}$ , moyenne (couleurs) et écart-type (contours) pour  $HRES_{couplé}$ . (c)  $SST_{atm}$ , différences des moyennes  $HRES_{couplé}-SMTH_{couplé}$  (couleurs) et moyenne pour  $SMTH_{couplé}$  (contours). (b,d) Idem (a,c) mais avec  $HRES_{forcé}$  ( $SMTH_{forcé}$ ) à la place de  $HRES_{couplé}$  ( $SMTH_{couplé}$ ). (e) Idem (c) mais pour la  $SST_{oce}$ .

**Coefficient de couplage air-mer de petite échelle** L'intensité de l'interaction air-mer de petite échelle en hiver (DJF) est mesurée par le coefficient d'interaction (défini paragraphe 2.3.1) et comparée aux observations AMSR-E et QuikSCAT, et à l'expérience  $HRES_{forcé}$  (voir Figure 4.6). L'amplitude des anomalies de petite échelle de la SST est très similaire en couplé et en forcé. Cependant, l'amplitude de la distribution des anomalies de petite échelle du vent et de la SST est plus large dans les observations que dans les expériences. Ce résultat indique que les extrêmes des anomalies de petite échelle de vent et de SST ne sont pas bien représentés en couplé et en forcé. En revanche ils sont similaires dans les deux configurations, ce qui semble indiquer qu'il s'agit d'un biais du modèle atmosphérique, indépendamment de la configuration forcée ou couplée dans laquelle il est utilisé. Les coefficients de corrélation et d'interaction entre les anomalies de petite échelle du vent et de la température de surface sont très proches pour les deux expériences bien que près d'un tiers inférieurs à ceux des observations (voir 4.2). L'intensité de l'interaction de petite échelle n'est pas plus proche des observations dans la configuration couplée. D'autre part, le faible écart des coefficients entre forcé et couplé indique que l'intensité de l'interaction de petite échelle est robuste au couplage. Ce résultat suggère que les rétroactions atmosphériques locales n'influent pas sur la nature de cette interaction.

En couplé, le positionnement des anomalies chaudes montre un décalage vers le nord de la zone de décollement du front, qui a lieu autour de  $38^{\circ}\text{N}$  en couplé plutôt qu'au niveau de Cap Hatteras ( $35^{\circ}\text{N}$ ) tel que le montrent les observations. Au niveau du courant de retournement des Grands Bancs, les structures de méso-échelle sont présentes mais légèrement décalées vers le nord par rapport aux observations, et l'amplitude des anomalies chaudes associées est légèrement sous-estimée.

#### 4.4 Influence locale du front de SST sur l'atmosphère

Dans cette section, on s'intéresse à la réponse de l'atmosphère (MABL et troposphère libre) au forçage par les petites échelles de SST au niveau du GS. L'effet du couplage de petite échelle sur les flux de chaleur turbulents et les vents à la surface peut être mis en évidence directement dans l'expérience  $HRES_{couplé}$ .

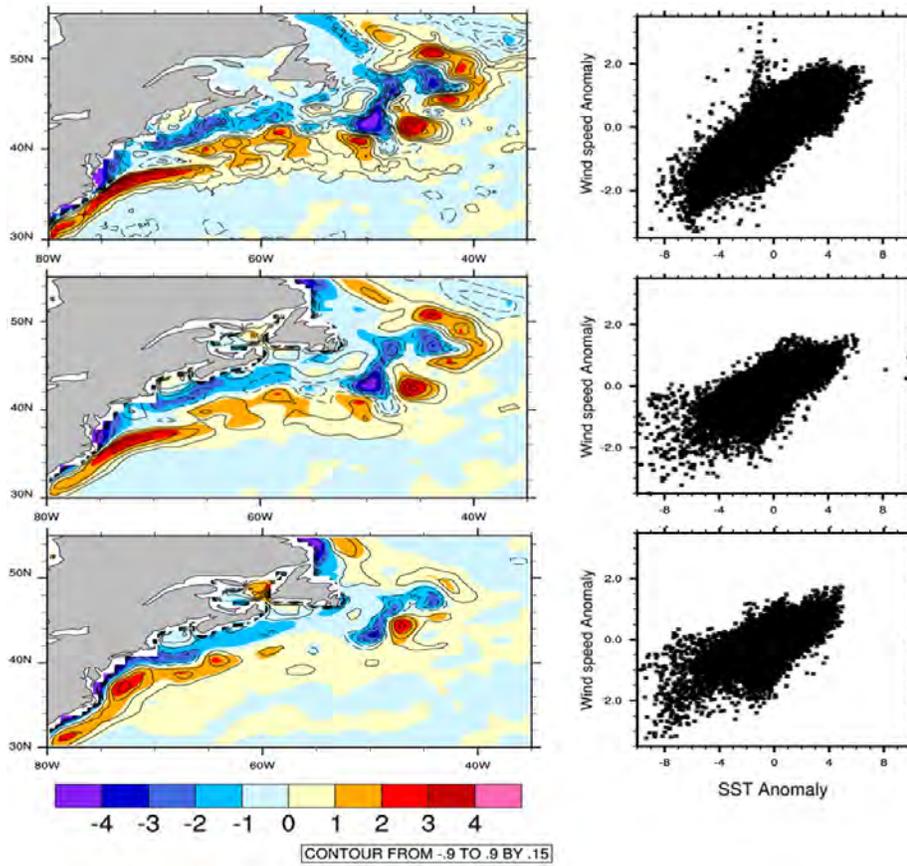


FIGURE 4.6 – SST (couleurs, en  $K$ ) et vitesse du vent à la surface (contours, en  $ms^{-1}$ ) filtrés passe-haut spatialement, (à gauche) moyennés en hiver (DJF) sur le domaine GS et (à droite) les nuages de points des anomalies journalières correspondantes moyennées temporellement par une moyenne glissante sur 3 semaines, toutes les deux semaines. (Haut) AMSR-E et QuikSCAT, (milieu)  $HRES_{forcé}$ , (bas)  $HRES_{couplé}$ .

	Coefficient de corrélation	Coefficient d'interaction
Observations	0.75	0.30
$HRES_{forcé}$	0.67	0.21
$HRES_{couplé}$	0.64	0.19

TABLE 4.2 – Coefficients de corrélation (sans unité) et d'interaction (en  $ms^{-1}K^{-1}$ ) dans les observations (AMSR-E et QuikSCAT), en forcé ( $HRES_{forcé}$ ) et en couplé ( $HRES_{couplé}$ ), en hiver (DJF).

#### 4.4.1 Sensibilité des flux de chaleur turbulents au couplage océan-atmosphère

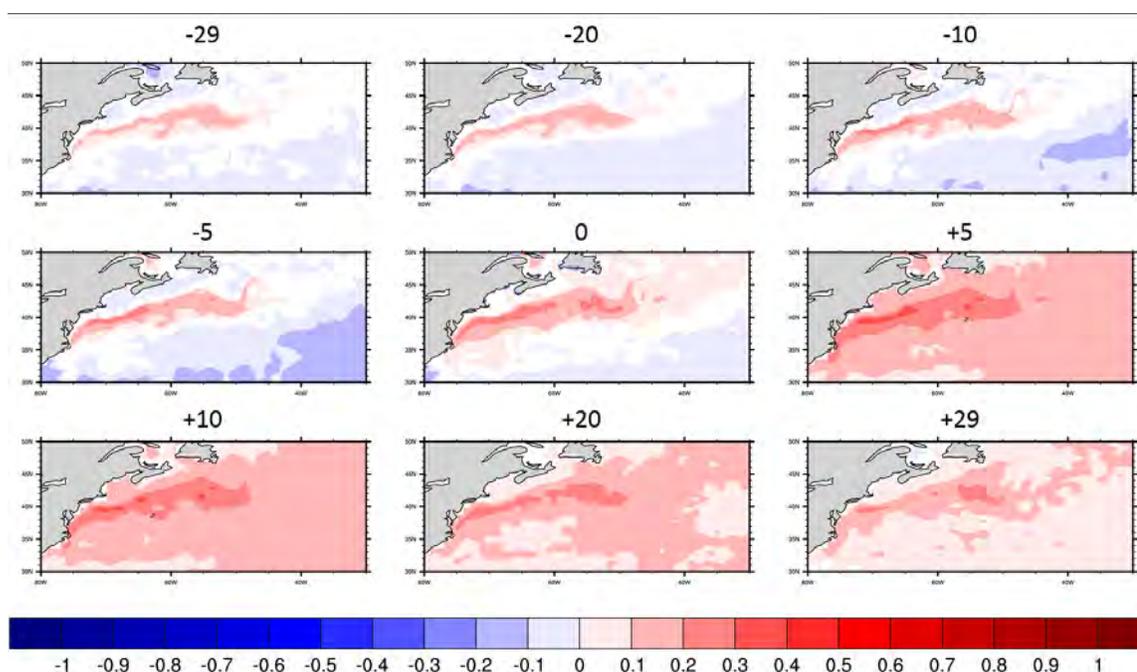


FIGURE 4.7 – Cartes des corrélations temporelles déphasées entre les anomalies journalières de la SST et des flux de chaleur turbulents à la surface (positifs vers le haut) dans  $HRES_{couplé}$ , pour des déphasages (de haut et bas et de gauche à droite) de -29, -20, -10, -5, 0, 5, 10, 20 et 29 jours (la SST est en avance aux déphasages positifs). Les valeurs pour lesquelles la significativité de la corrélation est inférieure à 95% sont masquées. Hiver étendu (NDJFM), le cycle saisonnier (calculé avec 2 harmoniques) a été retiré.

Dans l'expérience  $HRES_{couplé}$ , les flux de chaleur latente ont une distribution spatiale similaire à  $HRES_{forcé}$  mais sont en moyenne plus faibles (Figure 4.4). C'est dans la région du GS que cette différence est la plus prononcée, bien que les flux de chaleur latente y excèdent les  $220 Wm^{-2}$  sur près de la moitié du front. Les flux de chaleur sensible sont également plus faibles sur le GS dans  $HRES_{couplé}$  que dans  $HRES_{forcé}$ , en particulier sur la zone de retournement des Grands Bancs. En revanche ils sont plus forts aux hautes latitudes le long de la calotte polaire, où ils excèdent  $200 Wm^{-2}$ . Cette diminution des flux de chaleur turbulents au niveau du front océanique tend à rendre les flux plus réalistes au regard des réanalyses.

Les corrélations temporelles déphasées entre les champs de SST et de flux de chaleur turbulents à la surface (positifs vers le haut) dans  $HRES_{couplé}$  (voir Figure 4.7) ont été calculées à partir des anomalies journalières par rapport au cycle saisonnier en hiver étendu (de novembre à mars, la tendance a été enlevée sur la période considérée). Aux déphasages négatifs, les flux turbulents sont en avance sur les SST. Le contraste entre corrélations positives sur le front et négatives en dehors est révélateur de l'effet du couplage de petite échelle sur le forçage des flux turbulents par les SST. En dehors du front, les corrélations négatives indiquent que les anomalies de SST sont pilotées par les anomalies de flux de chaleur turbulents à la surface. En revanche, les corrélations positives le long du front de SST signifient que des anomalies positives (négatives) de flux de l'océan vers l'atmosphère sont associées à des anomalies positives (négatives) de SST. Les corrélations positives les plus fortes se situent quand la SST est en avance sur l'atmosphère (de 5 à 10 jours). Elles sont dues à la persistance des SST. Cet effet est visible jusqu'à un déphasage négatif de 29 jours.

Les anomalies entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  de flux de chaleur latente et de chaleur sensible à la surface (Figure 4.8) montrent une forte corrélation spatiale avec les anomalies de  $SST_{atm}$ . La décomposition des anomalies (voir l'article 3.4, paragraphe 2.4) a été réalisée pour la différence de flux de chaleur latente entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$ . En forcé, la décomposition avait montré que les anomalies des flux de chaleur latente et des flux de chaleur sensible étaient tous les deux dus à la déstabilisation de la couche limite. Ici, on s'intéresse uniquement au cas des flux de chaleur latente.

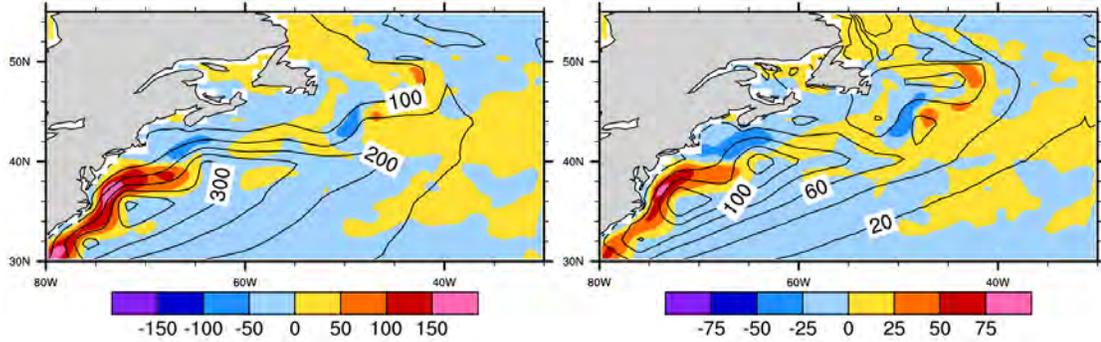


FIGURE 4.8 – Anomalies de flux de chaleur turbulents (en  $Wm^{-2}$ ) entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  sur le Gulf Stream, hiver étendu (NDJFM). (A gauche) Flux de chaleur latente et (à droite) flux de chaleur sensible. Les contours noirs représentent les valeurs de  $SMTH_{couplé}$ .

Malgré la différence de distribution spatiale, due aux biais de représentation du front dans le modèle couplé, le comportement des anomalies de flux de chaleur turbulents est similaire en couplé et en forcé. En effet, la décomposition de l'anomalie de flux de chaleur latente (Figure 4.9) montre qu'ils proviennent principalement de la déstabilisation de la couche limite, à travers la modification du coefficient d'échange. Viennent ensuite les contributions des changements de vent induits et du gradient vertical d'humidité spécifique. On note que l'amplitude de l'erreur de la décomposition est comparable à ces deux dernières contributions, suggérant que des non-linéarités apparaissent dans le couplé alors qu'elles n'existent pas en forcé. Le résultat de cette décomposition montre que la réponse des flux turbulents aux petites échelles de SST via la déstabilisation de la couche limite n'est pas sensible aux effets des rétroactions atmosphériques. En revanche, ces flux peuvent être responsables de la rétroaction négative de l'atmosphère sur le front, car en augmentant les pertes de chaleur sur la partie chaude du front et en les diminuant sur la partie froide, ils contribuent à affaiblir le gradient de  $SST_{oce}$ .

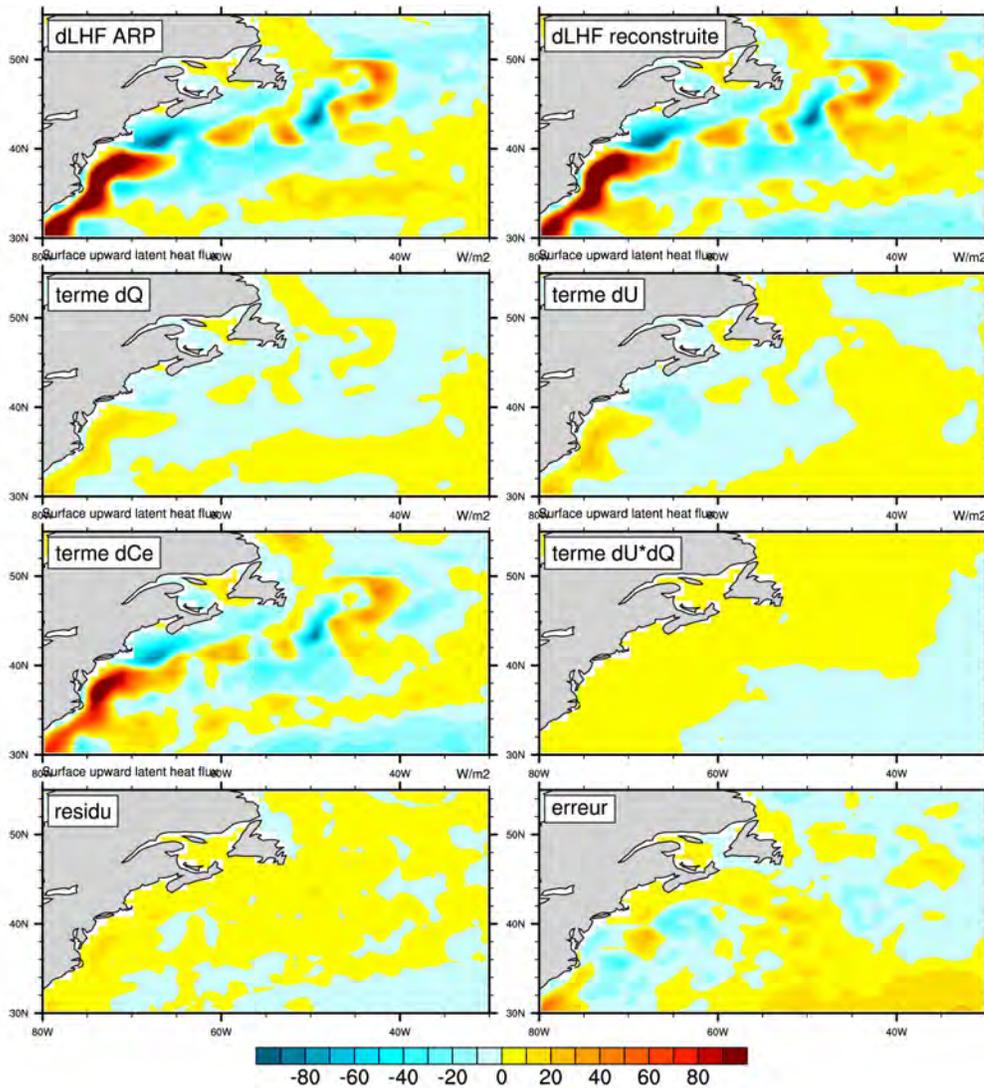


FIGURE 4.9 – Décomposition de l’anomalie de flux de chaleur latente (en  $Wm^{-2}$ ) entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  (hiver étendu). (a) Différence  $HRES_{couplé}-SMTH_{couplé}$ , (b) comme (a) mais pour les champs reconstruits, (c) contribution du terme correspondant au changement du gradient vertical d’humidité spécifique près de la surface, (d) contribution du terme correspondant au changement de vent induit près de la surface, (e) contribution du terme correspondant au changement de coefficient de transfert du flux de chaleur latente (associé à la stabilité de la MABL), (f) contribution du terme croisé entre les changements de vent et de gradient d’humidité près de la surface, (g-h) résidu et erreur de la décomposition.

#### 4.4.2 Sensibilité du vent au couplage océan-atmosphère

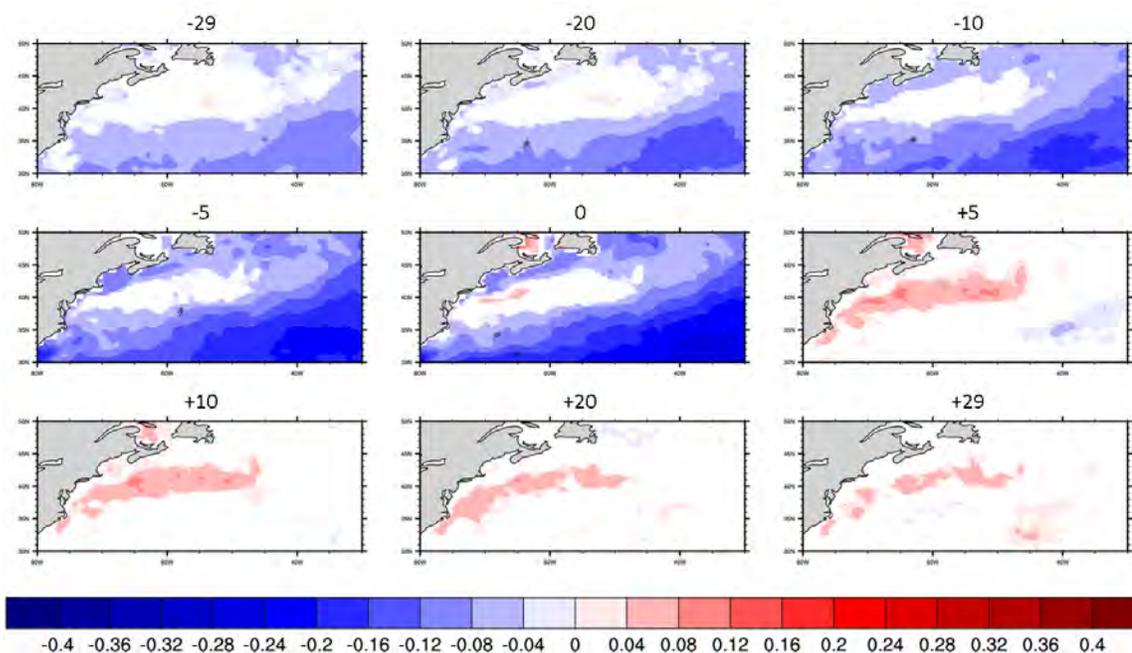


FIGURE 4.10 – Comme pour la Figure 4.7 mais avec la SST et la vitesse du vent à la surface.

L'étude des corrélations temporelles déphasées entre la SST et le vent près de la surface a été réalisée de la même façon qu'avec les flux de chaleur turbulents à la surface (paragraphe 4.4.1). Les cartes de corrélation de la SST avec la vitesse du vent (Figure 4.10) montrent aux déphasages négatifs et nul un contraste spatial entre le front de SST et le reste du domaine : alors que sur le reste du domaine les corrélations sont négatives à ces déphasages, elles sont nulles sur le front, voire légèrement positives pour un déphasage nul. Ce résultat illustre l'effet du couplage associé à la variabilité spatiale de petite échelle des SST sur le front. L'analyse des corrélations déphasées entre la SST et le vent à la surface montre que le couplage induit une réponse différente sur le front et en dehors ; en dehors du front, les anomalies positives (négatives) de vitesse du vent provoquent des anomalies négatives (positives) de SST dans une plage de 5 à 10 jours environ. En revanche, sur le front, les anomalies de SST ne sont pas soumises à l'influence de la vitesse du vent de surface. A

déphasage nul, le signe positif de la corrélation sur le front indique que les anomalies de SST forcent les anomalies de la vitesse du vent. Les corrélations positives aux déphasages positifs sur le front indiquent que le forçage du vent à la surface par les SST se fait sentir avec une égale intensité pendant 10 jours, et persiste environ 3 semaines.

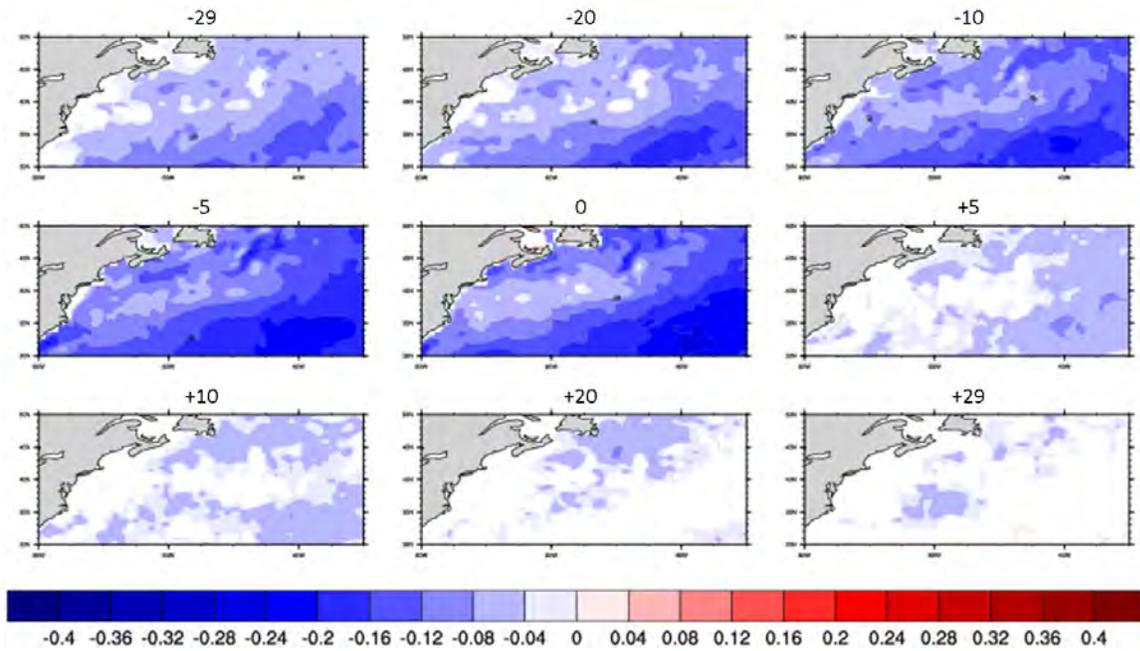


FIGURE 4.11 – Comme pour la Figure 4.10 mais avec la SST et la vitesse du vent à 850 hPa.

L'analyse des corrélations déphasées entre les anomalies de SST et la vitesse du vent à 850 hPa (Figure 4.11) montre une diminution, pour un déphasage nul, de l'intensité du forçage des SST par le vent au-dessus de la couche limite au-dessus du front, contrairement au reste du domaine. Cependant le signe de la corrélation est négatif partout, ce qui suggère que l'effet du forçage en SST sur le vent n'est pas sensible au-dessus de la couche limite atmosphérique.

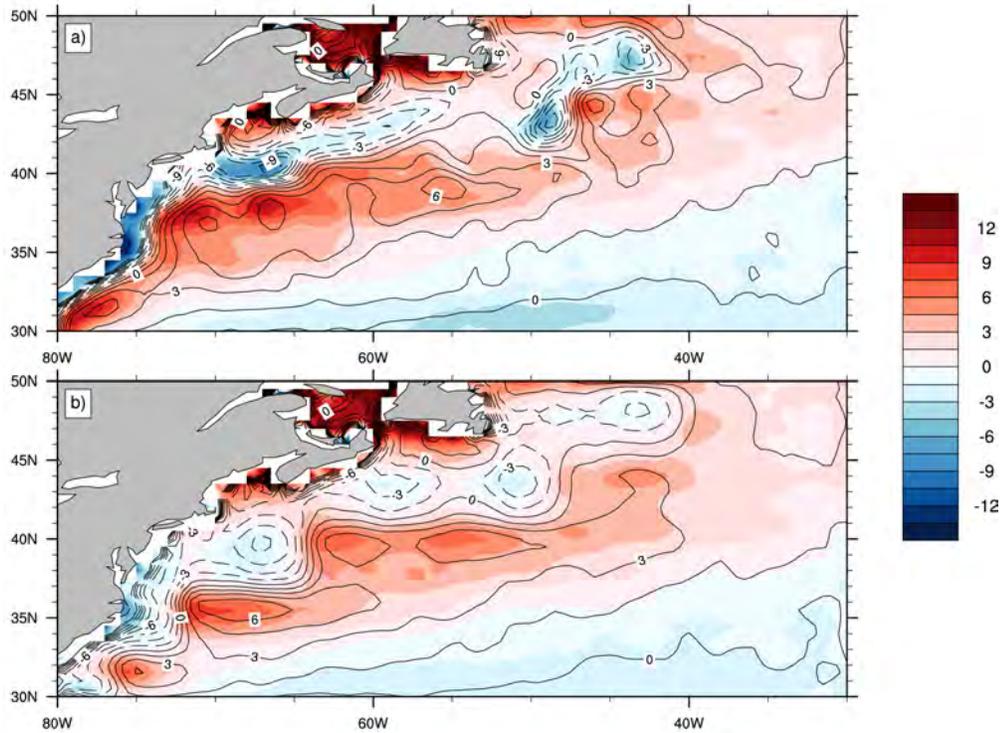


FIGURE 4.12 – Terme d’ajustement en pression de l’équation 3 de Takatama et al. (2012) (en couleurs,  $10^{-2}kgm^{-1}s^{-1}$ , voir texte pour les détails), et convergence de la quantité de mouvement près de la surface (en contours,  $10^{-2}kgm^{-1}s^{-1}$ , avec un intervalle de  $10^{-6}s^{-1}$ , les contours tiretés sont pour les valeurs négatives). (a)  $HRES_{couplé}$ , (b)  $SMTH_{couplé}$ . Les champs ont été légèrement lissés spatialement. Hiver étendu (NDJFM).

**Ajustement hydrostatique en pression** Comme nous l’avons vu dans la section 1.2.3, deux mécanismes permettent d’expliquer la réponse des anomalies de petite échelle du vent à la surface d’un front de SST :

1. le phénomène d’ajustement hydrostatique en pression,
2. le transfert vertical de quantité de mouvement horizontal via le mélange turbulent.

Takatama et al. (2012) proposent une décomposition du vent à la surface qui permet de distinguer les contributions respectives de ces deux mécanismes. Nous avons repris le

premier terme (noté  $T_1$ ) de l'équation 3 de Takatama et al. (2012) qui relie la convergence de quantité de mouvement au terme d'ajustement dû aux gradients de pression, et qui s'écrit :

$$T_1 = \frac{\varepsilon}{\varepsilon^2 + f^2} \nabla^2 P + M_1 P_x + M_2 P_y \quad (4.1)$$

où  $\varepsilon$  est le coefficient d'amortissement linéaire de la friction à la surface,  $f$  est le paramètre de Coriolis (on prend  $f = 2\omega \sin(\phi) = 1.45810^{-4} \sin(\phi)$ , avec  $\phi$  la latitude),  $P$  la pression à la surface de la mer. Les termes  $M_1$  et  $M_2$  sont des fonctions de  $\varepsilon$  et de  $f$ . Dans la suite, on choisit  $\varepsilon$  constant tel que  $\varepsilon = 2.0 \times 10^{-4} s^{-1}$  et on néglige les termes  $M_1$  et  $M_2$ , comme le suggèrent Takatama et al. (2012). La Figure 4.12 montre que la cohérence spatiale de la convergence de la quantité de mouvement (calculée comme la convergence du vent près de la surface que multiplie la densité de l'air  $\rho_a$ , avec  $\rho_a = 1.225 kgm^{-3}$ ) et de  $T_1$  est forte dans les deux expériences (Fig. 4.12a), bien que  $HRES_{couplé}$  montre des structures de petit échelle cohérentes et des valeurs de convergence et de divergence plus fortes que dans  $SMTH_{couplé}$ . Dans les deux expériences, le mécanisme d'ajustement en pression semble être le principal moteur de la convergence du vent près de la surface, cependant dans  $SMTH_{couplé}$  cet effet dû à l'interaction air-mer au niveau du front est près de deux fois plus faible que dans  $HRES_{couplé}$ .

#### 4.4.3 Influence du couplage sur la réponse des précipitations convectives au front de SST

Comme dans le cas des expériences forcées, les anomalies de précipitation convective entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  au niveau du GS montrent des différences significatives (Figure 4.13) là où les anomalies de  $SST_{atm}$  sont les plus fortes. Les anomalies chaudes le long de la côte et au niveau du décollement du Gulf Stream sont associées à une augmentation des précipitations de l'ordre de 2 à 3  $mmjour^{-1}$ , soit une augmentation de 50% par rapport à  $SMTH_{couplé}$ . Les anomalies négatives de précipitations sont situées au niveau des anomalies froides ; elles sont plus faibles en valeur absolue de l'ordre de 1  $mmjour^{-1}$  mais représentent également une diminution de l'ordre de 50% par rapport à  $SMTH_{couplé}$ . Bien que la distribution spatiale des anomalies de précipitation convective soit différente en forcé et en couplé, du fait des différences spatiales des fronts en forcé et en couplé, le

couplage ne semble pas modifier la réponse des précipitations aux petites échelles de SST.

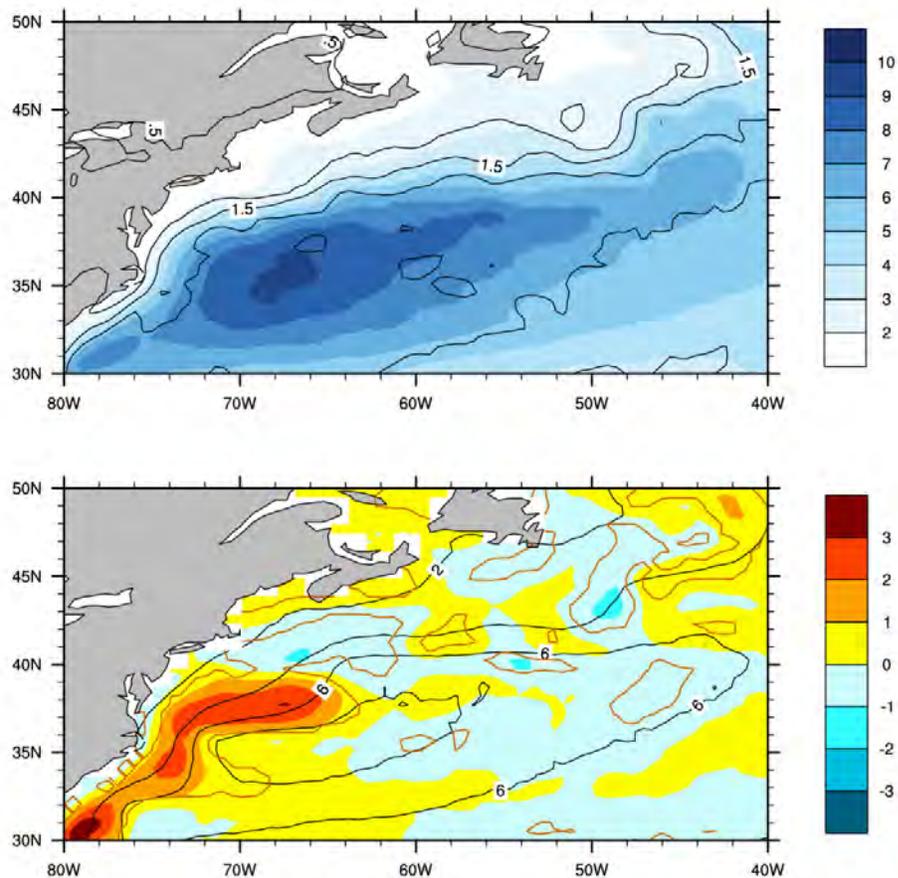


FIGURE 4.13 – Précipitation convectives journalières (en  $mm\text{jour}^{-1}$ ) sur le Gulf Stream en hiver étendu (NDJFM). (Haut) Moyenne (en couleurs) et écart-type (en contours) pour  $HRES_{couplé}$ . (Bas) Différence  $HRES_{couplé}-SMTH_{couplé}$  (en couleurs) et valeurs  $SMTH_{couplé}$  (en contours noirs). Les contours marrons indiquent là où la significativité statistique de la différence est égale ou supérieure à 95%.

## 4.5 Influence du couplage de petite échelle sur la variabilité atmosphérique de l'Atlantique Nord

Dans cette section, on s'intéresse à la réponse atmosphérique sur l'Atlantique Nord. On regarde à la fois comment la variabilité basse-fréquence spatiale est affectée via le courant

jet et les régimes de temps en hiver, et comment en retour ces changements impactent la route dépressionnaire des tempêtes extra-tropicales.

#### 4.5.1 Courant jet des moyennes latitudes

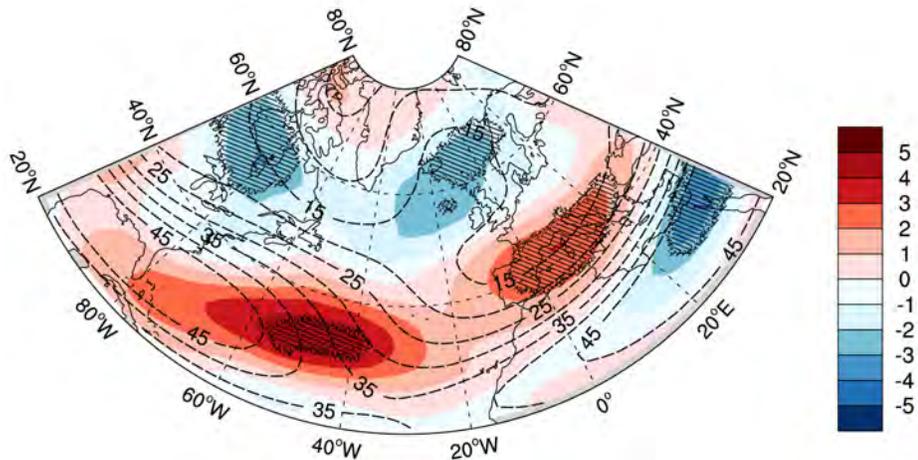


FIGURE 4.14 – Différence du vent zonal moyen à 200 hPa (en  $ms^{-1}$ ) entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$ . Les contours tiretés représentent les valeurs de  $SMTH_{couplé}$ . Les hachures indiquent les zones où la significativité statistique est égale ou supérieure à 95% (t-test). Hiver étendu (NDJFM).

La figure 4.14 montre que les différences d'état moyen de jet sont relativement faibles, avec un maximum de  $0.8$  à  $1.6 ms^{-1}$  au sud du Gulf Stream où il va de  $35$  à  $55 ms^{-1}$  en moyenne, soit une accélération du jet sur l'ouest du bassin de  $2$  à  $4\%$  due au couplage de petite échelle dans la région du front. Ce résultat avait déjà été remarqué en forcé avec des amplitudes similaires mais avec une extension bien plus marquée sur toute la partie centre de l'Atlantique Nord. En revanche, contrairement au cas du forcé pour lequel le jet sub-tropical remontait du nord de l'Afrique et s'intensifiait, dans le cadre du couplé on voit une tendance à l'affaiblissement au nord de l'Afrique et un renforcement sur le bassin Méditerranéen. La structure de cette anomalie indique un décalage de près de  $5^\circ$  vers le nord du maximum du courant jet sub-tropical.

Ce résultat montre une influence à grande échelle du couplage air-mer de petite échelle dans la région du Gulf Stream. Les différences par rapport aux expériences forcées suggèrent

que 1) la différence d'état moyen du front de SST associé au Gulf Stream en couplé par rapport au forcé et/ou 2) le couplage océan-atmosphère modifient les mécanismes impliqués dans la réponse de la variabilité spatiale de grande échelle.

#### 4.5.2 Régimes de temps

Les composites des anomalies journalières de Z500 pour les 5 régimes de temps montrent des différences significatives entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  pour chaque régime (Figure 4.15).

Dans  $HRES_{couplé}$ , le régime Dorsale Atlantique est marqué par une extension du centre dépressionnaire le long de la côte est de l'Amérique du Nord. Or cet anticyclone tend à faire remonter le courant jet le long de la côte américaine vers le nord ; ce changement de la structure spatiale du régime suggère un affaiblissement du jet associé dans cette zone. Le Blocage Scandinave montre un renforcement du système de blocage sur la partie nord du domaine, ainsi qu'un affaiblissement de l'anticyclone sur le sud de l'Europe. Dans ce régime, le rail des dépressions est orienté vers le nord, en direction de la pointe sud du Groenland, et présente très peu d'entrée de tempêtes extra-tropicales sur l'Europe Occidentale. Ce changement peut favoriser d'avantage d'entrées de tempêtes sur le sud de l'Europe. Le régime d'Atlantique Est est le plus faiblement impacté par la petite échelle océanique du Gulf Stream, bien que localement le long de la côte est de l'Amérique du Nord il entraîne un affaiblissement local du centre dépressionnaire, qui est en revanche étendu sur le centre et le nord de l'Europe, mais ces différences restent faibles. Le régime Zonal, proche du régime d'Atlantique Est par la structure de l'écoulement de grande échelle, présente des changements semblables, avec un extension zonale à l'est de la dépression sur le Nord de l'Europe, et une anomalie positive au niveau du front océanique. Ce renforcement local de l'anticyclone est accompagné d'une anomalie négative au nord, contribuant à étendre aussi à l'ouest le système dépressionnaire situé sur la moitié nord du domaine. L'Anticyclone Groenlandais est atténué dans  $HRES_{couplé}$  par rapport à  $SMTH_{couplé}$ , et le blocage tend à s'étendre sur l'ouest de l'Europe, ce qui semble favorable à une diminution des entrées de tempêtes sur l'Europe. Une légère anomalie négative localisée au niveau de la région du Gulf Stream suggère un renforcement du jet dans cette zone. Les différences de fréquences d'occurrence pour les 5 régimes sont comprises entre  $\pm 1 - 2\%$  (Table 4.3) mais le faible échantillon temporel ne permet pas de savoir si ces différences sont robustes.

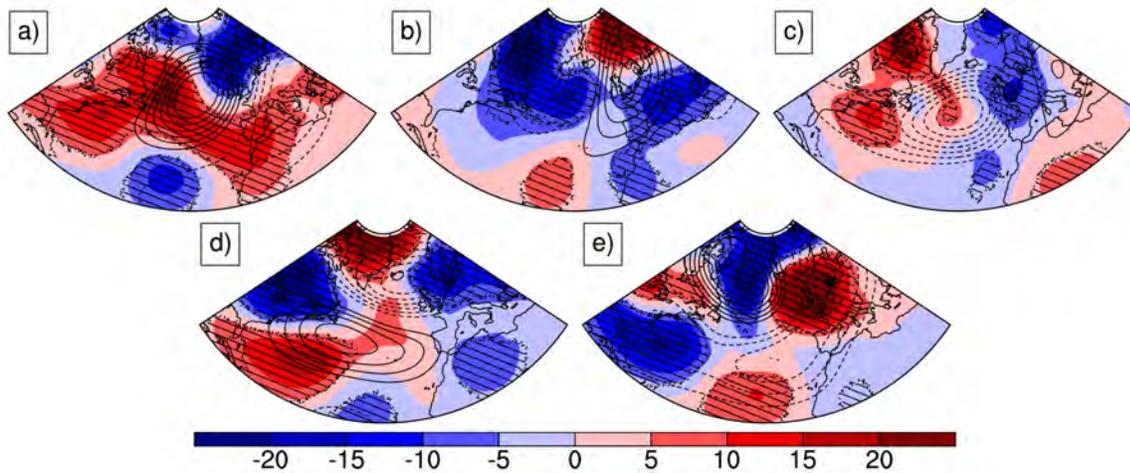


FIGURE 4.15 – Différences des anomalies de Z500 (en  $m$ ) entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  pour les 5 régimes de temps (a) AR,(b) BL,(c) EA,(d) ZO et (e) GA. Les contours représentent les valeurs de  $SMTH_{couplé}$  (en  $m$ ). Les hachures indiquent les zones où la significativité statistique de la différence est supérieure à 95% (t-test).

	$HRES_{couplé}$	$SMTH_{couplé}$
ZO	19	20
EA	23	21
GA	17	18
AR	20	19
BL	21	22

TABLE 4.3 – Fréquences d’occurrence (en %) des 5 régimes de temps pour  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$ .

### 4.5.3 Influence sur les tempêtes extra-tropicales de l’Atlantique Nord

Dans cette section, on s’intéresse à la réponse du rail des dépressions au couplage air-mer de petite échelle dans la région du Gulf Stream.

**Densité de trajectoires** La Figure 4.16 montre qu’il existe des différences significatives sur la partie ouest du bassin. La prise en compte des petites échelles de SST provoque une augmentation locale de 4 à 6 tempêtes par saison sur le front et au sud de celui-ci (soit près de 10% des tempêtes simulées dans ces zones dans  $HRES_{couplé}$ ), et à une diminution

sur l'est de l'Europe et la Mer Méditerranée (soit 10 à 15%). Il y a aussi une diminution significative sur l'ouest des États-Unis et sur l'île de Baffin, et une légère augmentation sur le Groenland. Sur le reste du domaine, le signal est bruité, avec des différences moyennes faibles sans cohérence spatiale évidente.

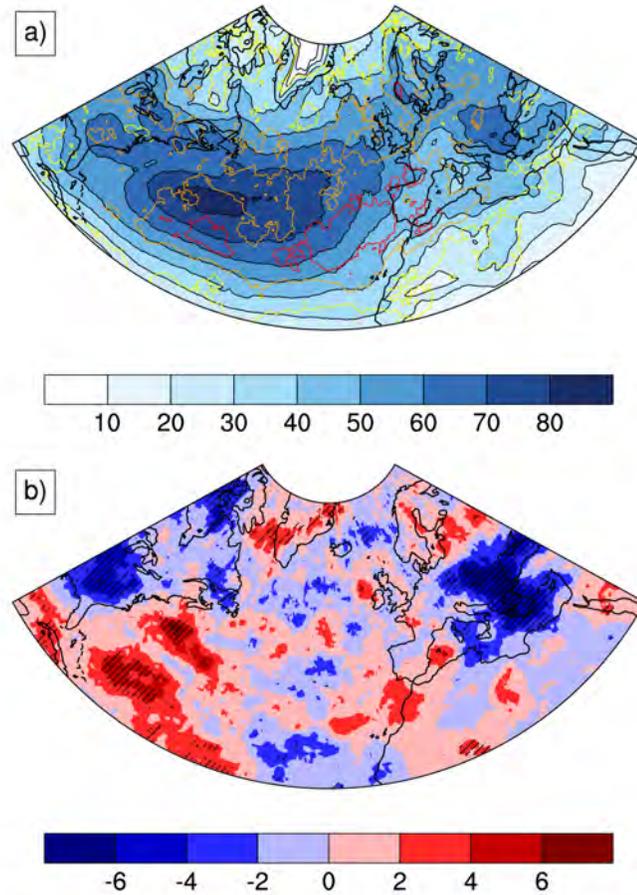


FIGURE 4.16 – Densité de trajectoires des tempêtes extra-tropicales (en nombre de tempête par saison) sur l'Atlantique Nord et l'Europe, en hiver étendu (NDJFM). (a) Moyenne  $HRES_{couplé}$  (plages de couleurs) et écart-type (les contours jaune, orange et rouge représentent les isolignes pour 2, 4 et 6 tempêtes par saison, resp.), (b) différence  $HRES_{couplé} - SMTH_{couplé}$  (les hachures indiquent les zones où la significativité statistique est supérieure à 95%, avec un test en bootstrap).

**Génération de tempêtes** La Figure 4.17 montre des différences significatives de la densité de génération de tempêtes en réponse aux petites échelles spatiales de SST, en particulier sur les deux pôles principaux que sont le Gulf Stream et l'Europe de l'Est.

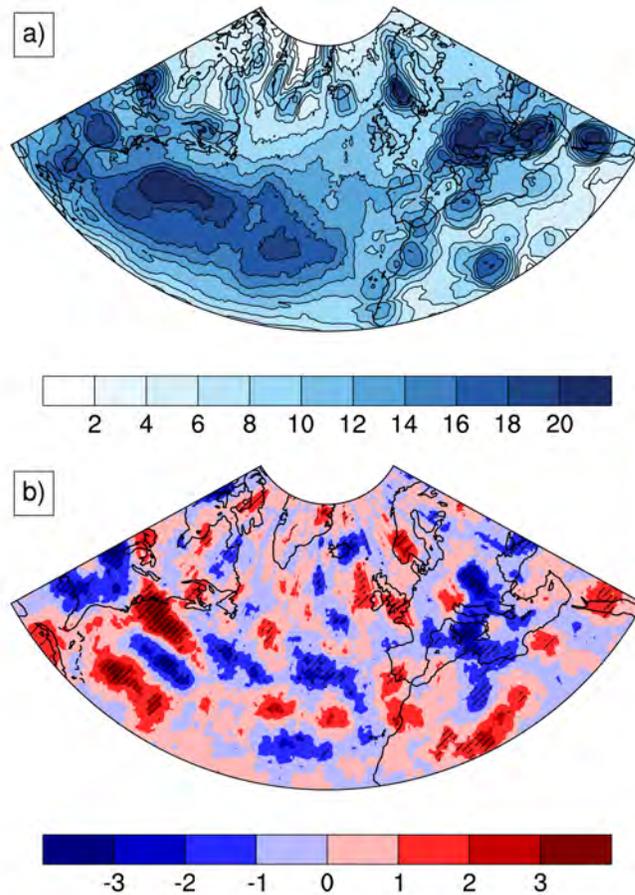


FIGURE 4.17 – Densité de génération des tempêtes extra-tropicales (en nombre de tempête par saison) sur l'Atlantique Nord et l'Europe, en hiver étendu (NDJFM). (a) Moyenne  $HRES_{couplé}$  et (b) différence  $HRES_{couplé}-SMTH_{couplé}$  (les hachures indiquent les zones où la significativité statistique est supérieure à 95%, avec un test en bootstrap).

La distribution spatiale et l'amplitude des changements du nombre de tempêtes générées correspondent aux différences de densité de trajectoires discutées au paragraphe précédent. On peut en déduire que les anomalies de densité de trajectoires sont dues principalement à des changements de génération de tempêtes. Ce résultat n'est pas trivial, pour une densité

de génération de tempêtes identique les différences de densité moyenne de trajectoires auraient pu venir de changements des trajectoires elles-mêmes.

**Intensité** Le nombre moyen de tempêtes par saison (NDJFM) est très proche pour les deux expériences couplées (Table 4.4) : 3144 et 3147 pour  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$ , respectivement. Les caractéristiques de la distribution statistique de l'intensité (mesurée comme la vorticité maximale en chaque pas de temps toutes les 6 heures, voir Table 4.4) des tempêtes détectées sont également très proches dans les deux expériences couplées, et elles produisent sensiblement la même quantité de tempêtes fortes par saison (c'est-à-dire pour lesquelles la vorticité maximale est égale ou supérieure à  $200 \cdot 10^{-4} s^{-1}$  au moins une fois au cours de leur vie). Ce résultat indique que les petites échelles de SST dans la région du Gulf Stream, où le maximum de densité de trajectoires est concentré, n'influencent pas l'intensité des tempêtes.

	$HRES_{forcé}$	$HRES_{couplé}$	$SMTH_{couplé}$
Nombre moyen de tempêtes en hiver	2855	3144	3147
Nombre moyen de tempêtes fortes en hiver	401	626	625
Intensité moyenne	116.3	133.8	133.4
Anomalie de la moyenne quadratique	84.3	98.1	98.3
1er décile	34.2	38.1	37.3
1er quartile	54.7	61.3	61.3
Médiane	94.7	107.6	107.0
3ème quartile	153.4	177.5	177.0
9ème décile	228.9	268.1	268.7

TABLE 4.4 – Nombre de tempêtes extra-tropicales et caractéristiques de la distribution statistique de leur intensité ( $10^{-4} s^{-1}$ ) pour  $HRES_{forcé}$ ,  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$ , sur l'Atlantique Nord en hiver étendu (5 mois, NDJFM). L'intensité d'une tempête est définie par la valeur maximale du tourbillon en chaque pas de temps. Les tempêtes fortes sont celles dont l'intensité atteint ou dépasse la valeur de  $200 \cdot 10^{-4} s^{-1}$  au moins une fois au cours de leur vie.

En revanche, on note que le nombre moyen de tempêtes par saison d'hiver étendu est 10% plus élevé pour  $HRES_{couplé}$  que pour  $HRES_{forcé}$  (en moyenne 3144 et 2855 tempêtes par hiver étendu en moyenne, respectivement). On remarque aussi que la distribution du couplé présente un décalage systématique vers des intensités plus fortes par rapport aux expériences forcées. Ainsi la valeur médiane de l'intensité est de  $94.7 \cdot 10^{-4} s^{-1}$  pour

$HRES_{forcé}$  et de  $107.6 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  pour  $HRES_{couplé}$ , soit une augmentation de 14% due au facteur couplage. Cet écart tend à se creuser avec les valeurs élevées : il est de 17% pour le quantile 90 ( $228.9 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  et  $268.1 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  pour  $HRES_{forcé}$  et  $HRES_{couplé}$ , respectivement).

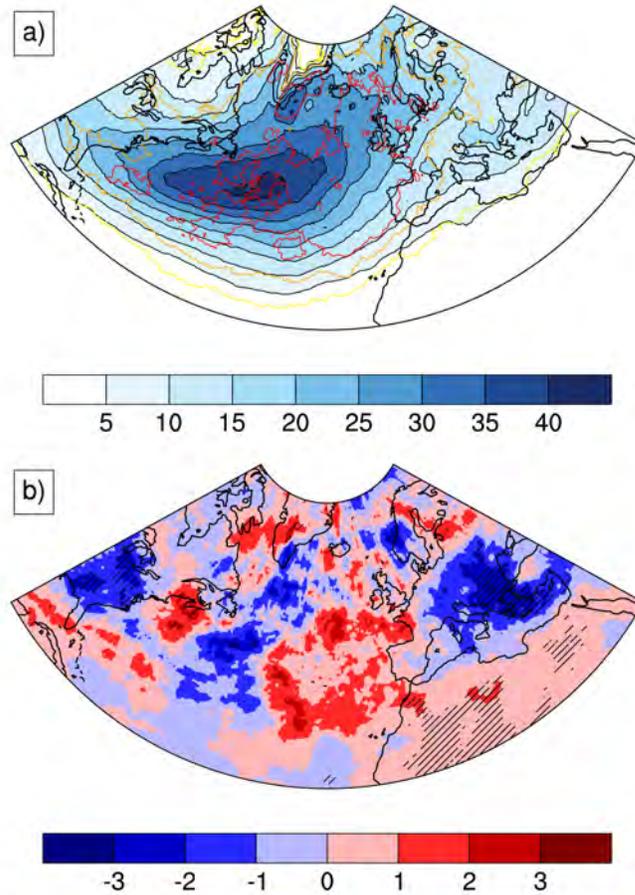


FIGURE 4.18 – Densité de trajectoires des tempêtes extra-tropicales fortes (maximum de vorticité supérieur à  $200 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , en nombre de tempête par saison) sur l’Atlantique Nord et l’Europe, en hiver étendu (NDJFM). (a) Moyenne  $HRES_{couplé}$  (plages de couleurs) et écart-type (les contours jaune, orange et rouge représentent les isolignes pour 1, 2 et 3 tempêtes par saison, resp.), (b) différence  $HRES_{couplé} - SMTH_{couplé}$  (les hachures indiquent les zones où la significativité statistique est supérieure à 95%, avec un test par bootstrap).

Ainsi, les petites échelles de SST ne semblent pas affecter le nombre moyen de tempêtes

simulées et détectées, ni leur intensité. D'autre part, la comparaison entre les expériences  $HRES_{forcé}$  et  $HRES_{couplé}$  indique que le couplage océan-atmosphère favorise le développement et l'intensification de ces tempêtes extra-tropicales, avec une augmentation du nombre de tempêtes détectées dans  $HRES_{couplé}$  et un décalage systématique de la distribution statistique de l'intensité des tempêtes vers des valeurs plus élevées dans  $HRES_{couplé}$  que dans  $HRES_{forcé}$  (voir Table 4.4).

La carte de la différence de distribution des densités moyennes de trajectoires des tempêtes fortes par saison entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  présente peu de changements significatifs mais une réponse aux petites échelles spatiales de SST semblables sur les continents (États-Unis et Europe) à la réponse de l'ensemble des tempêtes (voir Fig. 4.16). Ce résultat indique que la réponse non-locale des tempêtes au front de SST ne dépend pas de l'intensité de la tempête. Ce résultat en couplé diffère du cas forcé pour lequel la réponse de la densité moyenne de trajectoire des tempêtes fortes indique une augmentation significative de la densité de trajectoires sur le sud de l'Europe et la Mer Méditerranée qui n'apparaît pas dans la réponse moyenne de l'ensemble des tempêtes.

Localement, l'influence du front sur la densité de trajectoire des tempêtes fortes est peu significative. On peut seulement dire que la moitié ouest du front est associée à une tendance à l'augmentation, et que la moitié est du front (là où la densité de tempêtes fortes est maximale dans  $HRES_{couplé}$ ) est associée à une tendance à la baisse. Celle-ci se prolonge au nord vers le Groenland. Sur la moitié est du bassin, on note une tendance à l'augmentation.

Pour comprendre la structure spatiale de ces anomalies, on réalise une décomposition des tempêtes en régimes de temps, en ne considérant que les régimes de temps ayant une persistance d'au moins 5 jours, et en attribuant chaque tempête au régime de temps auquel elle appartient le plus longtemps.

**Décomposition en régimes de temps** La décomposition des tempêtes fortes par régimes de temps montre à la fois une forte sensibilité de la densité des trajectoires et de sa réponse aux couplage air-mer de petite échelle dans la région du Gulf Stream à la variabilité basse-fréquence de l'atmosphère (Figure 4.19). Cette décomposition permet de diminuer le bruit de la réponse et d'identifier des structures spatiales d'anomalies cohérentes. En particulier, le régime EA est associé à une augmentation quasiment généralisée sur le domaine de la densité de tempêtes dans  $HRES_{couplé}$ . Les autres régimes ont tendance à faire moins

de tempêtes. Ces différences ne sont cependant pas significatives, excepté sur le sud de l'Europe (le nord du Gulf Stream) pour lequel le régime ZO (GA) favorisent une réponse négative.

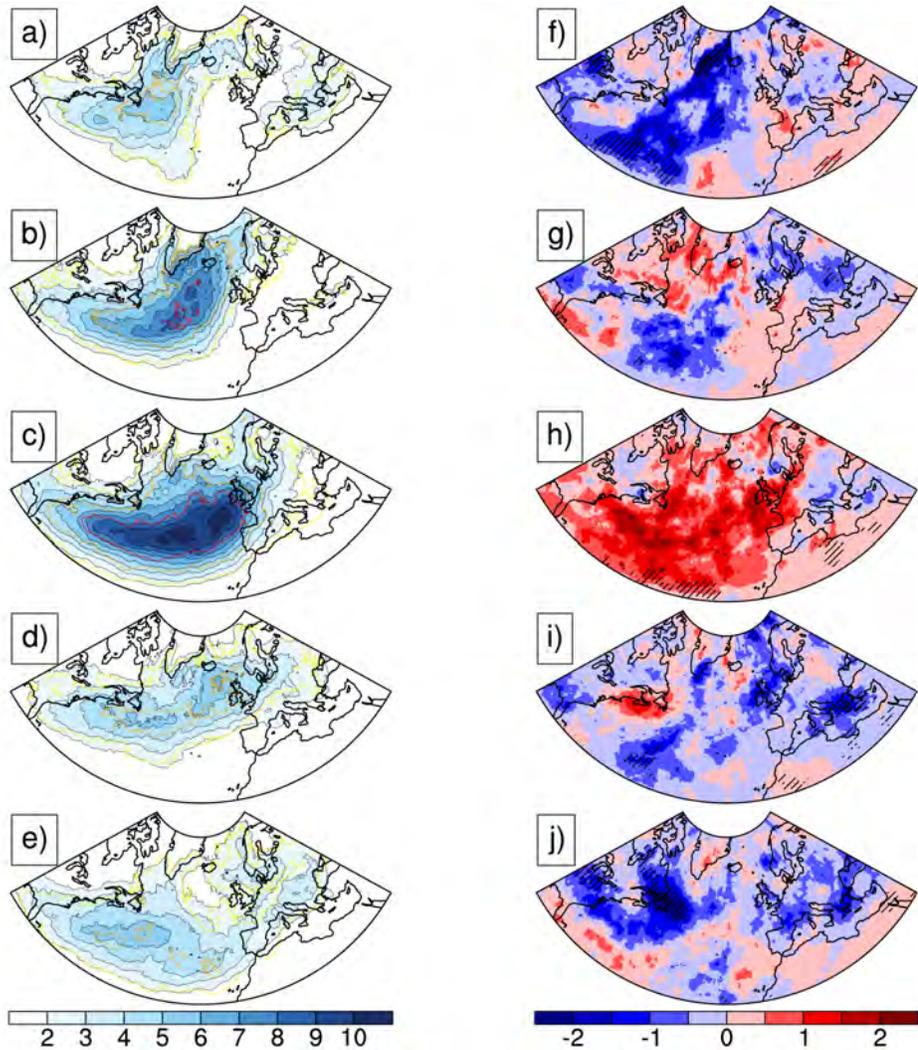


FIGURE 4.19 – Densité de trajectoires des tempêtes extra-tropicales fortes (maximum de vorticité supérieur à  $200 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ , en nombre de tempête par saison) classées selon leur régime de temps persistant prépondérant, pour (à gauche)  $HRES_{couplé}$  et (à droite) la différence  $HRES_{couplé} - SMTH_{couplé}$ , en hiver étendu (NDJFM). (a,f) AR, (b,g) BL, (c,h) EA, (d,i) ZO et (e,j) GA. Les hachures indiquent les zones où la significativité statistique de la différence est supérieure à 95% (test par bootstrap).