



HAL
open science

Ajustement optimal des paramètres de forçage atmosphérique par assimilation de données de température de surface pour des simulations océaniques globales

Marion Meinvielle

► **To cite this version:**

Marion Meinvielle. Ajustement optimal des paramètres de forçage atmosphérique par assimilation de données de température de surface pour des simulations océaniques globales. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT : 2011GRENU053 . tel-00681484

HAL Id: tel-00681484

<https://theses.hal.science/tel-00681484>

Submitted on 21 Mar 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Océan, Atmosphère et Hydrologie**

Arrêté ministériel : Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992

Présentée par

Marion MEINVIELLE

Thèse dirigée par **Pierre BRASSEUR**
et codirigée par **Bernard BARNIER**

préparée au sein du **Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels de Grenoble**
et de l'**Ecole Doctorale Terre, Univers et Environnement**

Ajustement optimal des paramètres de forçage atmosphérique par assimilation de données de température de surface pour des simulations océaniques globales

Thèse soutenue publiquement le **17 janvier 2012**,
devant le jury composé de :

Mme, Chantal STAQUET

Professeur des Universités, LEGI (Grenoble), Présidente

M., Michel RIXEN

WCRP Senior Scientific Officer, WMO (Geneva), Rapporteur

M., Jérôme VIALARD

Directeur de Recherche, LOCEAN (Paris), Rapporteur

M., Nicolas FERRY

Ingénieur Météorologue, MERCATOR OCEAN (Toulouse), Examineur

M., Pierre BRASSEUR

Directeur de Recherche, LEGI (Grenoble), Directeur de thèse

M., Bernard BARNIER

Directeur de Recherche, LEGI (Grenoble), Co-Directeur de thèse



Un grand (très grand) merci tout d'abord à Pierre et Bernard, encadrement bienveillant, patient et consciencieux caractérisé par des visions complémentaires de ce sujet de thèse. L'opportunité de confronter et de combiner leurs deux expertises a été un atout certain tout au long de ce travail. La confiance qu'ils m'ont accordée ainsi que la franchise de nos échanges m'a certainement fait grandir, bien que je culmine toujours à 1m65. Merci également aux membres du jury pour leur lecture attentive du manuscrit et l'intérêt qu'ils ont porté à la problématique de ce travail. Les échanges que j'ai pu avoir avec chacun d'entre eux ont contribué à m'apporter le recul nécessaire à l'aboutissement qu'est la soutenance.

Je tiens également à remercier les éminences grises, sans qui tout ce travail de thèse n'aurait pas été possible, ou du moins, aurait mis en grand danger ma santé mentale. Merci donc aux magiciens Jean-Michel et Raphaël, pour leur aide précieuse en terme d'assimilation de données et de code en tout genre respectivement, et également pour la mise à disposition de leurs oreilles attentives à mes crises de grognements (rares, mais virulentes). Merci également à Jean-Marc sans qui le fait d'envisager un Si grand nombre de simulations avec un Si gros modèle ne se contenterait pas de poser quelques problèmes, mais serait un problème en soi. Merci enfin à Josiane pour son sourire et son efficacité, tous deux infaillibles et à l'épreuve de la pire des paperasses.

Muchas gracias a todos los Canekos 20, et en particulier aux deux Julio de m'avoir permis de participer à leur campagne en mer. Le mois passé dans le Golfe du Mexique, le détroit de Yucatan et la mer des Caraïbes avec cette équipe mexicaine m'ont rappelé les raisons pour lesquelles j'ai voulu faire de l'océanographie : l'appel du large. Je garderai en souvenir la vie à bord dans une ambiance exceptionnelle, la sympathie de chacun, et le guacamole à tous les repas ! Un abrazo super fuerte a todos !

Merci bien sûr à l'ensemble de l'équipe MEOM passée et future, précaires et permanents pour l'excellente ambiance qui y règne. Une pensée particulière pour Caro, Mélanie, Nico (et moi !) fournée 2008, maintenant lachés (ou presque) dans le monde cruel des adultes. A tous les nouveaux : le pire reste à venir, ne pleurez plus ! A ce propos, je pense qu'il est également important de remercier le service public qui a financé la totalité de mes études, par le biais de bourses dont j'ai pu bénéficier au lycée, en école d'ingénieur, à l'université pour mon master, et enfin dans le cadre de ma thèse co-financée par le CNES et le CNRS.

Et parce qu'il ne faut pas négliger les soirées, les week-ends, les vacances (la vie, quoi) : merci aux coupains ! Il y a ceux qui m'ont emmenée en montagne (les grelous, comme dirait l'autre... !), promenée au bout d'une corde, appris à skier, grimper... Félicitations à tous, maintenant j'adore ça, c'est malin ! Il y a les expatriés avec qui j'ai curieusement partagé le quotidien au cours de longues soirées skype, chacun à sa thèse à un décalage horaire près. Il y a tous ceux qui ne rentrent pas dans ces cases, mais qui étaient là aussi, et qui ont donc toute légitimité à recevoir leur part de bafouille. Merci à tous de m'avoir supportée, dans tous les sens du terme. Merci enfin aux membres du clan pour leur confiance et leur soutien inconditionnel dans tout ce que j'ai pu entreprendre.

Table des matières

Introduction	1
I Modèle de circulation et données d'observation	7
1 Une problématique à l'interface océan-atmosphère	9
2 Outils de simulation utilisés	17
2.1 Objectifs	18
2.2 Modèle utilisé	18
2.2.1 Limites de l'utilisation du modèle	19
2.2.2 Limitation des dérives d'initialisation du modèle	20
2.3 Forçage d'un modèle	22
2.3.1 Différents flux et conditions limites de surface	23
2.3.2 Estimation des flux	26
3 Les données atmosphériques	31
3.1 Objectifs	32
3.2 Variables atmosphériques utilisées dans la fonction de forçage <i>Bulk</i> et leur mesure	32
3.2.1 Température, humidité et vitesse du vent	33
3.2.2 Flux radiatifs	34
3.2.3 Précipitations	34
3.3 Jeux de forçage et validation des produits	35
3.3.1 Réanalyses atmosphériques	35
3.3.2 Le jeu de forçage DFS4	35
3.4 Incertitudes sur les variables atmosphériques et physique des flux air-mer	41
3.4.1 Comparaisons des flux estimés à partir de DFS4 et ERAinterim	41
3.4.2 Influence des flux océan-atmosphère sur l'océan	43
3.4.3 Stratégie de correction des paramètres de forçage	46
II Méthodes d'estimation	49
4 Méthodologie d'assimilation pour l'estimation optimale du forçage d'un modèle océanique	51
4.1 Objectifs	52
4.2 L'assimilation de données en océanographie	52

4.2.1	Historique	52
4.2.2	Les différentes méthodes d'assimilation	53
4.2.3	Assimilation de SST	54
4.3	Contrôle du forçage par filtrage	56
4.3.1	Formulation du filtre de Kalman pour l'estimation d'état	57
4.3.2	Adaptation de la méthode de filtrage pour l'estimation de paramètres	58
4.4	Développements méthodologiques antérieurs	60
4.5	Mise en œuvre de la méthode dans un contexte réaliste	64
4.5.1	Les données utilisées	64
4.5.2	Les échelles de temps	65
4.6	Discussion autour de la pertinence de l'approche	65
5	Caractérisation statistique de l'erreur modèle par une méthode d'ensemble	69
5.1	Objectifs	70
5.2	Génération de la prévision d'ensemble	70
5.3	Protocole expérimental	71
5.3.1	Statistiques des perturbations	71
5.3.2	Contenu du vecteur de contrôle	73
5.3.3	Réduction d'ordre de l'ensemble et détermination de la matrice de covariance d'erreurs \mathbf{Q}	74
5.4	Illustration d'un ensemble : janvier 2004	76
5.4.1	Simulation de référence	77
5.4.2	Dispersion de l'ensemble	78
5.4.3	Corrélations spatiales des erreurs déduites de l'ensemble	80
5.4.4	Distributions locales multivariées	84
6	Estimation des paramètres de forçage	89
6.1	Objectifs	90
6.2	Schéma d'analyse de rang réduit	90
6.3	Mise en œuvre de l'analyse : aspects pratiques	91
6.3.1	Impact de la procédure d'initialisation	93
6.3.2	Erreur d'observation et localisation de l'étape d'analyse	96
6.3.3	Troncature des corrections	99
6.4	Etude de la situation de Janvier 2004	102
6.5	Bilan : Forces et faiblesses de la méthode	105
III	Résultats	107
7	Evaluation des corrections et de leur impact sur les flux	109
7.1	Objectifs	110
7.2	Corrections sur les paramètres atmosphériques	111
7.2.1	Evaluation de la structure spatiale des corrections	112
7.2.2	Comparaison zonale des jeux de données DFS4, ERAinterim et ERAinterim corrigé	119
7.3	Composantes radiative et turbulente du flux de chaleur total	122
7.3.1	Flux radiatifs	123

7.3.2	Flux turbulents	126
7.4	Flux net	130
7.5	Synthèse du diagnostic avec FOTO	134
7.6	Construction du forçage corrigé	136
8	Réponse du modèle au nouveau jeu de forçage	145
8.1	Objectifs	146
8.2	Etat du modèle en surface	148
8.2.1	Flux de chaleur	149
8.2.2	Température de surface	153
8.3	Etat de l’océan en trois dimensions	156
8.3.1	Contenu thermique et halin global	157
8.3.2	Intensité de la circulation méridienne de retournement de l’océan ou MOC	159
8.3.3	Transports de masse	161
8.3.4	Sous-courant équatorial	170
8.4	Synthèse	171
	Conclusions et perspectives	173
	Bibliographie	181
	Listes des figures	185
	Listes des tables	195

Introduction

L'étude du climat et de son évolution présente des enjeux scientifiques d'envergure mais est aussi au coeur de l'actualité puisque la connaissance qu'elle génère nourrit des arguments politiques, économiques et sociétaux. Ainsi, la recherche dans ce domaine est devenue d'une importance capitale avec la composition de grands groupes scientifiques comme l'IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) pour n'en citer qu'un, et son influence sur la classe politique internationale. Les aléas du climat inquiètent et séduisent à la fois l'opinion publique par son omniprésence et la prise de conscience générale du rôle de l'homme dans leur évolution. L'océan et l'atmosphère interagissant entre eux sont les principales composantes de la "machine" climatique, et bien que l'atmosphère avec laquelle nous sommes familiers, en soit souvent considérée comme l'acteur principal, c'est surtout l'océan, considérable réserve d'énergie et dont l'évolution subit une forte inertie, qui influence le climat terrestre. Alors que l'atmosphère réagira rapidement à un changement quelconque, l'océan intègre énergie et traceurs, transporte, redistribue à une échelle de temps bien plus longue. On parle ainsi de milliers d'années pour que les eaux subductées aux pôles remontent à la surface et libèrent les gaz qui y avaient été piégés. On comprend donc que l'étude et la prévision du climat passe invariablement par la compréhension du fonctionnement de l'océan et de ses échanges avec l'atmosphère.

Prévoir l'évolution d'un système nécessite de l'observer pour le comprendre puis pouvoir le décrire. L'océan hauturier est cependant un milieu hostile à toute forme d'instrumentation, et même si l'avènement des satellites a révolutionné l'observation de la surface, l'échantillonnage de l'océan profond demeure à une résolution spatio-temporelle insuffisante. A l'instar des atmosphériciens, les océanographes ont développé des modèles de circulation générale océanique (ou OGCM : *Ocean General Circulation Model*) afin de représenter et d'étudier la part océanique du système climatique. Basés sur la résolution des équations fondamentales de la dynamique des fluides géophysiques, ces modèles sont capables aujourd'hui de représenter avec une grande fidélité les caractéristiques générales de l'océan. Cependant, un certain nombre d'approximations et d'incertitudes persistent dans ces modèles. Représenter correctement la réalité de l'océan implique de réduire ces incertitudes, et constitue un enjeu considérable pour la communauté des modélisateurs dans l'objectif d'améliorer notre compréhension des phénomènes océaniques. La démarche adoptée pour résoudre ce type de problématique consiste à mener des expériences de simulation dites *hindcast* ou rétrospectives, où il s'agit de modéliser l'océan passé afin d'en avoir une représentation qui soit la plus proche possible de la réalité observée. C'est dans cette problématique que se situe le projet DRAKKAR¹ regroupant des équipes d'océanographes nationales et internationales dans le but de développer et d'évaluer la sensibilité d'une hiérarchie de modèles globaux océan-glace. L'assimilation de données intervient dans la combinaison de ces deux sources d'information indépendantes que sont modèle et observations. Diverses méthodes d'assimilation ont été développées en océanographie pour tirer parti dans les modèles des observations disponibles et ainsi en améliorer les capacités de prévision. Il s'agit classiquement de contraindre les simulations de manière objective afin qu'elles deviennent compatibles avec les données observées. D'autres démarches, telles que la nôtre, visent à utiliser l'assimilation de données pour corriger des paramètres non-observés intervenant dans le modèle, et améliorer ainsi indirectement la simulation de l'océan.

¹<http://www.drakkar-ocean.eu>

Dans cette thèse, l'objectif général est de développer et d'évaluer le potentiel d'une méthode d'assimilation de données pour améliorer des expériences pluriannuelles de simulation *hindcast* de la circulation de l'océan global. Pour cela, l'un des prérequis est de connaître l'état passé de l'atmosphère à l'interface avec l'océan afin de fournir au modèle cette information comme condition limite de surface. C'est ce qu'on appelle "forcer" un modèle. Parmi les sources d'erreurs connues dans les simulations, les incertitudes pesant sur les variables atmosphériques forçant le modèle arrivent en première ligne. En effet, si on attribue au changement climatique une variation de flux net de chaleur entre océan et atmosphère de l'ordre de $0,5 \text{ W/m}^2$ (Josey, 2011), on évalue la différence de flux uniquement imputable aux incertitudes sur les variables atmosphériques à une valeur au moins dix fois plus élevée. Ces incertitudes sont dues d'une part à la difficulté extrême d'obtenir des observations valables de l'atmosphère à la surface même de l'océan, ainsi qu'à l'impossibilité d'estimer autrement que de manière empirique les flux de chaleur, de quantité de mouvement et d'eau douce à l'interface océan-atmosphère. La thématique des flux, axe de cette thèse, reste insuffisamment explorée par les océanographes alors que les capacités numériques et la physique résolue par les OGCM ne cessent de progresser.

On dispose aujourd'hui d'observations globales de la température de surface de l'océan (SST) qui sont de meilleure qualité que celles des variables atmosphériques à l'interface océan-atmosphère. Pourtant cette information n'est pas exploitée directement dans la fonction de forçage des OGCM. L'objectif de cette thèse est donc de développer une nouvelle méthode d'assimilation de données utilisant les observations satellitaires de SST pour contraindre le forçage d'un modèle de circulation générale océanique.

Ce travail présente l'originalité de lier étroitement des problématiques typiques de modélisation et d'assimilation de données appliquées à l'interface océan-atmosphère. En effet, en se proposant d'étudier et de mettre en oeuvre dans un contexte réaliste une méthode permettant de corriger des données de forçage atmosphérique des OGCM via l'exploitation d'observations de la surface de l'océan dans une expérience d'assimilation de données, on compose ici avec deux catégories d'objectifs :

- Il s'agit d'une part d'adapter à un contexte réaliste une méthode d'assimilation de données validée dans des conditions idéalisées (Skachko et al., 2009; Skandranani et al., 2009). Ce travail nécessite une bonne compréhension des outils d'assimilation afin d'établir des hypothèses aussi cohérentes que possible avec la réalité du système, sans pour autant en dégrader l'efficacité. Tous les choix ainsi réalisés pour rendre la méthode applicable à notre problème sont délicats, et parfois subjectifs, ce qui implique une justification soigneuse de chacune des étapes méthodologiques.
- Cette étude se propose d'autre part de répondre à un besoin des modélisateurs, à savoir la production d'un jeu de forçage à même d'améliorer des expériences de type rétrospectif (*hindcast*). Il faut pour cela pouvoir rester critique face à une correction de paramètres atmosphériques, quelle que soit la méthode qui a permis de l'estimer. Ceci implique une bonne connaissance des mécanismes air-mer, ainsi que des limites des modèles à les représenter afin d'en faire une évaluation objective sans laquelle il serait hasardeux de les appliquer à un modèle d'océan.

Ainsi la première partie du manuscrit présentera les ingrédients nécessaires à une telle démarche. On placera en premier lieu le contexte d'une problématique à l'interface entre l'océan et l'atmosphère ainsi que les principaux enjeux de cette thèse. Par la suite, on décrira la fonction de forçage d'un modèle, autrement dit, comment sont représentés les échanges air-mer en modélisation. Il s'agit dans ce chapitre d'introduire les mécanismes qui nous intéressent et qu'on a pour objectif d'améliorer. Enfin, on présentera un état de l'art de la connaissance des variables atmosphériques qui gouvernent l'océan en surface, ainsi que leur implication dans les flux océan-atmosphère. Ce dernier chapitre aura pour but d'introduire le principe envisagé pour les corriger en ayant bien en tête leur implication dans un modèle d'océan.

La deuxième partie de cette thèse concernera essentiellement la méthodologie d'assimilation de données. Son premier chapitre sera dédié à un état de l'art des méthodes d'assimilations dans des problématiques d'interface, et plus particulièrement d'assimilation de température de surface pour corriger la fonction de forçage atmosphérique. Après avoir présenté le principe de notre méthode, évolution de travaux précédent vers un contexte réaliste, on l'abordera dans les deux chapitres suivants d'un point de vue plus technique. Le second chapitre sera en effet consacré aux expériences d'ensemble ayant servi de support à l'implémentation de la méthode d'assimilation de données, alors que le troisième décrira l'estimation des corrections de paramètres atmosphériques en elle-même.

Enfin, les résultats obtenus seront diagnostiqués dans une troisième partie, d'abord par l'utilisation d'un outil de calcul de flux indépendant du modèle d'océan, puis par l'étude d'une simulation forcée avec les variables atmosphériques corrigées. Cette dernière partie nous permettra d'identifier les apports positifs d'une telle méthode, ainsi que ses limites dans un contexte réaliste. Elle ouvre les portes à des perspectives tant méthodologiques, afin de poursuivre l'évolution de la démarche d'assimilation de données et en améliorer les hypothèses qui la fondent, que de modélisation, par les résultats suggérés par le modèle forcé avec les paramètres corrigés.

Première partie

Modèle de circulation et données
d'observation

Chapitre 1

Une problématique à l'interface océan-atmosphère

L'océan et l'atmosphère sont, à notre échelle de temps, les deux acteurs principaux du système climatique terrestre, et leurs mouvements et évolutions sont étroitement liés. Ainsi, l'atmosphère va influencer la dynamique des océans, qui à son tour, va conditionner l'état de l'atmosphère. De multiples enjeux nécessitent la compréhension de la circulation océanique ou atmosphérique d'une part, mais aussi celle du système couplé avec un engouement croissant pour les études sur l'évolution du climat. On imagine alors sans peine que les variables à la surface de l'océan, et donc à l'interface directe avec l'atmosphère, seront les éléments à observer pour l'étude des interactions entre ces deux systèmes. La température de surface de l'océan (SST ou *Sea Surface Temperature*) est notamment un indicateur important du système climatique. "Moteur" essentiel de la circulation atmosphérique, et signature directe de ses échanges avec l'océan, en avoir une estimation précise est essentiel pour étudier l'évolution du climat. Dans le cadre d'études numériques avec des modèles de circulation générale océanique ou atmosphérique, la SST est une variable clé des conditions aux limites. Elle est donc un ingrédient essentiel de toute problématique d'interface entre océan et atmosphère, de par sa forte corrélation avec notamment les flux de chaleur, de quantité de mouvement ou d'eau douce liant les deux systèmes. On ne dispose en effet que d'estimations empiriques ou de mesures éparses de ces dernières quantités, alors que la SST est bien mieux connue et observée.

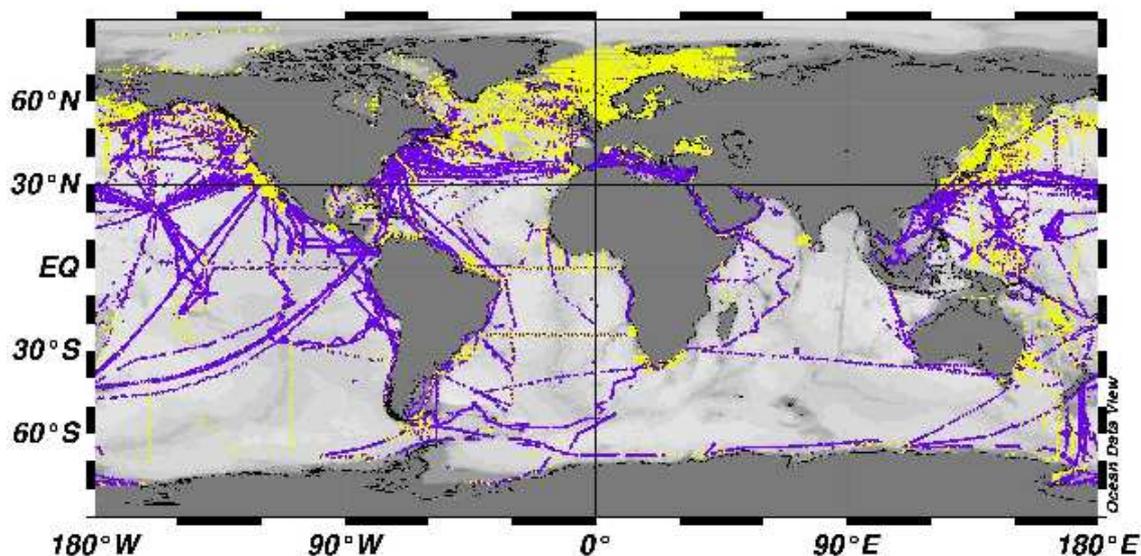


FIG. 1.1 – Positions des profils hydrographiques relevés lors de l'année 1958 à l'aide de deux types d'instrumentation : bathythermographes (en violet) et de bathysondes (en jaune). Figure extraire de Juza (2011).

Les premières observations *in situ* de SST sont le résultat d'expéditions maritimes et remontent au début du XIX^{ème} siècle. Bien qu'on échantillonne alors quelques profils selon la verticale, l'essentiel de ces données concerne la surface. Très coûteuses et difficiles à mettre en œuvre, elles sont longtemps restées cantonnées à certaines régions comme illustré dans la figure 1.1, le long des voies maritimes ou pour l'étude de thématiques précises. La qualité des observations de SST ainsi obtenues est faible (précision, densité), et elles ne sont pas assez nombreuses pour en extraire une analyse globale avant la fin du XX^{ème}

siècle. D'autre part, les techniques de mesure et leur précision vont évoluer au cours du temps et ces changements d'instrumentation induisent des discontinuités dans les jeux de données.

C'est avec l'arrivée de mouillages hauturiers autonomes, à la fin du XX^{ème} siècle qu'on a pu accéder réellement à l'observation *in situ* de la SST, mais aussi de l'état océanique tridimensionnel, avec en particulier le déploiement du réseau TAO/TRITON dans le Pacifique Tropical dans les années 1980-1990. Depuis, ces mouillages délivrent en temps réel des données météorologiques de surface (température de l'air, vent, précipitations, etc...), ainsi que des données océaniques de subsurface (température, salinité, et courants pour certains mouillages). D'autres programmes ont ensuite vu le jour comme en 1997 le projet PIRATA (Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic) ou RAMA (Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction) dans l'océan Indien afin d'étudier les interactions océan-atmosphère dans l'Atlantique Tropical. Outre l'amélioration évidente de leur couverture, les mesures de SST par ces méthodes gagnent en précision par rapport à celles faites par les navires marchands, et la mesure se fait alors à une profondeur moindre (0,5 m à 1 m contre 1 m au minimum). Depuis 2000, dans le cadre des programmes internationaux Global Climate Observing System et Global Ocean Observing System (GCOS et GOOS), le déploiement des flotteurs ARGO a été initié pour répondre au manque d'informations sur l'océan profond. Il s'agit ici d'un réseau de 3000 flotteurs répartis sur un maillage approximatif de 3° x 3°, mesurant des profils de température et de salinité (figure 1.2) contribuant de manière évidente à la couverture des observations de l'océan global, mais ne fournissant pas de mesure de SST. Dans l'avenir, des projets similaires pour la SST permettraient d'améliorer la précision et la densité des mesures *in situ* mais dans l'état actuel des choses, les champs dont on dispose sont loin de couvrir l'océan global.

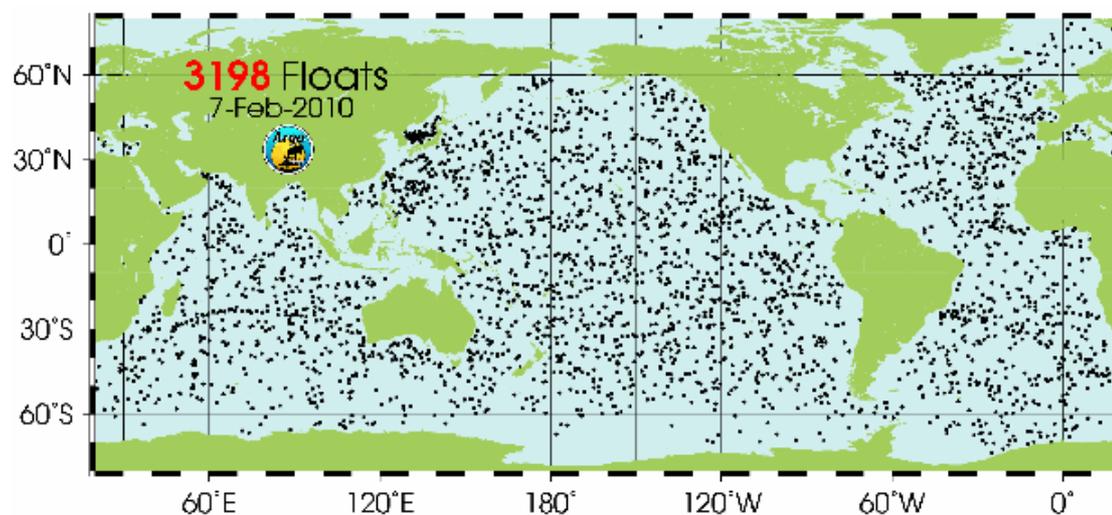


FIG. 1.2 – Positions, au 7 Février 2010, des 3198 flotteurs ARGO déployés.

Aussi précises que soient les observations *in situ* de SST disponibles, on se heurte

donc encore au problème de la couverture spatiale des données, puisque dans l'idéal, la représentation complète de l'état océanique nécessiterait d'échantillonner l'océan mondial avec une résolution spatio-temporelle élevée, et de manière permanente. L'apparition des techniques spatiales d'observation de la Terre et de son environnement a permis de regarder le système de manière globale, et de compléter avantageusement les systèmes d'observation *in situ*, seuls capables d'explorer la verticale. Les missions spatiales telles que Topex/Poséidon, Jason, QUICKSCAT, SeaWiFS ou MERIS nous donnent aujourd'hui accès à la température (par radiométrie infrarouge) et la topographie de surface (altimètre), l'état de la mer, les vents (diffusiomètre) ou encore la couleur de l'eau (radiomètre), et les toutes récentes missions SMOS et AQUARIUS effectuent en ce moment les premières cartographies globales de la salinité de surface (*Sea Surface Salinity* ou SSS) des océans (radiomètre interférométrique). On observe ainsi la température de surface depuis 1981, mais ce sont les observations altimétriques, disponibles depuis 1992, qui ont d'abord largement été assimilées dans les modèles d'océan. L'altimétrie est exploitée pour son lien fort en surface avec le comportement dynamique de l'océan, là où la SST traduit plutôt les effets des échanges océan-atmosphère. Alors que l'utilisation de la première concerne donc classiquement l'amélioration de la représentation de la dynamique océanique, la seconde va se retrouver au centre de problèmes d'inversion tel que celui posé dans cette thèse, puisque sa connaissance est nécessaire pour accéder à celle des flux air-mer. Des observations précises de SST par satellite sont donc disponibles sur l'océan global, mais de nouveau, on n'observe pas exactement la même quantité que les réseaux d'observation déployés *in situ*, puisque les satellites vont mesurer, via la radiance, une température à la surface de l'océan (dite *skin SST*), quand on obtiendra des mouillages TAO une température correspondant à une profondeur de l'ordre de 50 *cm* (dite *Bulk SST*), cette dernière étant déjà comme on l'a vu, différente de celle obtenue par les navires. Il a cependant été montré que ces différences, jouant essentiellement sur l'amplitude du cycle diurne, sont minimisées à condition d'en exploiter des moyennes au moins journalières (*Reynolds et al.*, 2001; *Castro et al.*, 2003), ce qui ne pose pas de problème dans un contexte climatique puisque qu'on exploitera alors des moyennes mensuelles de SST, et qu'on s'intéressera à la variabilité saisonnière et/ou interannuelle du signal.

Dans le but ultime de prévoir le climat du futur, et sa réaction aux influences anthropiques par le biais de la modélisation, il est incontournable de vérifier que les modèles utilisés sont capables de correctement représenter sa variabilité passée. Cette démarche implique des études numériques visant à représenter le système pendant les périodes où on dispose d'observations. Ces études sont dites simulations *hindcast* ou rétrospectives. Une fois validées par comparaison avec les observations disponibles, ces simulations vont permettre d'en apprendre davantage sur la dynamique non ou mal observée du système, et ainsi d'en améliorer la compréhension. La capacité des systèmes *hindcast* à représenter cette variabilité passée est également indispensable à leur application aux études de scénari climatiques. On pourrait penser que l'idéal pour ce type d'approche serait d'utiliser un modèle couplé d'océan et d'atmosphère, cependant, la composante chaotique de ces deux systèmes mène à des simulations réalistes en terme d'étude dynamique, mais où la chronologie des événements n'a pas de sens. Il n'est pas possible actuellement de représenter l'état passé (observé) de l'océan et de l'atmosphère avec des modèles couplés non contraints. Dans l'optique de représenter une chronologie observée, on peut faire le choix de modéliser l'océan, l'atmosphère ou le système couplé, mais il est nécessaire de le contraindre avec

des données observées. En faisant le choix de l'océan ou l'atmosphère seul, on gagne en résolution de la solution et rapidité de calcul, les modèles seuls étant drastiquement moins coûteux que leurs homologues couplés. D'autre part, ces systèmes permettent de mener des études de sensibilité de l'océan (ou de l'atmosphère) à des variations respectives de l'atmosphère (ou de l'océan). L'utilisation d'un modèle découplé est cependant un compromis qui présente aussi ses défauts, puisque la rétroaction du modèle sur l'autre composante du système n'est, dans le meilleur des cas, que partiellement prise en compte.

En ce qui concerne la composante océanique seule, on utilise typiquement dans ce contexte des modèles *forcés* dont on détaillera davantage le principe dans le chapitre 2. Historiquement, les observations de SST constituaient la condition limite de surface de l'océan, on n'utilisait alors aucune composante atmosphérique, appliquant seulement une relaxation de la solution du modèle en surface vers la SST observée (*Cox et Bryan, 1984*). Parmi les diverses formulations pouvant être utilisées pour forcer un modèle océanique, on en distinguera deux. Une première catégorie consiste à l'application directe de flux atmosphériques estimés à partir d'observations et sans rétroaction de l'état océanique de surface, tandis que la deuxième option vise à l'utilisation de méthodes tenant compte de la SST modélisée pour corriger les flux. La première de ces solutions, du fait de l'absence de rétroaction du modèle sur les flux, conduit souvent à des SST irréalistes et très différentes de la climatologie utilisée pour estimer les flux (*Rosati et Miyakoda, 1988*). Parmi les méthodes incluant l'effet de rétroaction de l'océan sur les échanges air-mer, une solution consiste à appliquer un terme de correction au flux imposé, sous la forme d'un rappel de la SST du modèle vers une SST observée, la constante de rappel traduisant la sensibilité du flux aux variations de SST (*Barnier et al., 1995*). Plus coûteuse, la formulation aérodynamique globale (*Bulk*) utilisée dans le cadre de cette thèse (*Large et al., 1997*) et qui sera détaillée dans la suite, appartient aussi à la deuxième catégorie et utilise les variables atmosphériques à la surface de l'océan et la SST du modèle pour estimer les flux air-mer. Il existe plusieurs formulations *Bulk* tenant compte de diverses variables d'interface. Celle qu'on utilisera (CORE, *Large et Yeager (2004)*) nécessite la connaissance en chaque point du modèle, en temps et en espace, des variables suivantes : température et humidité de l'air à deux mètres de la surface, vitesse du vent à dix mètres de la surface, flux radiatifs descendants, et précipitations. On estime ainsi dans le modèle les flux air-mer de chaleur sensible et latente, les flux de quantité de mouvement, les flux d'eau douce et les flux radiatifs totaux. La précision de ces flux est primordiale pour représenter correctement l'état de l'océan, malheureusement les erreurs présentes dans ces jeux de forçage sont des plus significatives. Pour n'en citer qu'un exemple, on notera que les flux radiatifs sont très différents d'une réanalyse à l'autre¹. Il existe en effet de nombreuses incertitudes dans l'estimation des flux. On distinguera en particulier celles dues aux erreurs de détermination des variables atmosphériques mises en jeu. Parmi les jeux de forçage atmosphérique disponibles, certains ont fait l'objet de corrections et d'ajustements se basant sur la mise en commun de diverses observations et produits de modèles atmosphériques (*Large et Yeager, 2009; Brodeau et al., 2010*), mais ces corrections restent souvent empiriques et subjectives.

Il est ici important de noter que malgré la bonne connaissance qu'on en a, la SST observée n'est pas utilisée dans la fonction de forçage des modèles actuels, comme illustré

¹http://www-meom.hmg.inpg.fr/Web/Atlas_Flux : An atlas of climatic estimates of air-sea fluxes

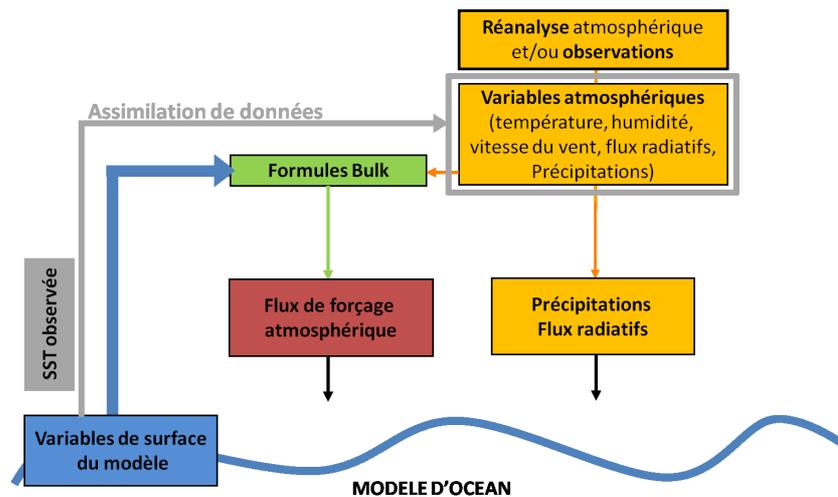


FIG. 1.3 – Représentation schématique de la problématique générale, avec le principe du forçage d'un modèle par la formulation Bulk (en couleurs) et la boucle d'assimilation de SST observée pour corriger les variables atmosphériques de forçage (en gris). Les variables atmosphériques issues de réanalyses ou d'observations (en jaune) sont utilisées pour forcer le modèle. Les précipitations sont appliquées directement à la surface de l'océan et les flux radiatifs sont déduits des radiations solaires incidente et infrarouge et de la SST du modèle (en bleu). Les température et humidité de l'air, et la vitesse du vent et la SST du modèle vont servir au calcul via les formules Bulk (en vert) des flux de forçage turbulent (en rouge) que sont les flux de chaleur latente et sensible et le flux de quantité de mouvement. On assimilera alors une SST observée (en gris) afin d'estimer des corrections des variables atmosphériques menant à un meilleur accord entre SST observée et simulée.

dans la figure 1.3. La SST sert alors en général à évaluer la qualité de la solution du modèle en surface, afin de mieux comprendre la circulation océanique dans son ensemble. Devant ce constat, on ne peut que s'interroger sur le manque à gagner de l'utilisation d'une telle information pour améliorer la représentation des interactions entre l'océan et l'atmosphère dans les modèles visant à simuler les changements climatiques récents. La problématique de cette thèse a donc pour origine l'hypothèse que l'on peut corriger les variables atmosphériques de forçage d'un modèle d'océan par assimilation de données de SST observée.

Classiquement, l'assimilation de données d'observation dans les modèles est utilisée pour contrôler directement l'état de l'océan simulé. Les données altimétriques, par exemple, sont largement utilisées pour contrôler l'état dynamique de surface mais aussi de subsurface. Potentiellement la SST peut elle aussi être assimilée dans un contexte opérationnel selon le même principe, puisqu'elle est également en partie une expression de la dynamique océanique. La démarche qui consiste à assimiler la SST pour corriger le forçage est différente puisqu'il s'agit ici d'un problème d'inversion où on cherche à estimer par l'assimilation de données les paramètres de forçage qui mèneraient dans une simulation à la SST observée. Dans cette approche, la formulation en flux de l'équation de conservation de la température à l'interface entre océan et atmosphère conditionne la mise en œuvre de la méthode d'assimilation de données. Dans ce contexte, l'objectif principal est de tirer parti des observations de SST en les assimilant pour corriger de manière optimale les variables atmosphériques utilisées pour forcer le modèle océanique (figure 1.3). On se distingue d'autres approches de correction de forçage souvent basées sur une méthode *Had hoc* utilisant la comparaison avec d'autres données de surface également entachées d'incertitudes (*Brodeau et al.*, 2010), puisqu'on se propose de mettre en place une méthode mathématiquement optimale et applicable de manière systématique.

Il est cependant nécessaire de procéder avec prudence, puisque toute variation de SST n'est pas nécessairement due entièrement au forçage atmosphérique, cette variable étant aussi sujette aux variations de la circulation océanique, et bien entendu dans le cadre de simulations numériques, aux autres erreurs présentes dans le modèle. Il faudra donc isoler la part de variabilité de SST effectivement représentative des flux air-mer dans le modèle, afin de ne pas corriger, par le biais de la composante atmosphérique, des erreurs ayant des sources différentes. D'autre part, il faudra aussi composer avec l'ambiguïté entre forçage et assimilation de données, l'idée n'étant pas de priver le système d'un degré de liberté, mais bien d'utiliser une information supplémentaire pour en améliorer l'une des composantes. En effet, il est question ici de déterminer un jeu de paramètres atmosphériques corrigé afin de l'utiliser dans le cadre de simulations libres climatiques (20 ans), et non pas de corriger l'état du modèle en SST. Cette assimilation indirecte de données de SST fait toute l'originalité de la méthode, et propose une solution intéressante pour explorer les interactions à l'interface entre océan et atmosphère.

Chapitre 2

Outils de simulation utilisés

Sommaire

2.1	Objectifs	18
2.2	Modèle utilisé	18
2.2.1	Limites de l'utilisation du modèle	19
2.2.2	Limitation des dérives d'initialisation du modèle	20
2.3	Forçage d'un modèle	22
2.3.1	Différents flux et conditions limites de surface	23
2.3.2	Estimation des flux	26

2.1 Objectifs

Le chapitre 1 nous a permis de mettre en évidence la problématique adoptée dans cette thèse. Il s'agit de tirer parti des observations de SST disponibles afin d'améliorer la fonction de forçage d'un modèle d'océan. Il est donc à présent nécessaire d'introduire le modèle qui sera utilisé pour ce travail, les équations qu'il résoud pour représenter la circulation générale océanique, ainsi que la manière dont est traitée numériquement l'interface océan-atmosphère. Chacun de ces points conditionnera la façon de mettre en œuvre notre méthode d'assimilation afin qu'elle corresponde au réalisme recherché de l'expérience, tout en étant cohérente avec les limites inhérentes à la discrétisation du système complexe qu'est l'océan sur une grille discrète.

On présentera dans un premier temps le modèle d'océan utilisé, ainsi que les contraintes qu'on lui a appliquées afin de répondre aux particularités de notre démarche. La description de ces dernières anticipent les chapitres 4, 5 et 6 dédiés à la méthode d'assimilation de données. On s'attachera donc à les justifier ici de manière intuitive, leur légitimité apparaissant de façon plus rigoureuse dès lors qu'on étudie de plus près la méthodologie d'assimilation. La seconde partie de ce chapitre est consacrée à la fonction de forçage du modèle et on y mettra en valeur les implications des variables atmosphériques pour lesquelles on se propose d'estimer une correction dans le calcul de la SST, et donc de la condition aux limites à l'interface océan-atmosphère que sont les flux de chaleur.

2.2 Modèle utilisé

La démarche envisagée dans ce travail de thèse implique la mise en place de nombreuses simulations, tant pour estimer à proprement parler des corrections sur les variables atmosphériques (comme on montrera dans le chapitre 5), que pour évaluer leur qualité, et leur impact dans le modèle par la suite. L'objectif étant de travailler sur une configuration globale, c'est le modèle NEMO (*Madec, 2008*) dans sa configuration à 2° de résolution et 46 niveaux sur la verticale (ORCA246) qui a fait l'objet de notre choix. Il était important d'initier notre démarche à l'aide d'un modèle à basse résolution comme l'ont fait au préalable *Skachko et al. (2009)* et *Skandrani et al. (2009)* dans des études similaires, quitte à ensuite en appliquer les résultats dans des modèles à plus haute résolution. En effet le coût de calcul nécessaire à la mise en place de l'ensemble de la procédure avec un modèle à plus haute résolution rendrait impossible, ou en tout cas déraisonnable en première approche, ce genre d'étude.

NEMO¹ (Nucleus for European Modelling of the Ocean) est un code de calcul de circulation océanique et de glace de mer basé sur la nouvelle version d'OPA-9 (Océan PARallélisé) et du modèle de glace LIM-2² (Louvain-la-Neuve sea-Ice Model (*Fichefet et Maqueda, 1997*)). NEMO est développé au LOCEAN (Laboratoire d'Océanographie et du Climat - Expérimentation et Analyse Numérique) et dans la communauté océanographique européenne pour simuler la circulation océanique régionale et globale. Il est, et a été, l'outil numérique de prédilection de nombreux projets français et européens (DRAKKAR³,

¹<http://www.nemo-ocean.eu>

²<http://www.astr.ucl.ac.be>

³<http://www.drakkar-ocean.eu>

CLIPPER⁴, MERCATOR⁵ et MyOcean), et son code est en constante évolution. Le modèle NEMO résout les équations fondamentales régissant le mouvement d'un fluide en milieu tournant et qui seront présentées par la suite dans ce chapitre.

2.2.1 Limites de l'utilisation du modèle

Paramétrisations

La configuration ORCA2 est basée sur une grille de type *Mercator* (i.e. les facteurs de forme méridien varient en cosinus de la latitude). Le maillage horizontal présente la particularité, dans l'hémisphère Nord, d'utiliser 2 pôles afin de contourner le problème de la singularité au pôle Nord. La résolution zonale est constante et égale à 2° , et la résolution méridienne, maximale à l'équateur (0.5°), diminue progressivement jusqu'à 2° dans la bande 10°N - 10°S . Ce raffinement de maillage permet d'améliorer la dynamique équatoriale. Le long de la verticale, on découpe la colonne d'eau en 46 couches, avec une résolution de 10m en surface, et diminuant selon la profondeur (245m au delà de 4000m de profondeur).

Avec un modèle basse résolution de ce type, on a alors des distances horizontales entre deux points de grille d'un ordre de grandeur compris entre 50km et 200km . La discrétisation spatio-temporelle utilisée pour résoudre les équations primitives du modèle présente alors une limite forte. En effet, elle empêche la résolution explicite des processus de taille inférieure à la maille. La circulation océanique est le fruit du couplage de processus aux échelles allant de longueurs bien inférieures à la maille (turbulence de sub-méso-échelle, turbulence dans la couche limite de surface, viscosité, etc...), à des milliers de kilomètres pour la circulation générale. L'impact des effets "sous-maille" est donc capital, à plus forte raison lorsqu'on s'intéresse à des échelles de temps courtes dans la couche limite de surface. La solution adoptée dans le modèle pour pallier à ce problème est l'utilisation de paramétrisations qui reproduisent les effets sous-maille en fonction des variables à grande échelle.

Outre la paramétrisation des processus "sous maille", le modèle utilise un certain nombre de paramètres physiques comme les coefficients de viscosité turbulente et de viscosité verticale, celui de diffusion isopycnale pour les traceurs, les conditions aux frontières latérales, etc... D'autre part, un rappel vers une salinité de surface observée, correspondant à une constante de temps de 33 jours pour les 10 premiers mètres du modèle, est appliquée. Les valeurs que nous avons utilisées dans le modèle sont celles fournies par défaut avec la configuration ORCA2, et ont donc fait l'objet de validations préalables notamment au LOCEAN. Cependant, tous ces paramètres peuvent être considérés comme des approximations qui, même si ce sont les meilleures, sont des sources d'erreurs dans le modèle. On constate par exemple avec notre modèle un mauvais positionnement des courants de bord Ouest, et de manière plus générale, une représentation des zones de forte advection qui n'est pas satisfaisante.

Il apparaît ici toute la difficulté d'utiliser un modèle qui, par définition, ne peut pas

⁴<http://www.ifremer.fr/lpo/clipper/>

⁵<http://www.mercator-ocean.fr>

représenter parfaitement la réalité, pour le comparer à des observations océaniques qui sont quant à elles bien réelles, dans le but de corriger un jeu de forçage lui aussi réaliste. Il conviendra donc dans notre méthode d'isoler correctement les seules erreurs attribuées aux flux de forçage, afin de ne pas calculer une correction qui contiendrait la compensation artificielle d'autres sources d'erreurs du modèle.

Cohérence avec les observations de SST

Rappelons que notre objectif est d'estimer des corrections de variables atmosphériques de forçage du modèle, à partir des différences de SST qu'on observe entre ce modèle et des observations. On identifie rapidement, outre l'importance de minimiser les autres erreurs du modèles, le besoin d'avoir comme point de départ un état de l'océan qui soit proche de la réalité. Cette réflexion anticipe les chapitres 4 et 6 mais il est d'ores est déjà possible d'aborder la question de manière intuitive.

En effet, on souhaite évaluer l'impact sur la SST d'une erreur de forçage au bout d'un temps donné. Pour cela, on va effectuer une simulation forcée par les variables atmosphériques que l'on souhaite corriger, et comparer la SST qui en résultera aux observations. Faisons l'hypothèse que le modèle représente exactement l'évolution de l'océan pendant ce laps de temps, et sous cette atmosphère. Si on a initialisé l'expérience par un état qui ne correspondait pas à la réalité, ou en tout cas à nos observations au pas de temps précédent, on ne peut pas dire si l'écart aux observations final est dû à un mauvais forçage ou à un mauvais point de départ.

On dispose d'observations de SST, et ce sont elles qui nous servent à évaluer l'erreur sur les forçages, il sera donc important d'avoir au début de nos expériences une SST du modèle qui soit comparable aux observations. Cependant, contraindre le modèle à sa surface vers un état donné n'implique pas nécessairement d'avoir en profondeur l'état correspondant bel et bien aux observations, ce qui implique donc une deuxième limite forte puisqu'on ne peut qu'imparfaitement initialiser notre méthode.

2.2.2 Limitation des dérives d'initialisation du modèle

Robust diagnostic

Le modèle numérique est un outil qui permet ici d'abord d'estimer une correction sur les variables de forçage, puis d'en évaluer la qualité. Il est donc important de pouvoir isoler dans celui-ci l'impact du forçage sur la circulation globale, et en particulier sur la SST. Cependant, comme on l'a présenté plus haut, le modèle d'océan à basse résolution présente un certain nombre d'approximations, et de paramétrisations destinées à remplacer les processus qui ne peuvent être résolus. Le modèle contient donc un certain nombre d'erreurs qui ne sont pas dues au forçage atmosphérique, et qui se traduisent notamment par un mauvais positionnement des masses d'eau par rapport à la réalité, en particulier au niveau des courants de bord ouest ou d'autres zones où l'advection domine sur la diffusion. Afin d'assurer une certaine cohérence entre les observations que l'on souhaite assimiler et le modèle, on va donc chercher à contraindre le modèle vers une solution qui soit davantage réaliste.

Pour cela, notre choix s’est porté sur des simulations dites en *robust diagnostic* (Sarmiento et Bryan, 1982). Il s’agit d’appliquer un rappel en 3 dimensions vers des climatologies de température et salinité, permettant ainsi de conserver des champs grande échelle de température, salinité et donc de densité qui ne dérivent pas trop de l’océan réel. Les termes de rappel sont ajoutés aux équations de conservation de la quantité de chaleur et de conservation de la masse de sel, et créent des sources ou des puits artificiels qui tendent à ramener les champs simulés vers les climatologies correspondantes. Une constante de temps règle la force de ce rappel : une très petite ou très grande constante de temps correspondra respectivement à un modèle purement “diagnostic” ou “purent pronostic” (i.e. où le rappel n’a plus aucun effet). Dans notre cas, on souhaite obtenir des solutions qui permettent aux masses d’eau de “réagir” au forçage atmosphérique appliqué, mais sans pour autant s’éloigner démesurément des observations.

On distinguera deux sous-domaines d’application de ce rappel :

- Les 400 premiers mètres de la colonne d’eau, où les flux de forçage vont avoir un impact. Etant donné le laps de temps considéré pour le calcul des corrections (on travaille sur des périodes d’un mois, comme on le décrira dans le chapitre 4), on appliquera donc un rappel avec une constante de temps d’un an, afin de conserver la structure à grande échelle des masses d’eau, tout en laissant libre l’action des flux atmosphériques.
- En dessous de 400m de profondeur, on appliquera un rappel fort (avec une constante de temps d’un mois). On conserve ainsi une structure à grande échelle a priori cohérente avec les observations de surface, hypothèse nécessaire pour justifier la pertinence de l’approche.

On appliquera donc ce rappel vers les climatologies de température et salinité de *Levitus* (Levitus et al., 1998) pour l’ensemble de la méthode, s’assurant ainsi qu’on isole autant que possible les erreurs du modèle effectivement dues aux variables de forçage atmosphérique.

L’approche *robust diagnostic* doit être vue comme un outil pour produire un champ de densité cohérent avec un jeu d’observations incomplet, plus qu’un moyen de calculer la circulation océanique. Cependant les champs de densité et de vitesse étant intimement liés par la géostrophie, la distinction entre ces deux objectifs devient un peu artificielle. Quoiqu’il en soit, on dispose de cette manière d’une circulation horizontale qui correspond aux courants géostrophiques associés au champ de densité observé. Il faut cependant garder à l’esprit que cette démarche introduit des termes de puits et de sources de chaleur et de salinité de manière artificielle dans les équations de conservation, et peut ainsi amener à une représentation irréaliste de certains processus. On se protège toutefois de cet inconvénient dans la zone directement impactée par les flux de forçage (0-400m) en amoindrissant l’intensité du rappel au voisinage de la surface, afin de conserver une problématique pertinente. On notera, pour information, que l’une des premières motivations pour développer ce genre de modèle a été d’étudier le rôle climatique de l’océan en réponse à un champ de CO_2 atmosphérique donné (Sarmiento et Bryan, 1982), démarche qui présente des similitudes avec notre approche, puisqu’on souhaite ici aussi étudier la réponse de l’océan à une atmosphère donnée.

Relaxation en surface

Outre la nécessité d’isoler les erreurs attribuées aux flux de forçage atmosphérique, on a déjà évoqué l’importance d’initialiser le modèle par un état de l’océan qui soit le plus en accord possible avec les observations de surface que l’on souhaite assimiler (voir chapitre 4). Pour cela, il est essentiel d’effectuer une simulation qui soit, sur toute la période étudiée, la plus proche possible des observations de surface. Il s’agit par cette démarche de compléter les observations disponibles en surface par un état en 3 dimensions de l’océan, cohérent avec ce qu’on connaît de la réalité. On construit donc un océan “vrai” dont on pourra ensuite faire évoluer les propriétés via le modèle forcé par nos variables atmosphériques.

Pour la construction de ces conditions initiales, et uniquement pour elle, on appliquera donc au modèle, en plus du *robust diagnostic*, une relaxation en surface vers la SST observée de *Hurrell*. Cette relaxation revient à appliquer un flux de chaleur additionnel au flux net, qu’on peut aussi traduire par une constante de temps comme dans le cas du *robust diagnostic*. Dans notre cas, et toujours dans le but d’avoir un état le plus proche possible des observations de surface, on a choisi une constante de temps de l’ordre de 2 heures. L’intensité de ce rappel est considérable et prive le modèle de liberté en surface, mais on insistera sur le fait que l’objectif ici n’est pas, une fois de plus, de représenter correctement la physique, mais bien de fabriquer des conditions initiales “idéales” sur lesquelles on pourra par la suite négliger les erreurs. Plusieurs intensités de rappel ont été testées, et les résultats de sensibilité de la méthode à ces modifications seront abordés plus en détails dans le chapitre 6.

2.3 Forçage d’un modèle

Pour représenter correctement les dynamiques conjointes de l’océan et de l’atmosphère, un couplage total des deux systèmes serait idéal. Mais malgré les récents progrès effectués dans cette direction, ces méthodes ne permettent pas encore de reproduire l’état du système océan-atmosphère récemment observé. Il est donc toujours pertinent d’étudier la réponse de modèles océaniques soumis à une atmosphère observée pour en mieux comprendre la circulation générale actuelle. Comme on l’a évoqué dans le chapitre 1, il existe différentes méthodes pour forcer un modèle d’océan. Le modèle qu’on utilisera dans ce travail est forcé par les formulations aérodynamiques globales (*Bulk*), décrites par *Large et Yeager* (2004) concernant le forçage CORE⁶ (Common Ocean-ice Reference Experiments). Cette formulation constitue une étape intermédiaire avant de pouvoir exploiter un modèle couplé d’océan et d’atmosphère. Tous les flux de surface sont en effet calculés en tout point du modèle via les formules *Bulk*, à partir de variables atmosphériques données (produits d’observations ou de réanalyses atmosphériques), et des variables océaniques de surface issues du modèle. Pour comprendre ce qu’implique une correction des variables atmosphériques de forçage, il est nécessaire de définir le calcul des flux correspondants. La section suivante fait donc l’objet d’une description générale des principales équations résolues par le modèle, ainsi que les conditions à la limite de surface qui leur sont associées.

⁶<http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/mom4/CORE.html>

2.3.1 Différents flux et conditions limites de surface

L'essentiel des échanges de l'océan avec l'extérieur se fait par sa surface. La quasi totalité de son comportement dynamique est donc dictée par l'énergie qu'il reçoit au travers de l'atmosphère (ou de la glace dans les régions polaires). Partant de la définition de "forçage de l'océan" comme *l'ensemble des phénomènes physiques extérieurs à l'océan, qui par leur action sur sa surface, conduisent à modifier son état dynamique, thermique, et sa salinité*, on distinguera dans les paragraphes suivants les processus de transfert de quantité de mouvement, de chaleur, et d'eau douce. Les flux qui leur sont associés constituent les conditions aux limites des équations primitives résolues par le modèle pour représenter la dynamique océanique. Ces équations sont au nombre de trois : l'équation de conservation de quantité de mouvement, celle de conservation de la chaleur, et celle de conservation de la quantité de sel. L'océan étant considéré comme un fluide incompressible, l'équation de conservation de la masse se traduit par une divergence de vecteur vitesse nulle en tout point :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0 \quad (2.1)$$

Si l'assimilation de données de SST semble ne concerner que l'équation de conservation de la température dont elle modifiera la condition limite de surface, le fait de l'utiliser pour estimer des corrections des paramètres atmosphériques de forçage aura finalement un effet sur l'ensemble des flux à l'interface océan-atmosphère. Par conséquent, il est important de connaître les implications de chacune des variables atmosphériques considérées dans l'expression de ces flux.

Forçage mécanique et conservation de la quantité de mouvement

L'échange de quantité de mouvement entre l'océan et l'atmosphère (ou la glace), se résume à la contrainte de cisaillement appliquée par le vent (ou la glace) à la surface de l'océan. Le forçage mécanique se limite donc à cette tension de vent $\vec{\tau}$ qui a l'unité d'une pression et s'exprime en *Pascal* ($Pa \equiv N/m^2 \equiv kg/s^2/m$). On soulignera ici que la tension de vent est un flux turbulent puisque le transfert de quantité de mouvement est principalement assuré par l'action des fluctuations turbulentes du champ de vitesse selon la verticale, et non par la diffusion moléculaire. Pour plus de détails sur les flux turbulents, on se référera à *Brodeau (2007)*.

La conservation de la quantité de mouvement dans le modèle d'océan utilisé mène aux équations de *Navier-Stokes* adaptées à un fluide géophysique stratifié :

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla} \vec{u} + f \vec{k} \times \vec{u} = -\frac{1}{\rho_s} \vec{\nabla} P + A_H \nabla^2 \vec{u} + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_V \frac{\partial \vec{u}}{\partial z} \right) \quad (2.2)$$

avec f le paramètre de *Coriolis*, P la pression, A_V une viscosité turbulente verticale, et A_H la viscosité turbulente horizontale représentant la dissipation due aux mouvements aux échelles sous-maille.

En considérant que le flux vertical d'un scalaire est proportionnel au gradient vertical de la concentration moyenne de ce scalaire modulo une viscosité turbulente A_V (hypothèse

de viscosité verticale turbulente), on obtient la condition limite de surface suivante :

$$A_V \left. \frac{\partial \vec{u}}{\partial z} \right|_{z=0} = \frac{\vec{\tau}}{\rho_s} \quad (2.3)$$

où $\vec{\tau}$ est la tension de vent identifiée précédemment.

Forçage thermique et conservation de la quantité de chaleur

L'équation de conservation de la quantité de chaleur est celle qui régit la température, et sa résolution à l'interface océan-atmosphère permet d'obtenir la valeur de la SST. Dans notre problématique, l'application d'une démarche d'assimilation de données de SST observée est donc largement conditionnée par la nature de la condition aux limites de cette équation de température. Afin de résoudre une équation aux dérivées partielles, il est possible d'envisager deux types de conditions aux limites :

- une condition aux limites dite de Dirichlet correspond à une spécification des valeurs de la température à la surface de l'océan. Il s'agit donc de considérer par exemple un champ observé comme SST dans le modèle. On aura alors une expression de la température en surface du type : $T_{z=0} = T_{obs}$.
- une condition aux limites dite de Neumann correspond quant à elle à une spécification de la dérivée de la température à la surface de l'océan. Ce cas de figure revient à exprimer un flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère. On aura donc dans ce cas une expression de la condition aux limites du type : $K \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = F_{OA}$.

Dans le modèle utilisé ici, on se situe dans le deuxième cas de figure. L'assimilation de données de SST permettra par conséquent d'estimer des corrections sur le flux de chaleur air-mer, et donc sur les variables atmosphériques ayant servi à le calculer.

Le flux net de chaleur reçu par l'océan à sa surface, en W/m^2 comprend les flux solaire Q_{sw} et infrarouge net Q_{lw} (flux radiatif), les flux de chaleur sensible Q_{sens} et latente Q_{lat} (flux turbulents), ainsi que les échanges de chaleur avec la glace de mer. Le flux solaire correspond à la fraction du flux solaire incident disponible à la surface de l'océan avec l'effet de l'albédo pris en compte. Il est la principale source directe d'énergie thermique pour l'océan. Le flux net infrarouge est en fait le flux infrarouge atmosphérique effectivement absorbé par l'océan auquel on soustrait le flux infrarouge émis à sa surface. Le flux de chaleur latente traduit la quantité de chaleur gagnée ou perdue respectivement par condensation ou évaporation. Q_{lat} est quasiment toujours négatif, et agit comme le principal puits de chaleur de l'océan. Il est directement lié à l'évaporation E par l'enthalpie de vaporisation de l'eau L_{vap} (en J/kg ou J/m^3 selon l'unité exprimant l'évaporation) par la relation suivante :

$$Q_{lat} = -L_{vap}E \quad (2.4)$$

Enfin, le flux de chaleur sensible correspond aux échanges conductifs entre océan et atmosphère. Tout comme la tension de vent, ces deux derniers flux Q_{lat} et Q_{sens} sont des flux turbulents, puisque leur amplitude est fonction des fluctuations locales du vent.

Si on considère le cas de figure sans glace de mer, on décompose alors le flux net de chaleur Q_{net} comme la somme des contributions radiative Q_{rad} et turbulente Q_{turb} :

$$Q_{net} = \overbrace{Q_{sw} + Q_{lw}}^{Q_{rad}} + \overbrace{Q_{sens} + Q_{lat}}^{Q_{turb}} \quad (2.5)$$

L'équation de conservation de la chaleur est celle d'un traceur passif advecté par un écoulement turbulent. De même que pour la quantité de mouvement, on peut montrer qu'elle s'écrit :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla} T = K_H \nabla^2 T + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial T}{\partial z} \right) + F_{SOL}(z) \quad (2.6)$$

où K_H et K_V sont respectivement les diffusions isopycnale et verticale pour la température. Dans le cas où on tient compte du fait que la composante solaire Q_{sw} du flux radiatif est pénétrante (*Paulson et Simpson, 1977*), $F_{SOL}(z)$ est non nul et est une source interne de chaleur dérivée en fonction de Q_{sw} . On omettra alors la contribution du flux solaire dans le flux servant de condition limite de surface, et on introduira le flux de chaleur "non solaire" Q_{nsol} . Toujours grâce à la loi du gradient, on peut alors exprimer la condition limite de surface pour l'équation de conservation de la quantité de chaleur de la manière suivante :

$$K_V \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = \frac{Q_{nsol}}{\rho_s C_{pw}} \quad \text{avec} \quad Q_{nsol} = Q_{sens} + Q_{lat} + Q_{lw} \quad (2.7)$$

où C_{pw} est la chaleur spécifique de l'eau de mer. Cette approche est celle qui a été retenue pour le modèle utilisé dans cette thèse. Une deuxième approche, moins physique mais souvent utilisée en première approche, consiste à considérer le flux solaire comme non pénétrant ($F_{SOL} = 0$), et de l'intégrer au flux net de chaleur. La condition limite de surface pour l'équation de conservation de la quantité de chaleur sera alors donnée par :

$$K_V \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = \frac{Q_{net}}{\rho_s C_{pw}} \quad (2.8)$$

Forçage d'eau douce et conservation de la quantité de sel

Le flux d'eau douce correspond à la somme des contributions de l'évaporation E , des précipitations P , et des apports fluviaux et autres contributions continentales R (*Runoff* en anglais). Dans un modèle sans glace, le flux d'eau douce s'exprime donc de la manière suivante :

$$F_w = -E + P + R \quad (2.9)$$

Bien que l'océan n'échange évidemment pas de sel avec l'atmosphère, on traduit souvent en océanographie, le flux d'eau douce par un flux virtuel de sel qu'on reliera au flux d'eau douce par l'expression suivante :

$$F_s = -\frac{\rho_0}{\rho_s} S F_w \quad (2.10)$$

où ρ_0 et ρ_s sont respectivement les masses volumiques de l'eau douce et de l'eau salée. S est la salinité moyenne du volume élémentaire d'eau de mer considérée, correspond à la

masse de sel en g contenue dans 1 kg d'eau de mer, et n'a pas d'unité.

De même que pour la chaleur, l'équation de conservation de la quantité de sel est celle d'un traceur passif et s'écrit :

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla} S = K_H \nabla^2 S + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (2.11)$$

La condition limite de salinité a souvent été formulée comme étant un flux de sel à l'interface air-mer (*Barnier, 1998*). Cette formulation est caractéristique des modèles d'océan à "toit rigide", c'est-à-dire ne permettant pas de variation du niveau de la mer. Cependant dans le cas qui nous intéresse, à savoir un modèle à surface libre, un apport ou une perte d'eau douce conduira à une variation du niveau de la mer, et donc du volume de la cellule de surface qui induira une modification de la salinité (*Roullet et Madec, 2000*).

Ainsi la dénivellation de la surface libre η par rapport à la moyenne de la hauteur de surface dans le modèle s'exprime en fonction du bilan d'eau douce de la manière suivante :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \vec{u}_{z=\eta} \cdot \vec{n} + (P + R - E) \quad (2.12)$$

avec \vec{n} un vecteur unitaire perpendiculaire à la surface, \vec{u} la vitesse et $(P + R - E)$ le bilan d'eau douce présenté dans l'équation 2.9. On aura alors des variations de hauteur d'eau très corrélées avec celles de la salinité de surface, comme on pourra le voir au chapitre 8.

2.3.2 Estimation des flux

Puisqu'elle utilise pleinement la SST calculée par le modèle pour l'estimation des flux de surface, prenant ainsi en compte l'état de l'océan, la méthode *Bulk* est, parmi les méthodes de forçage évoquées au chapitre 1, la plus physique. Largement utilisée dans la communauté des modélisateurs, tant de l'océan que de l'atmosphère, elle présente l'avantage de tenir compte de l'impact de l'évolution de l'état de surface de l'océan sur l'estimation des flux air-mer. Un bémol est cependant à souligner dans notre cas de figure : bien que la rétroaction de l'océan sur le calcul des flux soit présente dans la formulation *Bulk*, celle de l'atmosphère ne l'est pas puisqu'on utilise des variables atmosphériques prescrites, et non un couplage des deux systèmes. Cette méthode revient donc à envisager une atmosphère dont la capacité thermique et la capacité à stocker l'humidité sont infinies, ce qui n'est évidemment pas le cas dans la réalité.

On distinguera parmi les flux décrits précédemment les flux turbulents (Q_{sens} , Q_{lat} , E et $\vec{\tau}$) qui seront estimés par les formules *Bulk* aérodynamiques utilisées dans ce travail (*Large et Yeager, 2004*), des autres (Q_{sw} , Q_{lw} , P et R) qui sont directement appliqués dans le modèle. L'estimation des flux de surface à appliquer dans le modèle nécessite en tout point les variables de surface suivantes :

- la SST du modèle T_s ,
- l'état de l'atmosphère $\mathbf{X}_A = (\theta_{air}, q_{air}, \Delta \vec{U}_{10})$, avec θ_{air} sa température potentielle, q_{air} son humidité spécifique (toutes deux spécifiées à 2m de la surface de l'océan), et $\Delta \vec{U}_{10}$ la vitesse du vent relative (c'est-à-dire à laquelle le vecteur vitesse du courant de surface a été retranché) spécifiée à 10m,

- la radiation incidente $\mathbf{X}_R = (rad_{sw}, rad_{lw})$, avec rad_{sw} le flux solaire incident, et rad_{lw} le flux infrarouge descendant (émis par l'atmosphère).

On notera que selon la complexité des formules *Bulk* utilisées, d'autres variables peuvent être nécessaires comme la pression de l'atmosphère, la hauteur des vagues, etc...

Flux turbulents : Formulation aérodynamique globale *Bulk*

A partir des variables définies précédemment, on peut alors estimer les flux turbulents par les formules aérodynamiques *Bulk* suivantes :

$$Q_{sens} = \rho_a(\theta_{air}, q_{air}, P) C_H(T_s, \mathbf{X}_A) C_p |\Delta \vec{U}_{10}| [\theta_{air} - T_s] \quad (2.13)$$

$$Q_{lat} = \rho_a(\theta_{air}, q_{air}, P) C_E(T_s, \mathbf{X}_A) L_v |\Delta \vec{U}_{10}| [q_{air} - q_{sat}(T_s)]$$

$$\vec{\tau} = \rho_a(\theta_{air}, q_{air}, P) C_D(T_s, \mathbf{X}_A) |\Delta \vec{U}_{10}| \Delta \vec{U}_{10}$$

où ρ_a est la masse volumique de l'air considérée comme constante et égale à $1,29 \text{ kg/m}^3$, P la pression atmosphérique au niveau de la mer, C_p la chaleur spécifique de l'air ($\sim 1000 \text{ J/kg/K}$), L_v la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($2.26 \times 10^6 \text{ J/kg}$), et q_{sat} l'humidité spécifique à saturation. C_H , C_E et C_D sont les coefficients de transfert *Bulk*, respectivement de chaleur sensible, d'humidité et de quantité de mouvement (ou coefficient de traînée). Toute la physique fine de la formulation *Bulk* repose dans la détermination de ces coefficients. Dépendants de la stabilité de la couche limite atmosphérique et de la rugosité de la surface de l'océan (donc du vent), ils ne peuvent en aucun cas être constants. Ils sont cependant définis par des méthodes empiriques, à partir de mesures *in-situ* de flux turbulents et des variables atmosphériques associées, et il existe plusieurs paramétrisations différentes permettant de les estimer (Brodeau, 2007). Toutes comportent des incertitudes, mais celle qui a été choisie pour notre modèle (Large et Yeager, 2004) est l'une des plus utilisées par la communauté, ce qui rend plus facile l'intercomparaison éventuelle de notre solution avec celle d'autres modèles.

La sensibilité du forçage à ces coefficients de transfert ne faisant pas l'objet de cette thèse, on n'abordera pas ici les détails de leur détermination. On notera cependant que dépendant de l'état de l'atmosphère, ils sont donc eux aussi impactés par des modifications de forçage, comme on peut le concevoir en regardant leurs expressions par les équations 2.14.

$$C_H = \frac{u^* \theta^*}{\Delta U \Delta \theta}, \quad C_E = \frac{u^* q^*}{\Delta U \Delta q}, \quad C_D = \frac{u^{*2}}{(\Delta U)^2} \quad (2.14)$$

avec u^* l'échelle caractéristique des fluctuations de vitesse de l'écoulement turbulent ou vitesse de frottement, θ^* et q^* les échelles caractéristiques des fluctuations respectives de la température et de l'humidité spécifique de l'air au sein de l'écoulement turbulent, ΔU le vent relatif, et $\Delta \theta$ et Δq les différences de température et d'humidité de l'air entre une altitude de référence et la surface de l'océan.

Flux radiatifs

En ce qui concerne les flux radiatifs, on préfère en général utiliser directement les produits satellitaires reconstruits ou les réanalyses atmosphériques des centres opérationnels (on se situe ici dans le deuxième cas de figure). On utilisera donc en données d'entrées les composantes incidentes des flux solaire et infrarouge disponible au niveau de la mer rad_{sw} et rad_{lw} . A ces deux contributions, il faudra retrancher respectivement le flux solaire réfléchi par l'océan à rad_{sw} , et le flux infrarouge ré-émis par l'océan à rad_{lw} . On obtient alors les contributions radiatives au flux net de chaleur par les expressions suivante :

$$Q_{sw} = (1 - \alpha)rad_{sw} \quad (2.15)$$

$$Q_{lw} = rad_{lw} - \epsilon\sigma T_s^4$$

où α est l'albédo de surface de l'océan (~ 0.066), $-\epsilon\sigma T_s^4$ est le flux infrarouge émis par la surface avec σ la constante de *Stefan-Boltzmann* ($5,67 \times 10^{-8}$), et ϵ l'émissivité de l'eau de mer (0,98).

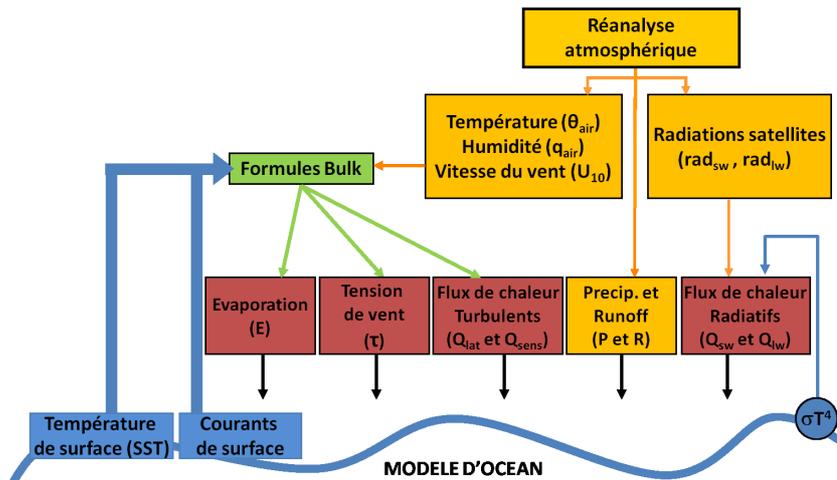


FIG. 2.1 – Représentation schématique du forçage d'un modèle. A partir des variables atmosphériques issues des réanalyses (en jaune : température, humidité et vitesse du vent), et des variables de surface de l'océan dans le modèle (en bleu : SST, courants de surface), les formules Bulk (en vert), permettent d'estimer des valeurs instantannées des flux turbulents (en rouge : évaporation, tension de vent, flux de chaleur sensible et latente). Les flux radiatifs (en rouge également) sont estimés à partir des données de radiations satellitaires et de la température de surface du modèle d'océan (en bleu). Ces flux sont ensuite utilisés comme conditions limites à la surface de l'océan. Les flux d'eau douce (en jaune : précipitations et contributions continentales) sont quant à eux directement issus des réanalyses atmosphériques.

On détient maintenant toutes les composantes permettant de forcer le modèle d'océan, comme schématisé dans la figure 2.1. Il est à ce stade bon de rappeler l'une des premières hypothèses qui sous-tendent cette démarche : on se focalisera dorénavant sur les erreurs

concernant les variables atmosphériques, puisqu'elles sont une part importante des approximations présentes dans cette formulation du forçage. On a pu par exemple constater que l'impact sur les flux de l'utilisation de jeux de données atmosphériques différents était bien plus important (de l'ordre d'un facteur 2) qu'un changement de paramétrisation des coefficients de transfert (*Fairall et al.*, 2010).

Le tableau suivant résume les implications des différentes variables atmosphériques dans l'estimation de chacun des flux océan-atmosphère déterminant les conditions limites de surface des équations de conservation de quantité de mouvement, de chaleur, et d'eau douce :

$$\begin{aligned}
 Q_{sens} &= \rho_a(\theta_{air}, q_{air}, P) C_H(T_s, \mathbf{X}_A) C_p |\Delta \vec{U}_{10}| [\theta_{air} - T_s] \\
 Q_{lat} &= \rho_a(\theta_{air}, q_{air}, P) C_E(T_s, \mathbf{X}_A) L_v |\Delta \vec{U}_{10}| [q_{air} - q_{sat}(T_s)] \\
 \vec{\tau} &= \rho_a(\theta_{air}, q_{air}, P) C_D(T_a, \mathbf{X}_A) |\Delta \vec{U}_{10}| \Delta \vec{U}_{10} \\
 Q_{sw} &= (1 - \alpha) rad_{sw} \\
 Q_{lw} &= rad_{lw} - \epsilon \sigma T_s^4 \\
 E &= -Q_{lat} / L_{vap} \\
 F_w &= -E + P + R
 \end{aligned}$$

Il apparaît ici toute l'importance du choix des variables atmosphériques utilisées pour forcer le modèle, et de l'impact important de chacune d'entre elles dans l'estimation des flux à l'interface océan-atmosphère. Le chapitre suivant a donc pour but de recenser les différents jeux de données dont sont issus les paramètres de forçage atmosphérique, ainsi que ce qu'on connaît des incertitudes qui leur sont associées et de leur influence sur les flux effectivement appliqués dans le modèle.

Chapitre 3

Les données atmosphériques

Sommaire

3.1	Objectifs	32
3.2	Variables atmosphériques utilisées dans la fonction de forçage	
	<i>Bulk</i> et leur mesure	32
3.2.1	Température, humidité et vitesse du vent	33
3.2.2	Flux radiatifs	34
3.2.3	Précipitations	34
3.3	Jeux de forçage et validation des produits	35
3.3.1	Réanalyses atmosphériques	35
3.3.2	Le jeu de forçage DFS4	35
3.4	Incertitudes sur les variables atmosphériques et physique des	
	flux air-mer	41
3.4.1	Comparaisons des flux estimés à partir de DFS4 et ERAinterim .	41
3.4.2	Influence des flux océan-atmosphère sur l'océan	43
3.4.3	Stratégie de correction des paramètres de forçage	46

3.1 Objectifs

La problématique de cette thèse nécessite une bonne connaissance des méthodes de forçage atmosphérique telles qu’elles sont appliquées dans le modèle d’océan comme on l’a présenté dans le chapitre 2, mais aussi des variables atmosphériques qui entrent en jeu lors de l’estimation des flux. En effet, ce sont ces paramètres pour lesquels on se propose d’estimer une correction qui soit cohérente tant avec les résultats attendus du modèle (contenu thermique, état de surface, variabilité interannuelle...), qu’avec la réalité de l’état de l’atmosphère et notamment les incertitudes associées aux variables atmosphériques. L’objectif de ce chapitre est donc de présenter succinctement les bases de données dont sont issus la température et l’humidité de l’air à $2m$ (t_2 et q_2), les vitesses de vent méridionale et zonale à $10m$ (u_{10} et v_{10}), les précipitations (*precip*) et les flux solaires incident et infrarouge descendant (rad_{sw} et rad_{lw}).

3.2 Variables atmosphériques utilisées dans la fonction de forçage *Bulk* et leur mesure

Comme on l’a vu dans le chapitre 2 (tableau 2.16), les variables atmosphériques utilisées pour estimer les flux océan-atmosphère et pour lesquelles on calculera une correction sont au nombre de sept :

- les quatre variables d’état atmosphérique de surface, température et humidité spécifique de l’air à $2m$ (t_2 et q_2), et vitesses zonale et méridionale du vent à $10m$ (u_{10} et v_{10}), sont impliquées dans le calcul des flux net de chaleur (Q_{net}), de quantité de mouvement ($\vec{\tau}$), et d’eau douce (F_w);
- les flux solaire incident et atmosphérique infrarouge (rad_{sw} et rad_{lw}), tous deux descendants, interviennent dans l’estimation de Q_{net} ;
- les précipitations nettes (P), enfin, sont l’une des composantes du flux d’eau douce F_w .

Tab. 3.1 – *Récapitulatif des variables atmosphériques et de leur implication dans le calcul des flux océan-atmosphère.*

Variables atmosphériques		Flux océan-atmosphère	
Variable	Notation	Flux	Notation
température à $2 m$	t_2	Flux de chaleur latente	Q_{lat}
humidité à $2 m$	q_2	Flux de chaleur sensible	Q_{sens}
vitesse de vent méridionale à $10 m$	u_{10}	Flux de quantité	$\vec{\tau}$
vitesse de vent zonale à $10 m$	v_{10}	de mouvement	
radiations solaires descendantes	rad_{sw}	Flux radiatif incident	Q_{sw}
radiations infrarouges descendantes	rad_{lw}	Flux infrarouge net	Q_{lw}
précipitations	<i>precip</i>	Flux d’eau douce	F_w

La première section de ce chapitre a pour objet de dresser un rapide inventaire des observations disponibles pour chacun des groupes de variables précédemment définis. Il

s'agit d'une part des observations *in situ*, historiquement et essentiellement collectées par les navires marchands (VOS¹) et concentrées donc sur les routes de navigation les plus fréquentées. Le système d'observation comprend aussi les bouées, plateformes et navires de recherche, nettement moins répandus, mais obtenant des mesures dites "de haute qualité". Enfin, l'avènement des satellites permet aujourd'hui d'accéder à des mesures sur la quasi totalité de la surface des océans, ce qui représente une avancée majeure en terme de disponibilité des observations. Pour une description plus précise, on se référera aux travaux de thèse de *Brodeau* (2007).

3.2.1 Température, humidité et vitesse du vent

La température de l'air a beau être l'une des variables atmosphériques la plus communément mentionnée, en avoir une mesure valable à la surface de l'océan n'est pas des plus évident. En effet, la précision de la mesure est amoindrie par les effets conjoints des embruns (refroidissement) et des radiations (réchauffement). On imagine donc bien que l'appareillage utilisé doit être protégé des éléments extérieurs susceptibles de fausser la mesure. L'humidité quant à elle, conditionne le flux de chaleur latente qui est le plus important puits de chaleur de l'océan, ce qui en fait une variable primordiale dans l'estimation des flux air-mer, et pour autant tout aussi difficile à mesurer. Enfin, obtenir une observation précise du vent est connu pour être un exercice particulièrement difficile, ce qu'on imagine assez bien étant donné les mouvements désordonnés subis par l'appareillage via son support, que ce dernier soit un navire, une plateforme, ou une bouée.

La majeure partie des données historiques proviennent des VOS, et sont pour la température, biaisées vers le haut de quelques dixièmes de degrés à quelques degrés dans certains cas, biais qui est amoindri pendant la nuit du fait de l'absence de rayonnement solaire. Différentes sources d'erreurs décrites par *Kent et al.* (1999), amènent donc en général à un biais moyen de l'ordre du degré. Les mesures d'humidité, moins courantes que celles de température sont elles aussi probablement biaisées vers le haut (*Kent et al.*, 1993) avec une erreur qui augmente avec la température ambiante (*Kent et al.*, 1999), donc plus importante aux basses latitudes. Enfin, les mesures de vent anémométriques se voient entachées d'erreurs conséquentes à la fois en vitesse et en direction de plus de 2 m/s et 10° (*Kent et al.*, 1999).

Les mesures de haute qualité quant à elles, grâce à un appareillage plus adapté au milieu marin, atteignent pour la température une précision de l'ordre de 0.25 °C à 0.1 °C (*Hosom et al.*, 1995), et pour l'humidité de l'ordre de 0.2 g/kg (pour une température ambiante de 22 °C). Bien qu'on utilise des méthodes de correction des mouvements parasites des bouées, plateformes ou navires pour estimer le vent, une erreur de l'ordre de 10% persiste dans ces observations.

Enfin, les estimations issues de mesures satellitaires consistent en général à déduire la température de la SST et de l'humidité, et l'humidité de la hauteur totale d'eau précipitable. Les températures obtenues par des méthodes et algorithmes plus ou moins précis, comportent encore trop d'incertitudes pour estimer les flux mais apportent une information importante en terme de variation spatiale et temporelle. Elles seront donc utiles

¹Voluntary Observing Ship Project (<http://www.vos.noaa.gov/>)

pour améliorer la qualité des réanalyses atmosphériques qu'on abordera dans la section suivante. Les méthodes d'estimation de l'humidité sont en mesure aujourd'hui de fournir des valeurs d'une précision satisfaisante pour de nombreuses régions du globe, mais ne sont réellement performantes pour l'instant que dans les régions tropicales avec une précision de l'ordre de 1 g/kg . Les vents satellitaires quant à eux, sont déduits de mesures diffusiométriques et sont à l'échelle globale plus facilement utilisables que les observations *in situ* dans un contexte de forçage, de par leur échantillonnage spatio-temporel. Leur degré d'incertitude reste cependant non-négligeable avec plus de 1 m/s pour la vitesse et 15° pour la direction (Freilich et Dunbar, 1999).

3.2.2 Flux radiatifs

On mesure en fait trois composantes utiles à l'estimation des flux radiatifs, telle qu'on l'a décrit dans l'équation 2.16 du chapitre 2 : les radiations solaires incidentes, l'albédo de surface de l'océan, et les radiations atmosphériques infrarouge. Les réseaux de mesures tels que TAO, PIRATA et RAMA permettent d'accéder à ces données dans la bande de latitudes entre 10°N et 10°S . Cependant, les instruments classiques de mesure des flux radiatifs supportant assez mal le milieu marin (notamment le sel déposé par les embruns, et le mouvement perpétuel du support), et les VOS n'en étant même pas équipés, les mesures *in-situ* de flux radiatifs ne peuvent couvrir la globalité des océans. On utilise donc classiquement des paramétrisations (Brodeau, 2007) pour estimer les deux composantes radiatives du flux de chaleur dans les modèles. Cependant, les mesures satellitaires de couverture nuageuse et autres paramètres atmosphériques, combinées avec des modèles de transfert radiatifs fournissent désormais des champs globaux de grande qualité.

3.2.3 Précipitations

La mesure *in situ* de précipitations à la surface de l'océan permettant une bonne représentativité spatiale est pratiquement impossible dans les conditions du large. En effet, on ne peut pas disposer d'un réseau de mesures régulier et la disparité spatiale des événements pluvieux fait des précipitations la variable souffrant de la plus grosse incertitude parmi les paramètres de forçage atmosphérique. Divers produits existent cependant, combinant données *in situ* et produits satellitaires, mais présentent de grandes disparités (Béranger et al., 2006).

Pour conclure, à la différence de ce dont on est capable au dessus des continents, la couverture spatiale et temporelle des observations *in-situ* à la surface des océans n'est pas à la hauteur des besoins en données de forçage du modélisateur. Cependant, les mesures satellitaires couvrent aujourd'hui la majeure partie du globe, ce qui permet d'envisager sous un jour nouveau la disponibilité des informations sur l'atmosphère à la surface des océans. Dans l'objectif de les utiliser comme paramètres de forçage d'un modèle d'océan, les données d'observation *in situ* sont donc insuffisantes autant en terme de représentativité spatiale, et celles issues des satellites sont encore imparfaites. Ces observations sont cependant indispensables à la production et la validation de réanalyses atmosphériques classiquement utilisées pour forcer les modèles. On présentera dans la section suivante un jeu de forçage combinant ainsi données de réanalyses et observations satellitaires, ainsi que les variables atmosphériques issues de la réanalyse ERAinterim que l'on souhaite corriger ici.

3.3 Jeux de forçage et validation des produits

3.3.1 Réanalyses atmosphériques

Il existe plusieurs bases de données utilisables pour en extraire les variables atmosphériques qui nous intéressent. Au vu des lacunes présentes dans les bases d'observations *in situ* tant pour ce qui est de leur précision que de leur couverture spatiale et temporelle, les produits les plus complets, et répondant au mieux aux besoins des modélisateurs sont à n'en pas douter les réanalyses atmosphériques. Construites à partir de modèles d'atmosphère, elles tirent parti des observations disponibles via des systèmes d'assimilation de données. On peut ainsi disposer d'un état de l'atmosphère dans le passé à une résolution proche de celle du modèle d'océan. Les deux grands centres de prévision opérationnelle distribuant ce genre de produits sont l'ECMWF² et le NCEP³. La réanalyse dont sont issues les données atmosphériques utilisées dans cette thèse, ERAinterim, est la plus récente produite par l'ECMWF. Elle couvre aujourd'hui la période allant de 1979 à 2010 (notre travail portera sur la période 1989-2007). Une étape préliminaire à l'estimation de corrections de paramètres de forçage est d'évaluer les incertitudes portant sur les variables atmosphériques considérées, inconnue dont on peut cependant se faire une idée en comparant divers jeux de forçage utilisés par les modélisateurs. Nous avons donc diagnostiqué les différences existant entre ERAinterim et DFS4, un autre jeu de forçages basé en partie sur des données de réanalyse.

3.3.2 Le jeu de forçage DFS4

Présentation

Constitués à partir de produits de réanalyses, d'observations, de "reconstructions composites" diverses, il existe de nombreux jeux de forçage disponibles, présentant chacun leurs forces et leurs faiblesses. On citera à titre d'exemple DFS4 (*Brodeau et al.*, 2010), qui servira de référence pour évaluer les corrections estimées dans cette thèse sur les variables issues d'ERAinterim. DFS (DRAKKAR Forcing Set) est une famille de jeux de forçage interannuels développés au sein du consortium DRAKKAR pour les modèles globaux de circulation océanique (dont NEMO). DFS4 est une combinaison de certains éléments du jeu de forçage CORE (*Large et Yeager*, 2004) avec des variables de la réanalyse ERA40 (antérieure à ERAinterim) développée par l'ECMWF. Les variables atmosphériques qui le composent sont en effet issues de la réanalyse ainsi que de produits satellitaires issus de CORE pour les flux radiatifs, et ont été corrigées par une méthode permettant d'atteindre les objectifs suivants :

- Obtenir un bilan thermique et halin global proche de zéro entre 1958 et 2007 ;
- Conserver une variabilité temporelle réaliste des paramètres de forçage pour les 50 ans considérés (1958-2007) ;
- Obtenir une meilleure cohérence entre le modèle forcé et certaines climatologies régionales ;

²European Center for Medium-range Weather Forecasts

³National Center for Environmental Prediction

- Améliorer la représentation des structures principales de la circulation océanique à basse résolution ;
- Améliorer la représentation de la couverture de glace par le modèle de glace (LIM) associé au modèle d’océan.

Pour une description exhaustive des différentes composantes de DFS4, ainsi que des corrections qui ont été appliquées, on se référera à l’article de *Brodeau et al.* (2010), on retiendra seulement l’attention du lecteur sur les points suivants :

- Le bilan thermique et halin global entre 1958 et 2007 résultant du forçage DFS4 est quasiment équilibré ($0,4 \text{ W/m}^2$) ;
- Les vitesses de vent ont été calibrées à partir de la base de données satellitaire QUICKSCAT ;
- Les discontinuités temporelles affectant la température et l’humidité de l’air dans la réanalyse ERA40, et dues à l’introduction dans le système d’assimilation de nouvelles observations comme l’avènement des satellites (en particulier en 1979) ont été corrigées ;
- On a préféré des produits radiatifs et des précipitations issus de mesures satellitaires, meilleure alternative pour les besoins de forçage du modèle que les données des réanalyses.

Le jeu de forçage résultant de ces corrections a été évalué dans le modèle d’océan avec la même configuration que celle utilisée pour cette thèse, et on a pu constater qu’il améliorerait les principales structures de la circulation océanique par rapport à CORE ou ERA-40, et que les bilans de chaleur et d’eau douce étaient proches de zéro entre 1958 et 2007. Ces considérations ainsi que la nécessité de comparer notre jeu de forçages corrigé avec une base de données déjà validée nous ont amenés à choisir DFS4 comme référence, et on se propose donc en première approche de le comparer aux variables atmosphériques originales de la réanalyse ERAinterim.

Comparaison entre DFS4 et ERAinterim

Afin d’estimer l’amplitude des erreurs à corriger sur les variables atmosphériques de la réanalyse ERAinterim, on comparera les champs de la réanalyse à ceux des variables composant le jeu de forçage DFS4, selon deux aspects : leurs moyennes mensuelles pour Janvier 2004 dans un premier temps, puis leurs moyennes sur la période qui leur est commune, à savoir entre 1989 et 2007. On considère arbitrairement que DFS4 est pour le forçage d’un modèle d’océan une base de données présentant moins de biais systématiques que la réanalyse ERAinterim. Cette considération sera vérifiée a posteriori au chapitre 8 où on montre notamment la présence d’un biais chaud systématique par rapport aux observations dans les simulations forcées par ERAinterim. Le premier aspect de cette comparaison nous éclairera donc plus précisément sur les corrections auxquelles on peut s’attendre, ou du moins, que l’on souhaiterait obtenir, alors que le second nous permettra de quantifier une éventuelle tendance à long terme. On illustrera donc ces deux aspects pour trois des variables de forçage : l’humidité spécifique (q_2), l’intensité du vent (U_{10}), et le flux solaire incident (rad_{sw}).

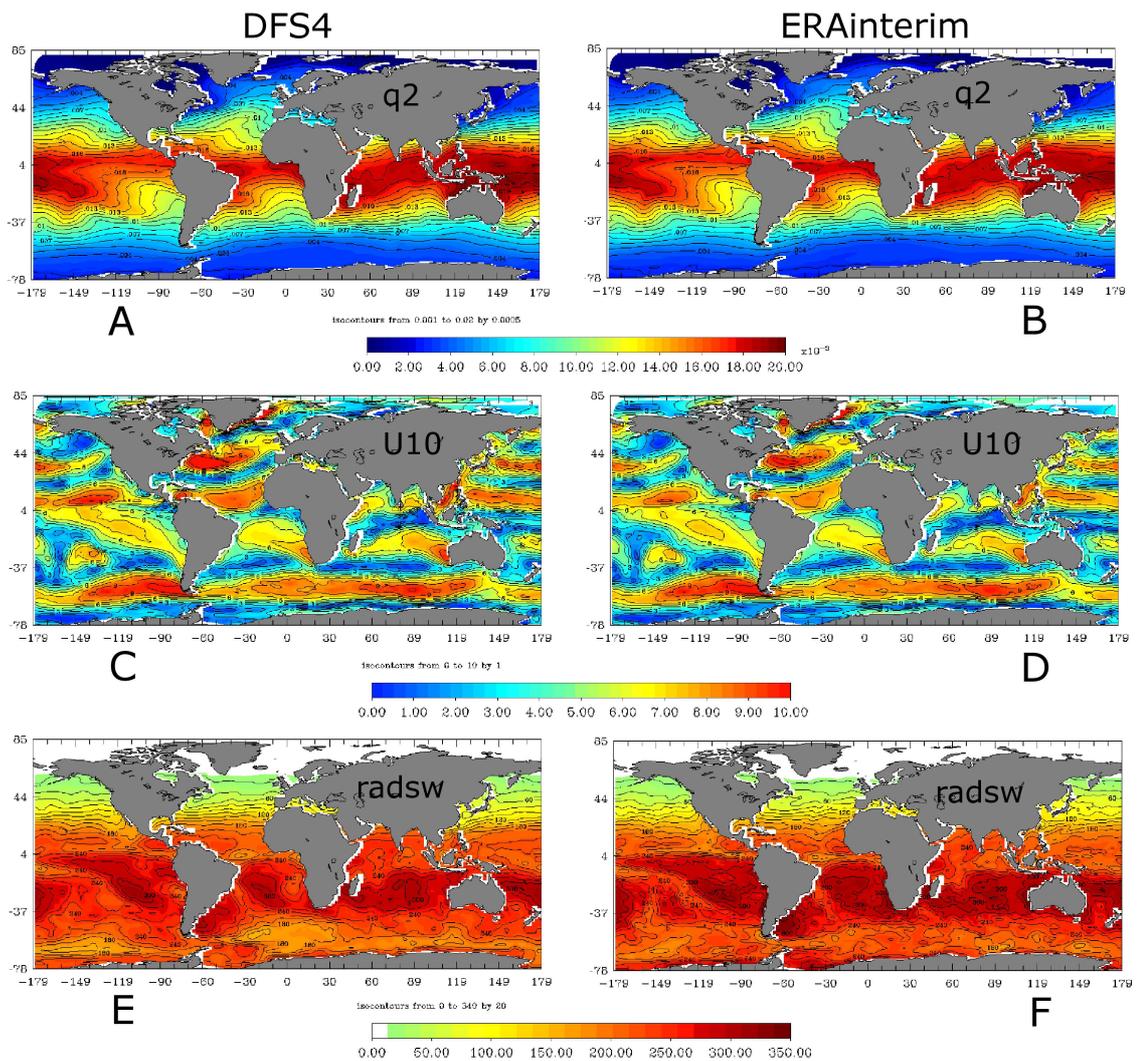


FIG. 3.1 – Moyennes mensuelles pour janvier 2004 des humidité spécifique en kg/kg (A-B), intensité de vent en m/s (C-D) et flux solaire incident en W/m^2 (E-F), issus de DFS4 (A-C-E) et ERAinterim (B-D-F)

L'estimation de corrections mensuelles des variables de forçage, nécessite d'avoir une idée a priori de l'amplitude des erreurs présentes dans notre base de données initiale et ce pour deux raisons :

- La mise en œuvre de la méthode d'assimilation de données nécessite la connaissance a priori de la distribution de probabilité des erreurs sur les paramètres à corriger (voir chapitre 4) ;
- L'évaluation a posteriori de nos variables corrigées passe par leur comparaison à une référence : dans ce travail DFS4.

On illustrera ici les différences mensuelles typiques entre les variables issues de nos deux jeux de données sur le mois de janvier 2004, choisi pour mettre en place l'ensemble de la méthode. Les raisons de ce choix n'entrent pas encore en considération à ce stade du problème, et seront détaillées dans le chapitre 5. Sur la figure 3.1, on peut observer que les structures spatiales de chacune des variables (ici, l'humidité, l'intensité du vent et le flux solaire incident) sont comparables, et essentiellement zonales pour les deux bases de données, ce qui nous amènera à regarder par la suite des moyennes zonales afin de simplifier les diagnostics.

Si on cherche maintenant à caractériser les différences existant entre DFS4 et ERAinterim, on notera dans un premier temps que leurs amplitudes maximales sont de l'ordre de 10^{-4} kg/kg , $0,5 \text{ m/s}$, et 10 W/m^2 respectivement pour l'humidité (figure 3.2-A), l'intensité du vent (figure 3.2-B), et le flux solaire incident (figure 3.2-C). On constate alors qu'il s'agit d'un ordre de grandeur comparable à celui de l'amplitude des variabilités inter-annuelles du mois de Janvier pour chacun des paramètres, y compris lorsqu'on considère les variations selon la latitude (figure 3.2, à droite). Il est important de noter que l'amplitude des erreurs ainsi que la variabilité interannuelle associée est différente selon le mois considéré, les saisons ayant une influence notoire sur les variables atmosphériques. La variabilité du flux radiatif dans l'hémisphère Nord, par exemple, ne sera pas la même en hiver et en été, et on ne peut donc pas assimiler les erreurs hivernales associées à cette variable à l'amplitude de sa variabilité annuelle. Il s'agit ici d'une information de première importance pour la mise en œuvre de la méthode d'assimilation puisque cela va permettre de faire une hypothèse sur la distribution de probabilité a priori des paramètres de forçage, comme on le détaillera dans le chapitre 5.

Si on s'intéresse maintenant à toute la période 1989-2007, on constate sur la figure 3.3 que les différences moyennées sur le long terme entre les variables issues de la réanalyse et celles provenant de DFS4 sont relativement faibles, de l'ordre de $0,1 \text{ g/kg}$, $0,4 \text{ m/s}$ et 10 W/m^2 respectivement pour l'humidité (figure 3.3-A), l'intensité du vent (figure 3.3-B), et flux solaire incident (figure 3.3-C). On soulignera ici que des différences qui semblent minimales en terme de variables atmosphériques moyennées zonalement et sur une longue période peuvent avoir un impact conséquent sur l'estimation des flux océan-atmosphère localement, mais aussi à long terme. Cette dernière considération fera l'objet de la section suivante.

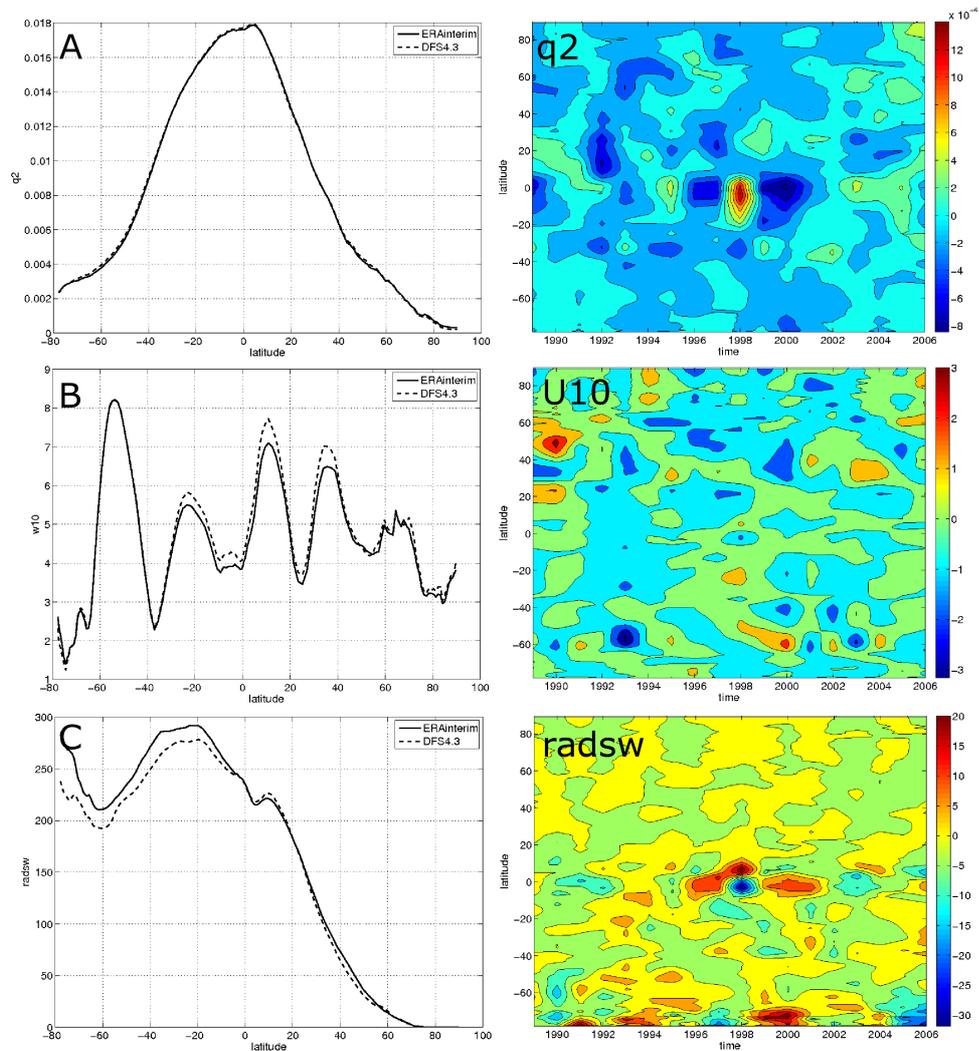


FIG. 3.2 – A gauche : moyennes zonales pour janvier 2004 des humidité spécifique en kg/kg (A), intensité de vent en m/s (B), et flux solaire incident en W/m^2 (C) pour DFS4 (en pointillés) et ERAinterim (en trait plein). A droite, pour le jeu de données ERAinterim : anomalie de la moyenne zonale de ces mêmes variables pour chaque mois de janvier, par rapport à la moyenne de tous les mois de janvier de la période 1989-2007.

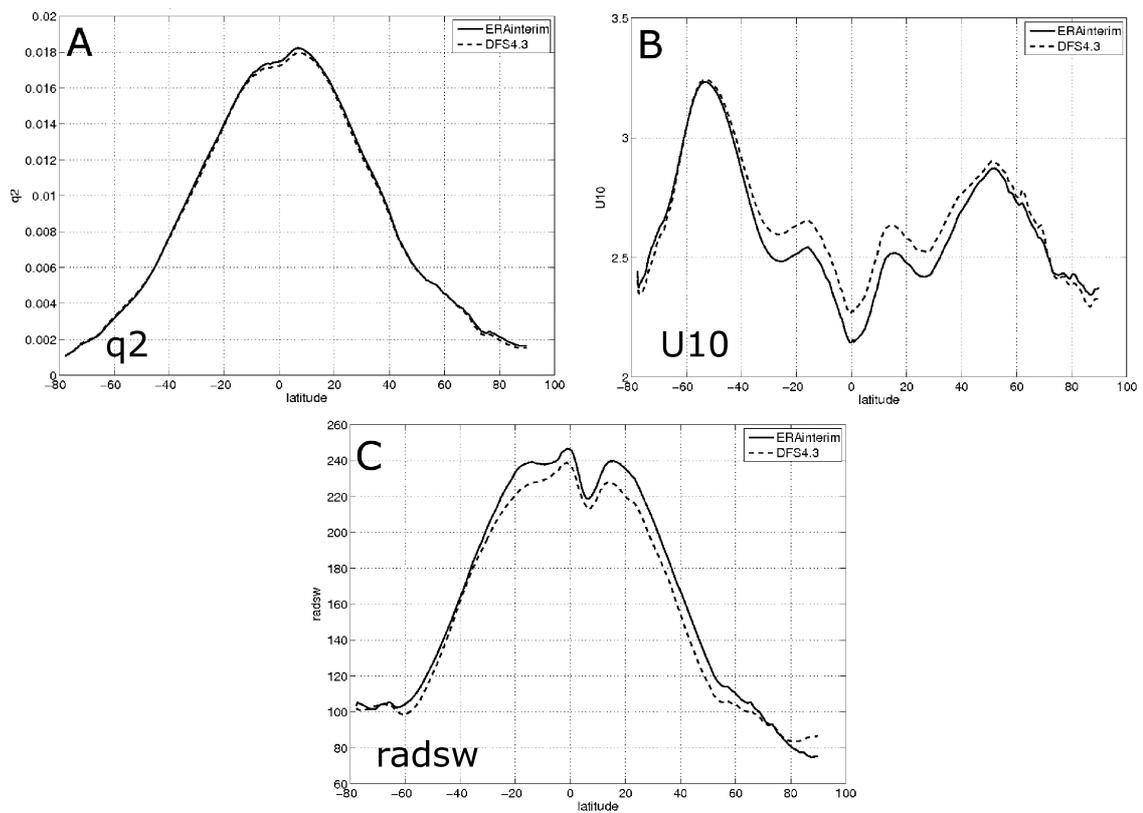


FIG. 3.3 – Moyennes zonales sur la période 1989-2007 des humidité spécifique en kg/kg (A), intensité de vent en m/s (B), et flux solaire incident en W/m^2 (C) pour DFS4 (en pointillés) et ERAinterim (en trait plein).

3.4 Incertitudes sur les variables atmosphériques et physique des flux air-mer

Selon le flux océan-atmosphère estimé via les formules *Bulk*, c'est une variable atmosphérique en particulier qui jouera un rôle prépondérant. Ainsi, les incertitudes sur la température de l'air affecteront essentiellement le flux de chaleur sensible. L'humidité quant à elle, a un effet plus marqué puisqu'elle conditionne le flux de chaleur latente, plus grand puits de chaleur de l'océan, et par extension l'évaporation et le bilan halin. La force du vent, outre son implication évidente dans le calcul du flux de quantité de mouvement, entrera elle aussi en ligne de compte de façon non-négligeable dans l'estimation des flux de chaleur sensible et latente. Enfin, les flux radiatifs et les précipitations interviennent comme une contribution directe aux flux net de chaleur, et au flux d'eau douce. L'impact sur le flux de chaleur latente attribué simplement à l'utilisation de champs d'humidité et de vents différents par exemple, peut atteindre des valeurs de l'ordre de 30 W/m^2 en moyenne, pour une valeur de l'ordre de 140 W/m^2 (Fairall et al., 2010; Bentamy et al., 2003), alors que les études concernant le changement climatique et la variabilité décennale concernent des modifications de flux net de chaleur de l'ordre de $0,5 \text{ W/m}^2$ (Josey, 2011). La diminution des incertitudes sur les variables atmosphériques de forçage est donc primordiale dans le cadre d'études climatiques.

TAB. 3.2 – Convention de signe utilisée pour le diagnostic des flux océan-atmosphère. Les pertes et gains de chaleur sont relatives à l'océan.

$Q_{net} < 0$ perte de chaleur				$Q_{net} > 0$ gain de chaleur			
$Q_{net} = Q_{rad} - Q_{trb}$							
$Q_{rad} < 0$ perte de chaleur		$Q_{rad} > 0$ gain de chaleur		$Q_{trb} < 0$ gain de chaleur		$Q_{trb} > 0$ perte de chaleur	
$Q_{rad} = Q_{sw} + Q_{lw}$				$Q_{trb} = Q_{lat} + Q_{sen}$			
$Q_{sw} < 0$ perte de chaleur	$Q_{sw} > 0$ gain de chaleur	$Q_{lw} < 0$ perte de chaleur	$Q_{lw} > 0$ gain de chaleur	$Q_{lat} < 0$ gain de chaleur	$Q_{lat} > 0$ perte de chaleur	$Q_{sen} < 0$ gain de chaleur	$Q_{sen} > 0$ perte de chaleur

3.4.1 Comparaisons des flux estimés à partir de DFS4 et ERAinterim

Il existe différentes manières d'évaluer la qualité d'un jeu de forçage, l'essentiel des études réalisées à ce sujet repose sur la comparaison des différentes bases de données disponibles comme préconisé par Josey et Smith (GSOP report, July 2006). En ce qui nous concerne, on comparera les flux estimés à partir des variables issues d'ERAinterim à ceux correspondant à DFS4 afin d'illustrer l'impact des différences présentes entre les

variables atmosphériques présentées dans la section précédente. Ces calculs de flux seront réalisés hors-modèle, en utilisant alors dans les formules *Bulk* le champ observé de SST qu'on souhaite assimiler par la suite. Ce diagnostic est une étape utile de comparaison entre différents jeux de données, bien que l'utilisation d'une SST prescrite empêche la rétroaction de l'océan sur le calcul des flux. On suivra la même démarche lors de l'évaluation des paramètres de forçage corrigés dans le chapitre 7, et l'outil utilisé ici pour la mettre en œuvre, FOTO, sera alors décrit de manière plus précise.

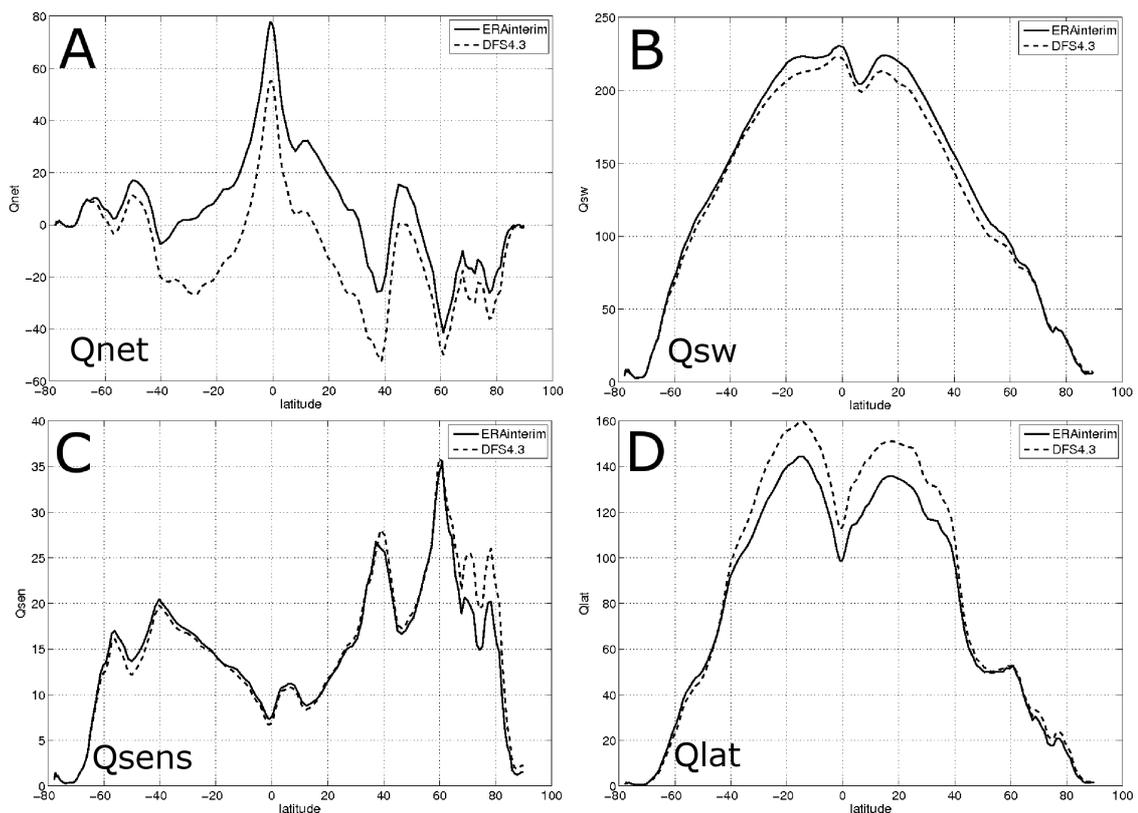


FIG. 3.4 – Moyennes zonales sur la période 1989-2007 des flux nets de chaleur (A), des flux incidents radiatifs (B), des flux de chaleur sensible (C) et des flux de chaleur latente (D) en W/m^2 estimés à partir des variables DFS4 (en pointillés) et ERAinterim (en trait plein).

En première approche, la figure 3.4 qui compare les moyennes zonales des flux (Q_{net} , Q_{sw} , Q_{sens} et Q_{lat}), correspondant à DFS4 et ERAinterim illustre un excédent de chaleur pour le flux net calculé avec les variables ERAinterim (figure 3.4-A). En effet, si on effectue le bilan global de chaleur sur la période de la réanalyse pour les deux jeux de forçage, on obtient une valeur excédentaire de $15 W/m^2$ pour ERAinterim et déficitaire de $-5 W/m^2$ pour DFS4. On retiendra l'attention du lecteur sur le fait que sur la période 1958-2007 le bilan global de chaleur de DFS4 est équilibré dans le modèle, c'est à dire proche de zéro ($0,4 W/m^2$). Ceci ne garantit en aucune façon qu'il le soit sur 1989-2007, période commune avec la réanalyse ERAinterim. On s'attendra donc à ce que les corrections calculées par notre méthode aillent dans le sens de la réduction de cet apport de chaleur excédentaire.

Si on s'intéresse maintenant aux différentes contributions de ce flux net, on identifie trois points principaux illustrant cet excès de chaleur dans ERAinterim :

- un flux solaire incident plus fort (figure 3.4-B) ;
- un flux de chaleur sensible comparable à celui de DFS4 (figure 3.4-C), sauf aux hautes latitudes de l'hémisphère nord ;
- un flux de chaleur latente plus faible que pour DFS4 dans la bande 40N-40S (figure 3.4-D).

Les résultats présentés ici étant moyennés sur la période 1989-2007 illustrent bien que des différences minimales sur les variables atmosphériques peuvent conduire à des écarts significatifs lorsqu'on estime les flux océan-atmosphère. On rappellera qu'en moyenne interannuelle le flux solaire incident est la seule source de chaleur pour l'océan, les flux de chaleur sensible et latente présentés dans la figure 3.4 correspondent donc à des pertes de chaleur (voir tableau 3.2). Un flux de chaleur latente plus faible, par exemple, équivaut donc à une perte de chaleur moins grande.

Si on regarde maintenant des cartes de différences de ces flux selon qu'ils ont été estimés à partir de DFS4 ou d'ERAinterim (figure 3.5), on voit que la différence de flux net de chaleur est répartie de manière assez homogène. Pour ce qui est du flux de chaleur sensible, on identifie des différences plus importantes aux hautes latitudes Nord, ainsi que dans les courants de bord ouest. Ces différences sont essentiellement dues aux importants écarts entre les températures de l'air DFS4 et ERAinterim. Les flux de chaleur latente quant à eux présentent davantage de différences dans une large bande intertropicale ($40^{\circ}S-40^{\circ}N$). Ce sont ici les différences d'intensité de vent qui gouvernent l'écart entre les flux latents issus des deux jeux de forçage.

Comme on l'a évoqué précédemment, l'ordre de grandeur des différences entre les flux estimés à partir de ces deux jeux de forçage est dix fois plus grand que l'excès de chaleur classiquement associé à un réchauffement climatique (de l'ordre de $0,5 W/m^2$). L'objet du paragraphe suivant est de savoir comment ces différences vont impacter l'océan, afin d'identifier les erreurs du modèle imputables aux incertitudes pesant sur les variables de forçage.

3.4.2 Influence des flux océan-atmosphère sur l'océan

La dernière étape dans l'étude de l'impact d'erreurs sur les variables atmosphériques de forçage dans un modèle d'océan est d'évaluer l'influence qu'elles ont sur la circulation océanique et le climat, et donc de savoir jusqu'à quelle profondeur le rôle des flux est prépondérant, pendant combien de temps, et si la réaction de l'océan à leurs variations est la même partout. Comme l'explique *Josey* (2011), les échanges de chaleur, d'eau douce et de quantité de mouvement entre l'océan et l'atmosphère jouent un rôle incontournable dans le système climatique global. Ainsi, dans les tropiques, l'océan emmagasine de la chaleur qui est ensuite transportée vers les moyennes latitudes pour y être relâchée dans l'atmosphère, boucle cruciale pour le climat continental. Aux hautes latitudes, les pertes de chaleur induites par des régimes de vents forts gouvernent la formation d'eaux denses

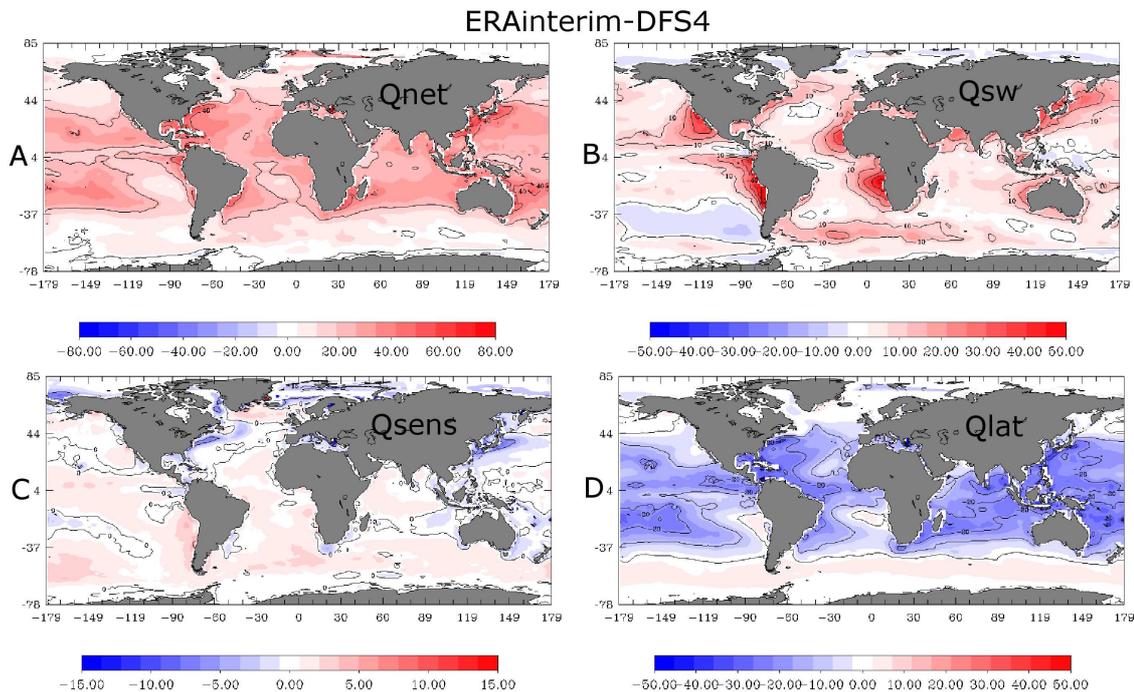


FIG. 3.5 – Cartes des différences en W/m^2 entre les flux estimés à partir des variables ERAinterim et DFS4 pour le flux net de chaleur (A), le flux solaire incident (B), le flux de chaleur sensible (C) et le flux de chaleur latente (D).

et la convection profonde, mécanisme clé de la circulation thermohaline globale, comme dans la mer du Labrador par exemple où les flux de chaleur sensible et latente élevés favorisent le mélange. Aux latitudes moyennes, la variabilité des flux contribue à la ventilation et aux processus de convergence océanique, qui induisent des modifications de SST et de température dans la couche de mélange, et forment des anomalies persistantes de température dans la partie supérieure de l’océan (*Taylor, 2000*).

Un des problèmes majeurs des jeux de forçage actuels est de présenter un réchauffement irréaliste dans la bande intertropicale, réchauffement que l’on retrouve dans les flux calculés avec les variables ERAinterim (figure 3.6). Cela pourrait donc être dû à un excès de chaleur absorbée via les flux radiatifs dans la bande intertropicale, une trop faible intensité des échanges aux hautes latitudes, ou encore, une évaporation sous-estimée aux basses latitudes. Il apparaît également que l’amplitude des incertitudes actuellement associées aux flux est sans commune mesure avec celle correspondant à la variabilité climatique. Par conséquent, on s’intéresse aux processus impactés par ces incertitudes afin d’identifier les systèmes de circulation dont la prévision pourrait être améliorée avec un forçage de meilleure qualité. Sur la figure 3.6, on remarque que l’utilisation d’ERAinterim comme forçage du modèle amène à une SST trop élevée par rapport aux observations (figure 3.6-A) dans une large bande intertropicale (40N-40S), alors qu’avec DFS4 ce biais chaud est amoindri et devient même un biais froid aux moyennes latitudes (figure 3.6-B). Ces différences avec les observations sont de l’ordre du degré dans le cas d’ERAinterim, mais apparaissent un peu plus faibles ($0,5\text{ }^{\circ}C$) lorsqu’on utilise DFS4. On a donc ici une illus-

tration de l'impact que peuvent avoir des différences de paramètres de forçage minimales en moyenne sur le flux net de chaleur (figure 3.4-A), et par conséquent sur la représentation de l'océan de surface par le modèle. Il apparaît ici clairement que le lien fort entre SST et forçage peut nous permettre d'envisager la correction des variables atmosphériques par assimilation de données de SST. Cependant, ces différences ne concernent pas uniquement l'état de surface, mais bien de toute la couche de mélange, et même de l'océan profond à condition de considérer des échelles de temps suffisamment longues.

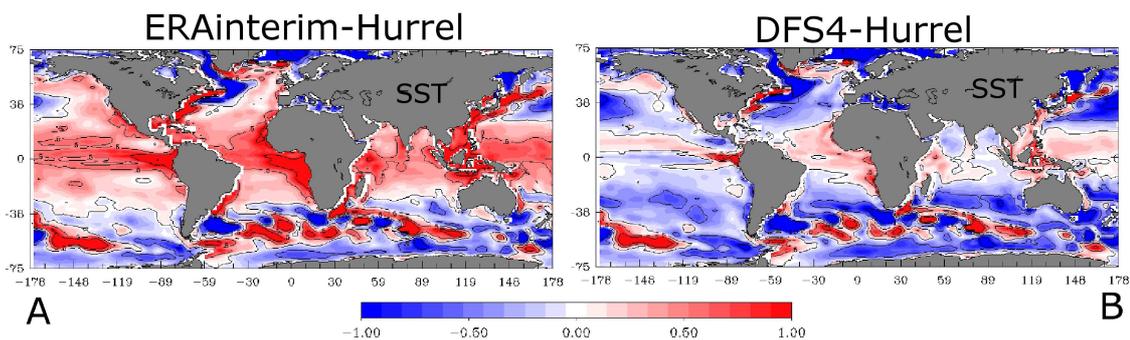


FIG. 3.6 – Cartes des différences en $^{\circ}\text{C}$ entre les SST moyennes (1989-2007) issues du modèle forcé par ERAinterim (A) ou DFS4 (B) et la SST observée de Hurrell.

Plusieurs études de sensibilité ont été menées à ce sujet comme notamment celles de Lucas *et al.* (2008) pour une configuration régionale de l'Atlantique. Il y est mis en place des expériences d'ensemble d'une durée d'un an où les paramètres de forçage ont été perturbés, et trois régions de l'Atlantique Nord ont été identifiées pour illustrer les résultats. Ces régions sont caractérisées par différentes intensités et structures spatio-temporelles de la réponse océanique, ce qui nous permettra de considérer les résultats qui y sont obtenus pour d'autres régions du globe ayant le même profil. Il s'agit de zones situées au Nord-Est de l'Atlantique, au cœur du *Gulf Stream*, et dans l'Atlantique tropical. L'ensemble de l'étude est basée sur le diagnostic de la dispersion de l'ensemble selon la région. De manière très simple, cela revient à considérer les zones où l'ensemble est le plus dispersé comme celles qui sont le plus sensibles aux variations de forçage atmosphérique. Ainsi, il apparaît que les régions les plus dynamiques (comme le *Gulf Stream*) sont celles qui ressentent le plus les variations de paramètres de forçage, y compris jusqu'à 100 mètres de profondeur. Dans la zone tropicale en revanche, le maximum de variabilité dû au forçage est cantonné à la surface. Les comparaisons respectives des perturbations des variables atmosphériques et du flux net de chaleur résultant à leurs variabilités interannuelles mettent en évidence une amplification nette du signal par l'estimation des flux. On a ainsi pour des variations de l'état de l'atmosphère de l'ordre de 1% de sa variabilité interannuelle, des variations de flux net de chaleur de l'ordre de 10% de la sienne dans les régions de l'Atlantique tropical ou du Nord-Est de l'Atlantique, et qui atteignent quasiment 100% de la variabilité interannuelle au cœur du *Gulf Stream*. Pour ce qui est de considérations plus techniques, il est souligné dans cette étude que la réponse du modèle dépend de manière significative de la structure des perturbations appliquées aux variables atmosphériques. En perspective à cette étude, il est évoqué le besoin de réduire les erreurs de paramètres de forçage atmosphérique par des systèmes d'assimilation de données dans le modèle, en utilisant

comme source d'information les statistiques issues de ce type d'expériences d'ensemble.

Du fait de la rétroaction de l'océan dans l'estimation des flux dans le modèle, et de la non-linéarité des formules *Bulk*, il est très difficile de déduire des incertitudes sur les paramètres de forçage les incertitudes correspondantes sur les flux. D'autre part, selon la région de l'océan considérée, le mécanisme (advection, diffusion, signal méso-échelle) majoritairement responsable de la propagation du signal atmosphérique dans l'océan ne sera pas le même. Il ressort cependant de cette étude 3 points majeurs :

- Bien que les flux aient une nette influence sur la surface de l'océan, leur impact sur la subsurface n'est pas à négliger (sur une période d'un an), a fortiori dans les zones très dynamiques ;
- De très faibles variations des paramètres de forçage atmosphérique peuvent conduire à d'importantes différences en terme de flux, ce qui souligne de nouveau le besoin de précision sur la connaissance des variables atmosphériques utilisées pour forcer le modèle d'océan ;
- Utiliser ce type d'approche pour spécifier les matrices de covariance d'erreur de prévision (voir chapitres 4 et 6) permettrait à l'évidence d'améliorer l'efficacité d'un système d'assimilation de données à réduire les erreurs dues aux paramètres de forçage.

Dans le cadre de cette thèse, on s'intéresse à des échelles de temps mensuelles. On se penchera donc dans le paragraphe suivant sur le rôle de la part mensuelle des variables atmosphériques dans l'estimation des flux.

3.4.3 Stratégie de correction des paramètres de forçage

Pour cette thèse on a fait le choix d'estimer des corrections de ces paramètres à partir de leurs moyennes mensuelles. Cette particularité demande cependant de s'assurer que par ce biais là, on estime bien une correction cohérente d'une part avec le problème posé, et d'autre part avec le calcul des flux lui-même. En effet, il est nécessaire avant toute chose de déterminer quel est le rôle de la moyenne mensuelle des variables atmosphériques dans l'estimation des flux, et de quantifier la part qu'elle représente. Il est pour cela nécessaire de revenir brièvement sur l'expression des flux turbulents.

formulation des moyennes mensuelles des flux turbulents

Puisqu'on se propose d'estimer des corrections de la moyenne mensuelle de chacun des paramètres de forçages, il est important de s'interroger sur la part du flux effectivement impactée par ces corrections. On peut décomposer chacune des variables atmosphériques sous la forme de la somme de sa moyenne mensuelle $\langle x \rangle$ et d'une fluctuation x' correspondant à la fréquence de disponibilité de la variable (6h pour la température, l'humidité ou les vitesses du vent, et 1 jour pour les précipitations et les radiations incidentes et infrarouges). Prenons ici l'exemple de la différence $\Delta\theta$ entre la température de l'air et la SST, et de la vitesse de vent relative ΔU_{10} qu'on décomposera ainsi :

$$\Delta\theta = \langle \Delta\theta \rangle + \Delta\theta', \text{ et } \Delta U_{10} = \langle \Delta U_{10} \rangle + \Delta U'_{10} \quad (3.1)$$

On peut ensuite exprimer la moyenne mensuelle de chacun des flux en fonction des moyennes mensuelles des variables mises en jeu et de leurs fluctuations à haute fréquence. Le flux de chaleur sensible par exemple, s'exprimera de la manière suivante :

$$\begin{aligned} \langle Q_{sens} \rangle &= \rho_a C_H C_p \langle |\Delta U_{10}| \Delta \theta \rangle \\ &= \rho_a C_H C_p (\langle |\Delta U_{10}| \rangle \langle \Delta \theta \rangle + \langle |\Delta U_{10}|' \Delta \theta' \rangle) \end{aligned} \quad (3.2)$$

On peut décomposer de la même manière les flux de quantité de mouvement et de chaleur latente et donc considérer chacun des flux turbulents comme la somme d'un flux lié aux moyennes mensuelles et d'un flux correspondant aux fluctuations sub-mensuelles. la figure 3.7 illustre la différence pour l'année 2004 entre le flux net de chaleur total et sa contribution mensuelle. On constate alors que le flux total est plus faible, du fait de la prise en compte de la part haute fréquence des flux turbulents (non illustré ici).

Si on évalue une erreur sur les flux calculés via des variables atmosphériques moyennées mensuellement, on peut alors corriger la part moyenne des flux, mais il faudra pour reconstruire le forçage corrigé leur ajouter la part fluctuante sans quoi on obtiendrait des flux irréalistes. Cela dit, si la plus grosse part de l'erreur est contenue dans cette variabilité "haute fréquence", alors la méthode choisie ne permettra pas d'y avoir accès. On notera cependant que l'océan intégrant les flux, une correction de la moyenne mensuelle verra son effet appliqué en continu. En conséquent, même une correction de faible ampleur aura un effet significatif sur la SST.

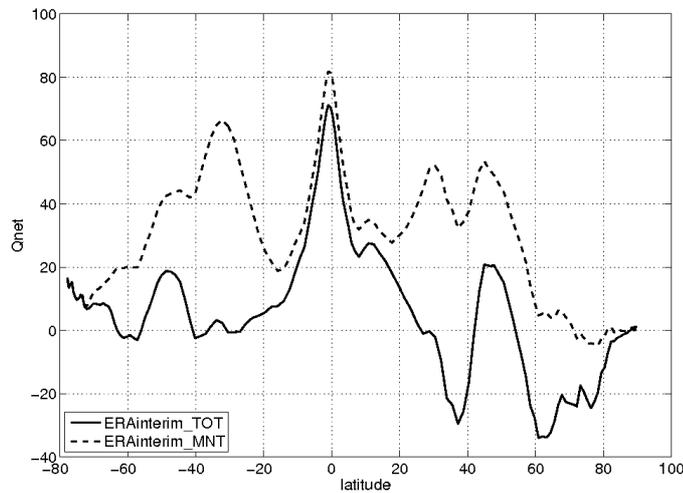


FIG. 3.7 – Moyenne zonale du flux net de chaleur en W/m^2 pour l'année 2004 estimé à partir des moyennes mensuelles des variables atmosphériques de la réanalyse ERAinterim (en pointillés), et de celui estimé à partir des mêmes variables mais à leur fréquence originale (en trait plein).

Dans ce travail, on a pris le parti d'estimer des corrections de variables atmosphériques à partir de leurs moyennes mensuelles, et ce afin de se focaliser sur la variabilité saisonnière du forçage, et donc sur le comportement à long terme des simulations. On appliquera ainsi des corrections constantes sur un mois aux champs de paramètres de forçage initiaux,

corrections qui n'auront un impact que sur la part mensuelle des flux illustrée dans la figure 3.7. La SST étant, comme on l'a vu dans ce chapitre, non seulement la signature en surface des flux océan-atmosphère mais aussi l'une des variables océaniques les mieux observées, c'est vers l'assimilation de ces données que notre méthode s'est orientée.

Deuxième partie

Méthodes d'estimation

Chapitre 4

Méthodologie d'assimilation pour l'estimation optimale du forçage d'un modèle océanique

Sommaire

4.1	Objectifs	52
4.2	L'assimilation de données en océanographie	52
4.2.1	Historique	52
4.2.2	Les différentes méthodes d'assimilation	53
4.2.3	Assimilation de SST	54
4.3	Contrôle du forçage par filtrage	56
4.3.1	Formulation du filtre de Kalman pour l'estimation d'état	57
4.3.2	Adaptation de la méthode de filtrage pour l'estimation de paramètres	58
4.4	Développements méthodologiques antérieurs	60
4.5	Mise en œuvre de la méthode dans un contexte réaliste	64
4.5.1	Les données utilisées	64
4.5.2	Les échelles de temps	65
4.6	Discussion autour de la pertinence de l'approche	65

4.1 Objectifs

On a présenté dans les chapitres précédents les fondements du forçage d'un modèle d'océan par des variables atmosphériques à sa surface. On a pu constater dans le dernier volet (chapitre 3) que les incertitudes associées aux variables atmosphériques utilisées pour forcer les modèles sont suffisamment conséquentes pour être considérées comme une source d'erreur incontournable lorsqu'on tente de représenter l'état observé de l'océan. Cette considération sera illustrée en surface dans le chapitre 8 comparant des simulations forcées par différentes bases de données ainsi que leurs écart aux observations de SST. On dispose en effet d'une information de qualité à la surface de l'océan mais qui n'intervient pas dans la fonction de forçage des modèles : la SST observée.

Ce chapitre a pour objectif de montrer comment le formalisme d'assimilation de données peut être adapté au problème de la correction de forçage. La démarche poursuivie a été développée selon les axes suivants :

- Il est possible par assimilation de données de SST de corriger explicitement l'état de surface du modèle, mais cette démarche peut amener à des incohérences entre l'océan corrigé et les flux qui lui sont appliqués. C'est pour cette raison qu'on a préféré une démarche d'estimation de paramètres (ici les paramètres de forçage) à la correction directe de l'état du système.
- Ces méthodes nécessitent une adaptation des algorithmes d'assimilation de données classiques afin d'associer une correction de paramètres non observés à une correction de l'état. On introduira ici le concept de vecteur d'état augmenté.
- La question de la correction des paramètres du forçage par assimilation de données de l'état océanique avec une méthode séquentielle a déjà été explorée dans des cas idéalisés. Un des enjeux de ce travail est donc l'adaptation des méthodes alors utilisées pour pouvoir se placer dans un contexte réaliste (utilisation d'observations réellement disponibles, et application des corrections de paramètres à des simulations libres d'une vingtaine d'années).

4.2 L'assimilation de données en océanographie

4.2.1 Historique

Pour décrire la dynamique océanique, on dispose de trois sources d'information : la théorie, les modèles, et les observations. Comme vu dans le chapitre 2, les modèles, bien que dérivant de principes physiques, comportent un certain nombre d'approximations dont on ne sait pas encore s'affranchir, et qu'on peut seulement évaluer de manière statistique. Quant aux observations, elles fournissent une information incomplète sur l'état à estimer, principalement à cause de la non-continuité en espace et en temps du réseau d'observations. L'objectif de l'assimilation de données est de combiner de façon optimale ces deux sources d'information afin d'améliorer tant la représentation de la dynamique océanique, et donc la compréhension des processus physiques qui la régissent, que la prévision de son état futur. Depuis longtemps utilisée par les atmosphériciens, l'assimilation de données n'a fait son apparition en océanographie qu'au début des années 90, essentiellement en raison de la difficulté d'observer l'océan. D'autre part, la non-linéarité des phénomènes

océaniques reste un obstacle majeur à l'assimilation de données, nécessitant de travailler sur des fenêtres temporelles suffisamment courtes pour permettre l'utilisation de méthodes linéarisées suffisamment efficaces, au moins en première approche.

Cependant, avec le déploiement des observations *in situ*, et l'utilisation des satellites depuis les années 80, on accède désormais à une couverture spatiale et temporelle importante des variables de surface telles que la dénivellation (*Sea Surface Height* ou SSH), la température (*Sea Surface Temperature* ou SST), et depuis cette année la salinité (*Sea Surface Salinity* ou SSS), et le contenu en chlorophylle. Les récents progrès de l'assimilation de données en océanographie sont fortement liés à ce nouveau contexte. Outre la compréhension des phénomènes physiques, et l'amélioration des modèles d'océan, l'océanographie opérationnelle et la prévision occupent aujourd'hui une place de plus en plus importante. L'existence de grands projets internationaux tels que GODAE (Global Data Assimilation Experiment), ou MyOcean est un indicateur des enjeux grandissants de ce volet d'applications de l'assimilation de données.

La SSH, signature en surface des processus dynamiques de la circulation océanique, est aujourd'hui largement assimilée dans les modèles d'océan. L'importance des processus à méso-échelle suggérée par les modèles a été confirmée par les variations de la surface observées depuis l'espace, et les satellites comme Topex/Poséidon ou Jason ont donné accès aux propriétés dynamiques de la circulation océanique à des échelles qu'on ne pouvait atteindre par des mesures *in situ*. La SST quant à elle est surtout assimilée dans un contexte opérationnel ce qui permet de compenser les erreurs associées aux conditions à la limite entre océan et atmosphère dans les modèles.

4.2.2 Les différentes méthodes d'assimilation

Il existe deux grandes familles de méthodes d'assimilation de données. Les unes reposent sur une approche statistique comme le filtre de Kalman, il s'agit des méthodes dites d'estimation séquentielle, ou méthodes stochastiques de filtrage. Les autres appelées méthodes variationnelles, s'appuient, elles, sur la théorie du contrôle optimal. Les méthodes d'estimation statistique et de contrôle optimal permettent en principe de résoudre le même problème d'assimilation en utilisant des approximations parfois différentes qui feront l'objet des paragraphes suivants.

Les méthodes variationnelles

L'assimilation variationnelle consiste à prendre une variable de contrôle océanique éventuellement augmentée d'autres paramètres comme le forçage (comme réalisé par *Stammer et al.* (2004)). L'objectif est alors d'identifier la variable de contrôle pour laquelle l'intégration du modèle se rapprochera le plus des observations disponibles. Cette variable est déterminée en minimisant une fonction coût $J(x)$ représentant l'écart entre l'état du modèle et les observations sur la fenêtre d'assimilation. Pour minimiser $J(x)$, la méthode basée sur l'adjoint du modèle linéaire tangent proposée par *Le Dimet et Talagrand* (1986) est une des approches utilisées en océanographie. Il s'agit d'utiliser le transposé du modèle direct linéarisé pour calculer le gradient de la fonction coût, et procéder par itérations pour identifier l'état initial optimal. On répète ce processus itératif jusqu'à atteindre un

certain critère de convergence, et on considère alors le dernier état initial comme optimal.

Performante pour résoudre les problèmes de grande taille, cette méthode semble en effet idéale pour ce type d'applications, néanmoins, outre le développement nécessaire du modèle adjoint, elle requiert un nombre important d'intégrations du modèle direct ainsi que du modèle adjoint, et devient donc rapidement coûteuse tant en temps de calcul qu'en espace de stockage. D'autre part, du fait de la dynamique non linéaire de l'océan, les fenêtres temporelles sur lesquelles on peut approcher le modèle par son linéaire tangent sont limitées (*Luong, 1995*), et on peut alors être contraint de procéder par périodes plus courtes (*Luong et al., 1998*), au détriment de la continuité de la solution et du coût global de calcul. On se rapproche alors du contexte du deuxième grand groupe des méthodes d'assimilation : les méthodes séquentielles, ou statistiques.

Les méthodes statistiques

L'estimation de l'état optimal du système à partir d'observations disponibles à un instant donné, repose dans ce cas sur la connaissance des statistiques d'erreurs de prévision et d'observation. La théorie d'estimation optimale repose sur le concept du BLUE (Best Linear Unbiased Estimation), origine de la théorie d'estimation optimale. Il est alors possible, étant donné que les statistiques d'erreurs peuvent être définies de manière multivariée, de corriger ainsi des variables non-observées. L'analyse consiste ensuite à minimiser la variance de la différence entre état du système et observations, et est suivie d'une étape de prévision, dans laquelle le modèle se chargera de faire évoluer les champs analysés et la covariance d'erreurs. L'état analysé n'est plus forcément ici une solution du modèle comme dans les méthodes variationnelles (à contrainte forte).

Nécessitant dès le départ moins de moyens en terme de code qu'une approche variationnelle, ces méthodes sont plus adaptées à un développement progressif du système d'assimilation. Les méthodes statistiques utilisées en océanographie dérivent du filtre de Kalman (*Kalman, 1960*). D'abord utilisées avec un faible nombre de variables, des méthodes de rang réduit introduites par *Pham et al. (1998)* ont été développées pour des problèmes de plus grande dimension typiques des applications en océanographie, comme le filtre SEEK ou Singular Evolutive Ensemble Kalman filter (*Brasseur et Verron, 2006*).

4.2.3 Assimilation de SST

Dans le problème qui nous intéresse, à savoir l'assimilation de données de SST, les différentes méthodes pouvant être utilisées vont du nudging au filtre SEEK en passant par le variationnel, et peuvent avoir pour objectif la correction de l'état uniquement et/ou l'estimation de paramètres non observés. Dans le cadre de simulations forcées de l'océan seul, le contrôle des variables atmosphériques de forçage par des observations de surface est certainement un bon moyen pour améliorer le réalisme des simulations.

La simulation océanique, à ses débuts, utilisait comme contrainte en surface une relaxation newtonienne (nudging) vers la SST observée. Le terme de relaxation empirique ainsi introduit dans les équations dynamiques ne tient cependant pas compte des erreurs respectives du modèle et des observations. Par la suite la formulation Bulk (présentée dans le chapitre 2) a permis de conserver la possibilité de la surface de l'océan de rétroagir sur

les flux calculés à partir des variables atmosphériques de forçage.

A l'instar de la SSH, la SST peut être assimilée dans un contexte opérationnel pour corriger l'état du système. De même que dans une démarche de rappel de la surface de l'océan simulé vers la SST observée, on se heurte alors à des incohérences possibles entre les flux atmosphériques qui ne sont pas corrigés et restent donc faux et la SST corrigée. En effet, l'assimilation dans ce cadre spécifique ne permet pas de prendre en compte la rétroaction de la SST sur les flux via les formules *Bulk*, ce qui conduit à une solution potentiellement divergente par rapport aux observations. Pour cette raison, il est incontournable d'ajouter les paramètres de forçage atmosphérique aux variables à corriger si on souhaite améliorer la représentation de la surface de l'océan par les modèles. Pour pallier à ce problème, la solution consiste à estimer également des corrections de paramètres de forçage non-observés, principe qui sera détaillée dans la section suivante.

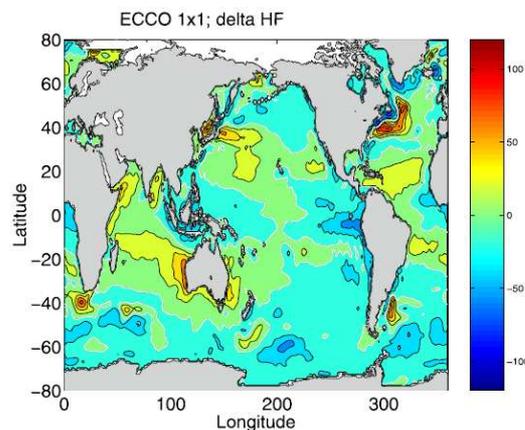


FIG. 4.1 – *Ecart moyen sur les 10 ans d'une expérience d'assimilation de données entre le flux net de chaleur original (NCEP), et le flux net de chaleur corrigé par assimilation de données (ECCO) en W/m^2 . Figure extraite de Stammer et al. (2004).*

L'approche variationnelle pourrait a priori sembler la plus adaptée au contrôle des variables atmosphériques de forçage (en ajoutant à l'état initial les variables de forçage associées), et cette démarche a d'ailleurs déjà été entreprise pour répondre à ce problème (Stammer et al., 2004; Roquet et al., 1993). Le principe consistait à identifier des flux air-mer qui reproduiraient au mieux l'évolution observée de l'océan. Il s'agissait dans l'étude de Stammer et al. (2004) de calculer un état de l'océan assimilé sur une période de 10 ans, en ajoutant à la condition initiale à corriger (vecteur de contrôle) trois paramètres de forçage atmosphérique : la tension de vent, le flux de chaleur net, et le flux d'eau douce. Cependant, l'hypothèse, faite en général, d'un modèle dont la dynamique serait parfaite amène à des résultats où des corrections sur les flux air-mer ont tendance à compenser des erreurs associées à la dynamique du modèle. Dans les courants de bord ouest par exemple, on obtient des solutions irréalistes en terme notamment de flux de chaleur. On peut voir en effet sur la figure 4.1 des corrections dans la région du Gulf Stream avec une correction de l'ordre de $-100 W/m^2$ près de la côte, puis de $100 W/m^2$ au large. Le front ainsi identifié dans les corrections correspond vraisemblablement à un mauvais positionnement

du Gulf Stream dans le modèle. Quant aux champs de tension de vent corrigés (figure 4.2), on y voit apparaître de petites structures qui sont davantage révélatrices d'erreurs de modélisation, mais aussi du manque d'information sur les covariances d'erreurs due à la procédure d'estimation, que de la réalité physique des phénomènes.

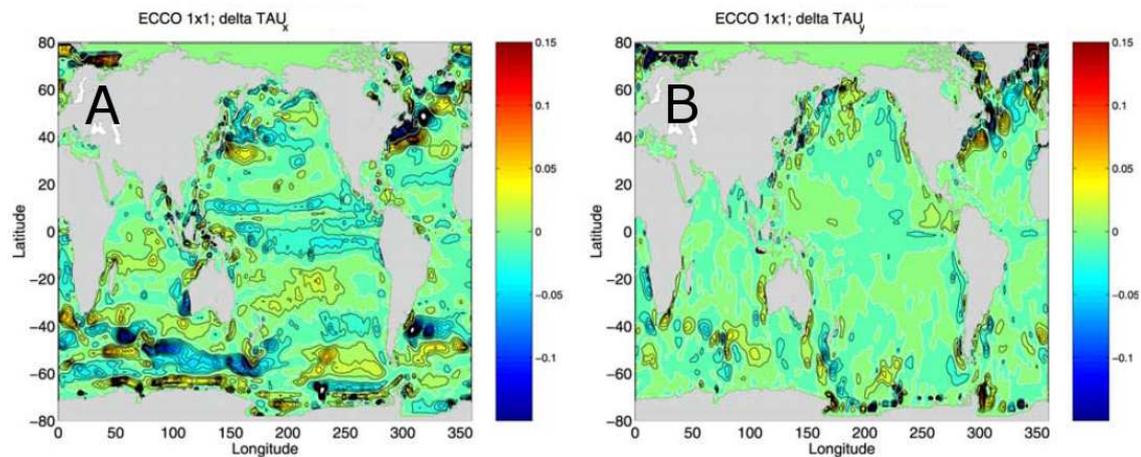


FIG. 4.2 – *Ecart moyen sur les 10 ans d'assimilation de données entre les flux de quantité de mouvement méridional (A) et zonal (B) originaux (NCEP), et les flux de quantité de mouvement corrigés par assimilation de données (ECCO) en N/m^2 . Figure extraite de Stammer et al. (2004).*

D'autres travaux ont été menés sur le même thème avec une approche séquentielle (Skachko et al., 2009; Skandrani et al., 2009), motivés par la mise en œuvre d'une solution moins coûteuse en temps de calcul, cohérente avec la démarche d'ensemble en assimilation (voir chapitre 5) et facile à mettre en place pour un large spectre d'applications. L'engagement de l'équipe MEOM dans ces travaux, ainsi que les résultats encourageants obtenus dans le cadre des études de Skachko et al. (2009) et Skandrani et al. (2009) nous ont poussé à poursuivre la réflexion dans cette direction, utilisant donc la méthode du filtre SEEK pour corriger des variables atmosphériques de forçage à partir d'assimilation de données de SST.

4.3 Contrôle du forçage par filtrage

La méthode d'assimilation de données utilisée dans ce travail est celle du filtrage de Kalman. La description de la formulation de cette méthode fera l'objet de la première partie de cette section. On se propose cependant dans ce travail d'estimer des corrections des paramètres de forçage atmosphérique, et plus uniquement de l'état de l'océan à proprement parler. On augmentera alors le vecteur d'état des paramètres de la fonction de forçage qu'on souhaite corriger. Le concept de vecteur d'état augmenté, ainsi que les modifications induites dans la méthode d'assimilation seront décrits dans la deuxième partie de cette section. Se pose également la question du choix de ces paramètres : comme on l'a vu dans le chapitre 2, on peut identifier dans la fonction de forçage plusieurs sources d'erreurs, tant liées aux coefficients des formules bulk, qu'aux variables atmosphériques

elle-mêmes. Il est alors important de noter que l'identification d'un trop grand nombre de paramètres, alors qu'on ne dispose que d'une seule variable observée peut s'avérer difficile. Les choix sur lesquels se sont portés les travaux précédents et cette thèse seront décrits dans la prochaine section, et nous allons tout d'abord nous intéresser à la méthode d'assimilation retenue.

4.3.1 Formulation du filtre de Kalman pour l'estimation d'état

Le système que l'on cherche à décrire est composé des variables océaniques dont on va exploiter les observations (idéalement tout l'état de l'océan : température, salinité, et vitesses zonale et méridionale de courant). L'ensemble de ces variables compose le vecteur de contrôle du système qu'on notera par la suite \mathbf{x} .

Partons maintenant d'un état estimé de l'océan \mathbf{x}_i^a à l'instant t_i . Le modèle d'océan qui décrit l'évolution du vecteur d'état du temps t_i à l'instant t_{i+1} peut être mis sous la forme d'un opérateur matriciel linéaire $\mathbf{M}_{i,i+1}$. L'état prévu (forecast) de l'océan \mathbf{x}_{i+1}^f au temps t_{i+1} peut alors s'écrire sous la forme :

$$\mathbf{x}_{i+1}^f = \mathbf{M}_{i,i+1} \mathbf{x}_i^a \quad (4.1)$$

On dispose également au temps t_{i+1} d'observations par exemple de température et salinité de surface \mathbf{y}_{i+1} . Comparer la prévision et les observations va nécessiter de se situer dans le même espace. On définit donc un opérateur \mathbf{H} pour passer de l'espace du modèle à l'espace des observations, tel que l'équivalent modèle du vecteur \mathbf{y} dans l'espace des observations s'écrive $\mathbf{H}\mathbf{x}$.

Le filtre de Kalman permet d'accéder à un estimé optimal de l'état "vrai" (true) du système \mathbf{x}_{i+1}^t à l'instant t_{i+1} , à partir de \mathbf{x}_{i+1}^f , \mathbf{y}_{i+1} , et des covariances d'erreurs de prévision et d'observation liant les différentes variables du vecteur d'état. Soit $\mathbf{e}_{i+1}^f = \mathbf{x}_{i+1}^f - \mathbf{x}_{i+1}^t$ l'erreur de prévision, la matrice de covariance d'erreurs de prévision \mathbf{P}_{i+1}^f est définie par :

$$\mathbf{P}_{i+1}^f = \langle \mathbf{e}_{i+1}^f \mathbf{e}_{i+1}^{fT} \rangle \quad (4.2)$$

Cette erreur de prévision dépend elle-même de deux choses : l'erreur sur la condition initiale et l'erreur modèle (incluant les erreurs dues aux forçages). Soit $\mathbf{e}_i^a = \mathbf{x}_i^a - \mathbf{x}_i^t$ l'erreur sur la condition initiale, on définira de même la matrice de covariance d'erreurs associée \mathbf{P}_i^a comme précédemment, et $\mathbf{Q}_{i,i+1}$ la matrice représentant l'erreur modèle générée entre les temps t_i et t_{i+1} . Sous l'hypothèse d'indépendance entre l'erreur initiale et l'erreur du modèle, on peut alors écrire \mathbf{P}_{i+1}^f sous la forme :

$$\mathbf{P}_{i+1}^f = \mathbf{M}_{i,i+1} \mathbf{P}_i^a \mathbf{M}_{i,i+1}^T + \mathbf{Q}_{i+1} \quad (4.3)$$

Reste à définir l'erreur d'observation quantifiant l'écart entre les observations et l'état "vrai" du modèle dans l'espace des observations. Posons donc $\mathbf{e}_{i+1}^o = \mathbf{y}_{i+1} - \mathbf{H}\mathbf{x}_{i+1}^t$ et \mathbf{R}_{i+1} la matrice de covariance d'erreurs d'observation est donc définie de la façon suivante :

$$\mathbf{R}_{i+1} = \langle \mathbf{e}_{i+1}^o \mathbf{e}_{i+1}^{oT} \rangle \quad (4.4)$$

On peut alors procéder à l'étape d'analyse qui consiste à calculer le meilleur estimé \mathbf{x}_{i+1}^a du vecteur d'état en fonction des informations disponibles :

$$\mathbf{x}_{i+1}^a = \mathbf{x}_{i+1}^f + \mathbf{K}_{i+1}(\mathbf{y}_{i+1} - \mathbf{H}_{i+1}\mathbf{x}_{i+1}^f) \quad (4.5)$$

où \mathbf{K}_{i+1} le gain de Kalman s'écrit

$$\mathbf{K}_{i+1} = \mathbf{P}_{i+1}^f \mathbf{H}_{i+1}^T (\mathbf{H}_{i+1} \mathbf{P}_{i+1}^f \mathbf{H}_{i+1}^T + \mathbf{R}_{i+1})^{-1} \quad (4.6)$$

La mise en place du filtre de Kalman nécessite donc d'estimer la matrice \mathbf{P}^f (et donc \mathbf{P}^a et \mathbf{Q}), tâche aussi importante que difficile étant données d'une part les dimensions de ces matrices dans les problèmes d'océanographie réaliste, et d'autre part à la méconnaissance des statistiques d'erreurs.

Le cadre général présenté ici concerne la correction des variables qui définissent l'état de l'océan, et l'application standard du filtre passe par la récursivité dans le temps des étapes 4.5 et 4.6. On souhaite cependant estimer des corrections de paramètres du forçage qui pilote l'évolution de cet état. On décrira donc dans la suite l'adaptation de la méthode de filtrage à ce cas particulier.

4.3.2 Adaptation de la méthode de filtrage pour l'estimation de paramètres

Vecteur d'état augmenté

L'estimation de paramètres non-observés ou mal connus est également possible par filtrage de Kalman (*Evensen, 2009*). Cette application requiert cependant quelques adaptations de la méthode décrite au début de cette section. En effet, estimer des corrections des paramètres (forçage atmosphérique dans notre cas) implique qu'on les ajoute au vecteur d'état défini précédemment (expression 5.3). Le vecteur de contrôle du système \mathbf{x} deviendra alors un vecteur d'état augmenté $\hat{\mathbf{x}}$ contenant l'état de l'océan, mais aussi les paramètres à corriger (vecteur \mathbf{p}). La spécification du contenu du vecteur augmenté en terme de variables atmosphériques sera précisé dans la suite de ce chapitre.

$$\hat{\mathbf{x}} = \left[\begin{array}{c} \mathbf{x} \\ \mathbf{p} \end{array} \right] \quad \text{avec} \quad [\mathbf{p}] = \begin{bmatrix} p_1 \\ p_2 \\ p_3 \\ \dots \\ p_m \end{bmatrix} \quad (4.7)$$

avec p_1 à p_m les m paramètres que l'on cherche à corriger par filtrage.

Reprenons maintenant l'équation 4.1. La matrice $\mathbf{M}_{i,i+1}$ deviendra $\hat{\mathbf{M}}_{i,i+1}$. Puisqu'on considère leur valeur moyenne, les paramètres de forçage à corriger sont considérés constants sur la fenêtre d'intégration du modèle. La matrice $\mathbf{M}_{i,i+1}$ est donc augmentée d'une matrice identité I . De même, l'opérateur \mathbf{H} servant à passer de l'espace du vecteur d'état augmenté à l'espace des observation deviendra $\hat{\mathbf{H}}$ puisqu'on n'assimile pas d'observation

directe des paramètres p . On aura donc une adaptation de ces deux opérateurs au vecteur d'état augmenté de la manière suivante :

$$\hat{\mathbf{M}}_{i,i+1} = \begin{bmatrix} \mathbf{M}_{i,i+1} & 0 \\ 0 & I \end{bmatrix} \quad \text{et} \quad \hat{\mathbf{H}} = \begin{bmatrix} \mathbf{H} & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (4.8)$$

La relation 4.5 deviendra alors :

$$\hat{\mathbf{x}}_{i+1}^a = \hat{\mathbf{x}}_{i+1}^f + \hat{\mathbf{K}}_{i+1}(\mathbf{y}_{i+1} - \hat{\mathbf{H}}_{i+1}\hat{\mathbf{x}}_{i+1}^f) \quad (4.9)$$

avec :

$$\begin{aligned} \hat{\mathbf{x}}_{i+1}^f &= \hat{\mathbf{M}}_{i,i+1}\hat{\mathbf{x}}_i^a \\ \hat{\mathbf{K}}_{i+1} &= \hat{\mathbf{P}}_{i+1}^f \hat{\mathbf{H}}_{i+1}^T (\hat{\mathbf{H}}_{i+1} \hat{\mathbf{P}}_{i+1}^f \hat{\mathbf{H}}_{i+1}^T + \mathbf{R}_{i+1})^{-1} \\ \hat{\mathbf{P}}_{i+1}^f &= \hat{\mathbf{M}}_{i,i+1} \hat{\mathbf{P}}_i^a \hat{\mathbf{M}}_{i,i+1}^T + \hat{\mathbf{Q}}_{i+1} \end{aligned} \quad (4.10)$$

Ces transformations nous ramène donc au problème initial du filtrage de Kalman, à savoir la nécessité d'estimer la matrice $\hat{\mathbf{P}}^f$ (et donc $\hat{\mathbf{P}}^a$ et $\hat{\mathbf{Q}}$) mais dans le cas d'un vecteur d'état augmenté. On ne peut avoir directement accès à cette matrice $\hat{\mathbf{P}}^f$, il existe cependant plusieurs méthodes pour évaluer sa valeur initiale. Le filtre de Kalman présentant une grande dépendance à l'initialisation de cette matrice (*Ballabrera-Poy et al., 2001*), il convient de traiter sa fabrication avec soin. Cependant, le choix fait dans ce travail de ne pas appliquer par intermittence la correction de l'état du système mais uniquement celles des paramètres de forçage permet de simplifier encore son estimation.

Estimation de paramètres sans correction de l'état : séquences indépendantes

Notre démarche consiste à produire un jeu de forçage corrigé destiné à forcer par la suite des simulations libres, ce qui n'implique pas nécessairement la correction de l'état du système. En effet, si on fait l'hypothèse que toute l'erreur de prévision vient des forçages et que la correction sur les forçages est idéale, ce nouveau jeu de forçage permet de piloter parfaitement le système, et on a alors $\mathbf{P}^a_{i+1} = 0$ si $\mathbf{x}^a_{i+1} = \mathbf{M}_{\text{corr}} \mathbf{x}^a_i$, avec \mathbf{M}_{corr} l'opérateur modèle contenant les paramètres de forçage corrigés. Ceci nous évite de devoir corriger explicitement l'état du modèle \mathbf{x} . Par conséquent, notre approche diffère d'une méthode d'assimilation séquentielle basée sur l'enchaînement de cycles d'analyse et de prévision, et s'apparente davantage à un procédé systématique produisant pour chaque fenêtre d'assimilation des jeux de correction indépendants les uns des autres.

L'avantage de cette méthode par rapport à une approche d'assimilation séquentielle classique réside dans le fait qu'on évite ainsi la propagation de l'erreur d'analyse $\hat{\mathbf{P}}^a$, devenant l'erreur de condition initiale du cycle suivant. Si on considère qu'on initialise notre étape d'analyse avec un état très proche des observations, on peut alors négliger l'erreur $\hat{\mathbf{P}}^a$ dans l'expression de $\hat{\mathbf{P}}^f$. La sensibilité de l'étape d'analyse aux erreurs de conditions initiales (dont la construction dans le modèle a été décrite au chapitre 2) sera abordée plus en détails dans le chapitre 6. L'expression de $\hat{\mathbf{P}}^f$ des équations 4.11 devient

donc :

$$\begin{aligned}\hat{\mathbf{P}}_{i+1}^f &= \underbrace{\hat{\mathbf{M}}_{i,i+1} \hat{\mathbf{P}}_i^a \hat{\mathbf{M}}_{i,i+1}^T}_0 + \hat{\mathbf{Q}}_{i+1} \\ \hat{\mathbf{P}}_{i+1}^f &= \hat{\mathbf{Q}}_{i+1}\end{aligned}\tag{4.11}$$

Estimer $\hat{\mathbf{P}}^f$ revient donc dans notre cas à estimer $\hat{\mathbf{Q}}_{i+1}$ c’est à dire l’erreur modèle générée sur la période choisie pour l’assimilation de données. On souhaite donc que la part des erreurs du modèle contenue dans la matrice $\hat{\mathbf{Q}}_{i+1}$ de l’équation 4.3 soit due uniquement aux erreurs sur les paramètres à corriger. Plusieurs possibilités sont envisageable pour répondre à ces exigences. La méthode retenue ici, celle de Monte-Carlo (*Evensen, 1994*), sera décrite plus en détails dans le chapitre 5.

L’estimation de paramètres de forçage par filtrage selon tout ou partie de la méthode développée dans cette section ont déjà été réalisés dans des contextes idéalisés. L’objectif de la section suivante est donc de rassembler les principales caractéristiques de ces travaux afin d’en identifier les points communs et les différences. On pourra ainsi les lier à notre propre démarche et en souligner les évolutions nécessaires au réalisme de notre contexte.

4.4 Développements méthodologiques antérieurs

Comme évoqué plus haut, deux études sur la même thématique ont plus particulièrement motivé et fourni les bases de l’approche développée ici : *Skachko et al. (2009)* et *Skandrami et al. (2009)*. Tous deux se fondent sur la méthode introduite dans les paragraphes précédents, et schématisée par la figure 4.3. La méthode a évolué dans ces travaux tant en ce qui concerne les paramètres corrigés (à savoir, ceux dont on considère que les erreurs sont les plus importantes), que le réalisme des expériences mises en place, ou les échelles de temps envisagées pour les corrections. Dans un premier temps *Skachko et al. (2009)* ont exploré la possibilité de corriger les coefficients turbulents des formules Bulk (C_E et C_H) par une approche séquentielle, et ainsi de mieux contraindre les caractéristiques de la couche de mélange océanique. La démarche consistait à mener ce qu’on appelle des expériences jumelles : il s’agit d’extraire d’une simulation de référence considérée comme l’océan “vrai”, des observations synthétiques (ici des profils de température et salinité sur les 200 premiers mètres), de les assimiler dans une simulation où les coefficients qu’on souhaite corriger sont différents, et de voir si on se rapproche alors des coefficients utilisés pour la simulation de référence. On a distingué quatre hypothèses cruciales dans ce travail :

- Le vecteur d’état est ici composé des température, salinité, et vitesses zonale et méridionale de l’océan (variables en trois dimensions), augmenté des coefficients turbulents C_E et C_H . Pour se placer dans un contexte de validation de méthode, on a réalisé des expériences d’assimilation dans des conditions idéales (expériences jumelles). En effet, l’utilisation d’observations synthétiques issues du même modèle que la simulation à corriger assure d’office la cohérence entre les deux jeux de données.
- La simulation de référence est une simulation globale ORCA2 pour l’année 1993, et une phase d’analyse est réalisée tous les dix jours. On notera que sur une courte période comme celle là, les flux n’ont qu’un faible impact sur l’océan profond, et

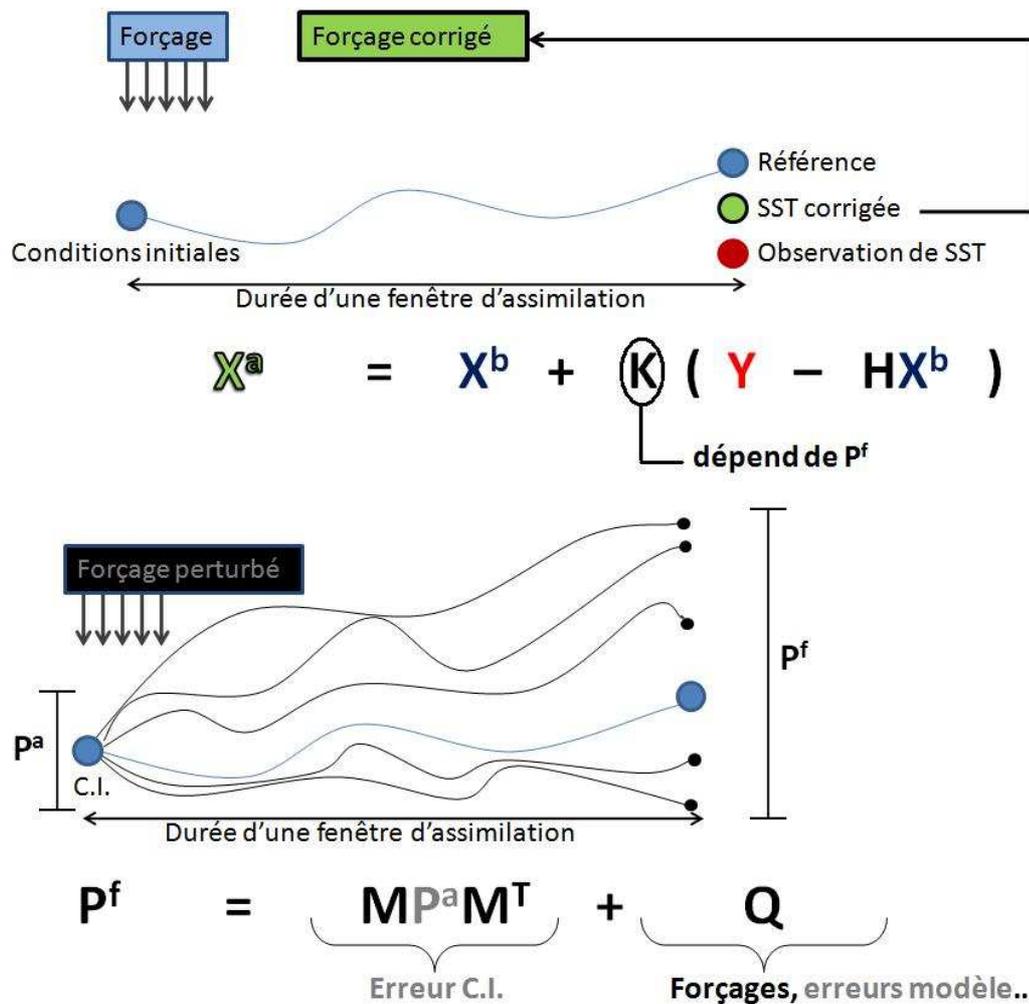


FIG. 4.3 – Représentation schématique de la méthode utilisée. Cette approche nécessite la détermination de la matrice de covariance d'erreurs de prévision P^f , qu'on estime par le biais d'expériences d'ensemble. Dans ces dernières, on négligera les erreurs de conditions initiales ($P^a = 0$), ainsi que les autres erreurs présentes dans le modèle afin de considérer $P^f = Q$ comme représentative uniquement de l'impact des erreurs de forçage dans le modèle.

l’utilisation d’observations jusqu’à 200 mètres de la surface a permis de contraindre efficacement les coefficients turbulents des formules bulk.

- La matrice de covariance d’erreurs évaluée par une méthode de Monte-Carlo a été construite pour être représentative de la réponse du modèle aux erreurs sur les coefficients C_E et C_H sur des périodes de dix jours, et pour toute l’année 1993. Elle est ensuite identique pour toutes les phases d’assimilation.
- Les conditions initiales de la simulation de référence (océan “vrai”), de la simulation “fausse”, et des expériences d’ensemble sont identiques. Ainsi, on s’affranchit complètement de l’erreur sur la condition initiale, ce qui rend la détermination de la matrice de covariance d’erreurs \mathbf{P}^f par une méthode de Monte-Carlo plus robuste, puisque la seule différence entre l’océan “vrai” et l’océan “faux” provient de l’erreur modèle due aux coefficients \mathbf{C}_E et \mathbf{C}_H .

Deux variantes du schéma d’assimilation ont ainsi été testées et comparées à un schéma de référence où seul l’état de l’océan était corrigé : l’une où on corrigeait uniquement les coefficients \mathbf{C}_E et \mathbf{C}_H pour contraindre le modèle, l’autre où on y associait la correction de l’état de l’océan. La première, davantage destinée à un contrôle des erreurs systématiques sur les flux dans les modèles, est une alternative optimale à un terme de relaxation en SST ou SSS. La deuxième viendrait plus en complément d’un schéma d’assimilation existant, permettant alors de contrôler d’autres sources d’erreurs et d’exploiter d’autres observations. Il a ainsi été montré que les deux procédures amenaient à des estimations précises de \mathbf{C}_E et \mathbf{C}_H , même si la correction de ces paramètres seule ne suffisait pas à contraindre l’ensemble du système. En effet, on identifiait déjà à ce stade l’importance des erreurs sur les conditions initiales provenant de corrections des coefficients turbulents légèrement imprécises, et qui détériorent la qualité de l’analyse dès qu’elles apparaissent dans le système.

Par la suite, la méthode a été adaptée à un contexte plus réaliste avec l’article de *Skandranı et al.* (2009). Ici, on assimile des données de SST et SSS pour corriger non seulement les coefficients turbulents des formules Bulk, mais aussi quatre variables atmosphériques intervenant dans le calcul des flux de forçage. On ne s’intéresse plus ici à la correction de l’état du modèle, mais seulement à celle de ces paramètres. Reprenons les points clés abordés par *Skandranı et al.* (2009) afin de discerner les différences fondamentales :

- Le vecteur d’état n’est plus seulement augmenté des coefficients C_E et C_H , mais aussi de la température et de l’humidité de l’air (T_a et q_a), de la fraction de couverture nuageuse (C), et des précipitations (P). Contrairement à l’étude présentée plus haut, on extrait ici des observations synthétiques de SST et SSS d’une réanalyse de Mercator-océan, utilisée comme simulation de référence. La nature des différences entre les données du modèle et celles de la réanalyse sont comparables à celles qu’on rencontre entre la réalité et le modèle d’océan, ce qui fait de cette étude une évolution plus réaliste de celle de *Skachko et al.* (2009). Les expériences réalisées restent cependant idéales dans le sens où on n’utilise pas de vraies observations, et où on dispose de l’état de référence complet (la réanalyse, en trois dimensions) pour valider la méthode.
- L’état de référence est désormais la réanalyse PSY2G2 de Mercator-Ocean. Le modèle utilisé pour la produire est très similaire à celui de cette étude : même code numérique

OPA, même grille, même physique, mais avec un forçage atmosphérique différent. On extrait ici des données de cette réanalyse entre les mois de juin 1993 et 1994, et on effectue une phase d'assimilation à une fréquence de 7 jours, fenêtre temporelle comparable à celle utilisée dans les travaux précédents, ce qui assure la légitimité du choix de n'assimiler que des variables de surface de l'océan pour contrôler des paramètres de forçage.

- L'évaluation de la matrice de covariance d'erreurs par une méthode de Monte-Carlo a vu une amélioration méthodologique significative par rapport aux travaux de *Skachko et al.* (2009). Elle est en effet différente pour chaque cycle d'assimilation, et calculée via un ensemble dispersé autour de l'état courant du système.
- Afin de pouvoir de nouveau s'affranchir des erreurs sur les conditions initiales \mathbf{P}^a , erreurs qui deviendraient prépondérantes sur un cycle d'assimilation d'une semaine, des conditions initiales parfaites (correspondant donc à l'état de l'océan dans la réanalyse) ont été construites via une expérience d'assimilation idéale. Dans le cas contraire, on ne pourrait plus négliger \mathbf{P}^a dans l'expression de \mathbf{P}^f , ce qui rendrait l'hypothèse que $\mathbf{P}^f = \mathbf{Q}$ abusive. Cependant, l'influence de ces erreurs a aussi été étudiée en marge de l'étude, et il a été montré que la méthode reste efficace sur le long terme même en leur présence.

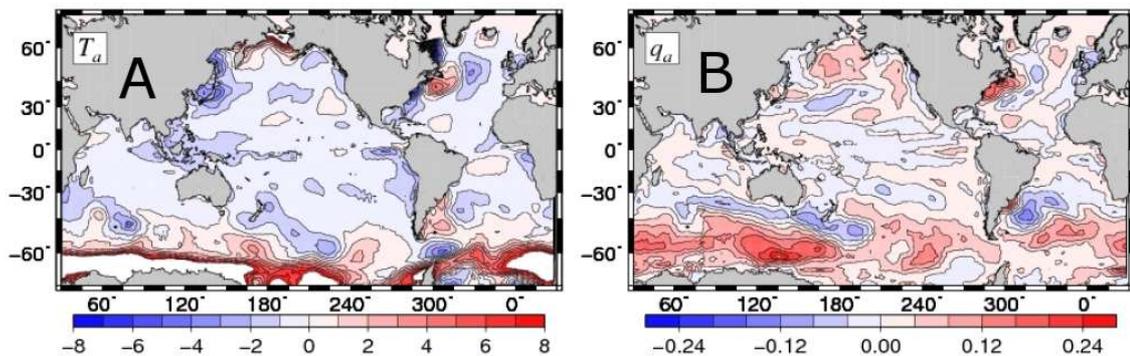


FIG. 4.4 – Moyennes temporelles entre juin 1993 et juin 1994 des corrections de température en $^{\circ}\text{C}$ (A) et d'humidité en kg/kg (B). Figure extraite de *Skandrani et al.* (2009).

Le fait d'aller vers un contexte plus réaliste introduit de nouvelles difficultés dans la problématique, notamment en ce qui concerne de potentiels effets de compensation. En effet, la faible résolution du modèle implique la représentation incorrecte de certaines caractéristiques de la circulation générale océanique. Cela a pour conséquence d'attribuer cette partie de l'erreur modèle à l'erreur sur les flux, et d'amener à des corrections de paramètres physiquement irréalistes. Conserver des corrections dans un intervalle cohérent avec la réalité des erreurs sur les paramètres de forçage a fait l'objet d'une avancée notable de la méthodologie qu'on décrira plus précisément au chapitre 6. On constate cependant la persistance de corrections excessives sur la figure 4.4 puisqu'on obtient ainsi des corrections moyennes sur la période étudiée allant jusqu'à 8°C pour la température et $0,24\text{g}/\text{kg}$ pour l'humidité aux hautes latitudes et dans les courants de bord ouest. Ces expériences d'assimilation mènent à une solution du modèle plus proche de la réanalyse, ce qui encourage à aller vers un contexte encore plus réaliste. Il faut cependant rester vigilant quant

aux erreurs qu’on risque de corriger, à tort, via des paramètres de forçage. L’importance de la détermination de la matrice de covariance d’erreurs de prévision est de nouveau soulignée, ses caractéristiques ayant une nette influence sur les corrections calculées par la suite.

Si on compare ces travaux à l’adaptation de la méthode de filtrage classique décrite dans la section précédente, on distingue déjà les aspects fondamentaux qui ont orienté notre travail :

- On considère un vecteur d’état augmenté de paramètres impliqués dans la fonction de forçage atmosphérique ;
- Même si la correction de l’état a été étudiée en marge de chacune des études, *Skachko et al. (2009)* et *Skandrani et al. (2009)* se sont intéressés à l’estimation de paramètres seule.
- L’importance de l’erreur sur la condition initiale \mathbf{P}^a , ainsi que l’estimation de la distribution de probabilité de distribution des paramètres (méthode de Monte-Carlo) sont clairement identifiés comme des points à ne pas négliger.

C’est à la suite de ces travaux, et en s’appuyant sur les résultats qui en ont découlé qu’on a pu envisager, dans le cadre de cette thèse de corriger des paramètres de forçage atmosphérique par assimilation de données réalistes.

4.5 Mise en œuvre de la méthode dans un contexte réaliste

Les objectifs qui ont motivé la poursuite de ces travaux sont de deux sortes. Il s’agissait d’une part d’améliorer la représentation par les modèles de l’océan observé par le passé au moyen de la SST seule, autrement appelée *hindcast*, en apportant une correction optimale sur le forçage atmosphérique. En effet, les corrections actuelles sont souvent empiriques, et ne s’appuient pas sur les statistiques du système, comme par exemple les jeux de forçage utilisés dans NEMO par le consortium DRAKKAR (*Brodeau et al., 2010*) ou pour l’expérience CORE (*Large et Yeager, 2009; Griffies et al., 2009*). D’autre part, les variables de surface observées par satellite que sont la SST et bientôt la SSS représentent un fort potentiel pour la représentation de l’océan, étant donnés leur précision, et leur lien avec la fonction de forçage. La validation d’une méthode où elles sont exploitées efficacement est donc un enjeu de taille dans cette étude.

On a conservé le même modèle que dans les travaux précédents, à savoir NEMO, dans sa configuration globale à une résolution de 2° . Les paramètres qu’on souhaite corriger, et avec lesquels on va donc forcer le modèle, sont issus de la réanalyse ERAinterim du centre européen ECMWF (European Center of Weather Forecasting) sur la période entre 1989 et 2006. C’est sur cette base que la méthode présentée dans les paragraphes précédents va évoluer dans un contexte climatique, et vers plus de réalisme.

4.5.1 Les données utilisées

Augmenter le réalisme des expériences d’assimilation implique d’abord d’utiliser de vraies observations, et non plus des observations synthétiques. On assimilera donc ici la

SST de Hurrell (*Hurrell et al.*, 2008), disponible mensuellement entre 1958 et 2007 à une résolution spatiale identique à celle du modèle. On ajoutera au vecteur d’observations une climatologie de SSS (*Levitus et al.*, 1998) pour assurer une contrainte suffisante au bon fonctionnement du schéma d’assimilation.

Par rapport aux études précédentes (*Skachko et al.*, 2009; *Skandrani et al.*, 2009), les paramètres qu’on corrige ne comprennent plus les coefficients turbulents $\mathbf{C_E}$ et $\mathbf{C_H}$, et on ajoute les vitesses du vent zonale et méridionale (u_{10} et v_{10}), ainsi que les flux radiatifs descendants courtes et longues longueurs d’ondes (rad_{sw} et rad_{lw}) aux variables atmosphériques estimées dans les travaux de *Skandrani et al.* (2009). Les paramètres estimés sont au nombre de 7 : la température de l’air à 2 m (t_2), l’humidité de l’air à 2 m (q_2), la vitesse de vent zonale à 10 m (u_{10}), la vitesse de vent méridionale à 10 m (v_{10}), les radiations solaires incidentes (rad_{sw}), les radiations infrarouge descendantes (rad_{lw}), et les précipitations ($precip$). On estime en effet que les erreurs sur ces variables ont un impact plus important sur le flux net de chaleur qu’un changement de paramétrisation des formules Bulk (*Fairall et al.*, 2003), comme le montre la figure 4.5.

4.5.2 Les échelles de temps

On se place ici dans un contexte climatique, c’est à dire qu’on va calculer et évaluer l’impact des corrections sur les paramètres de forçage atmosphérique sur une période de 20 ans, celle de la réanalyse ERAinterim. On fera le choix de corriger des moyennes mensuelles de ces forçages, se focalisant donc davantage sur une tendance à long terme, que sur la précision ponctuelle des paramètres concernés. En effet, l’océan sur le long terme agit comme un intégrateur des flux qui lui sont appliqués. C’est cette quantité intégrée qui peut imprimer à une simulation des biais ou des tendances. On cherche donc à corriger une valeur intégrée des flux, en l’occurrence ici le moyenne mensuelle. D’autre part, le contrôle du forçage à haute fréquence (6h) avec des observations de SST mensuelles apparaît comme peu cohérent, puisque les observations disponibles ne voient pas les variations à plus haute fréquence des paramètres atmosphériques. On travaillera donc à l’échelle des variabilités saisonnière et interannuelle des forçages, et non plus, comme dans les études précédentes, à une fréquence de l’ordre de la semaine. En calculant des corrections de paramètres de forçage sur une longue période, on pourrait alors envisager de les appliquer dans une problématique “hindcast” ou comment améliorer la représentation par les modèles de l’océan observé. D’autre part, on va pouvoir ainsi évaluer l’impact de telles corrections sur les flux de chaleur intégrés sur une longue période, et ainsi avoir un regard “climatique” sur le problème en s’intéressant à l’évolution du contenu thermique de l’océan.

4.6 Discussion autour de la pertinence de l’approche

Dans ce contexte qui n’est donc plus aussi idéal que ce qu’on a vu précédemment, il s’agit donc de conserver la robustesse de la méthode, tout en l’appliquant au monde réel. Ici, on n’a plus accès à l’état de l’océan “vrai” complet en trois dimensions pour valider les résultats, et on ne peut plus, d’autre part, négliger l’erreur d’observation sur les variables de surface. On ne connaît pas non plus, bien sûr, la valeur “vraie” des paramètres de forçage, ni la condition initiale parfaite qui assurera une part de l’efficacité

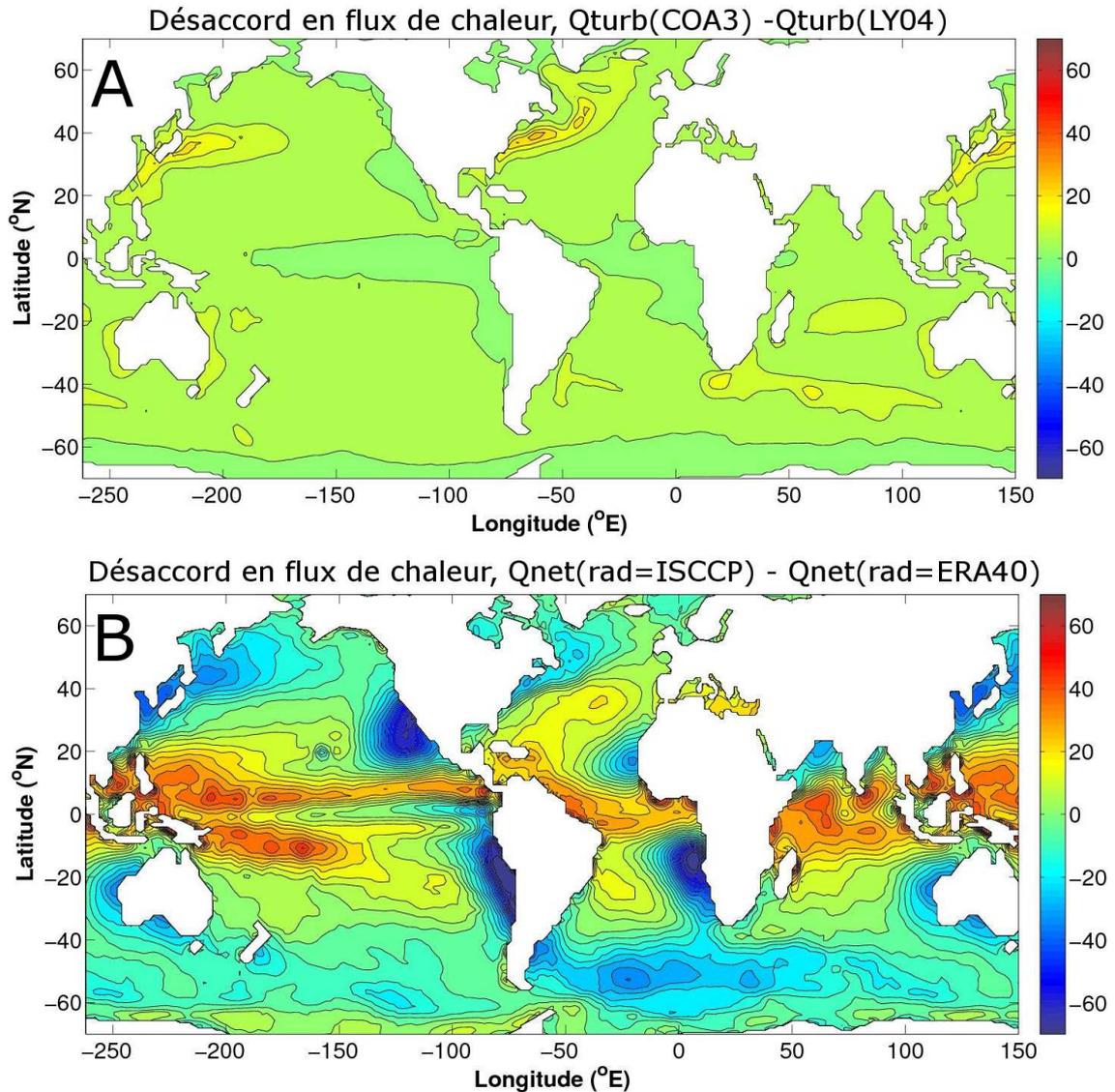


FIG. 4.5 – A : Différence moyenne en W/m^2 entre les climatologies (1984-2000) de flux de chaleur turbulent ($Q_{turb} = Q_{lat} + Q_{sens}$) estimées avec les algorithmes Bulk COA3 et LY04 (paramétrisations différentes des coefficients de transfert). Ces climatologies ont été construites à partir des variables atmosphériques de DFS4 et de la SST de Hurrell. Figure extraite de Brodeau (2007). B : Différence moyenne en W/m^2 entre les climatologies (1984-2000) de flux net de chaleur estimées avec des contributions radiatives issues de sources différentes (ISCCP et ERA40). Ces climatologies sont construites en utilisant l'algorithme Bulk LY04, et où parmi les variables atmosphériques, seules les radiations cjangent. Figure extraite d'une communication personnelle de L.Brodeau.

des expériences d'assimilation.

Il faudra aussi prendre en compte les erreurs du modèle qui ne sont pas dues aux forçages afin de ne pas introduire d'effets de compensation dans les corrections calculées. En effet, on aura fatalement une correction des paramètres qui dépendra du modèle et de sa résolution, ce qui pourrait rendre difficile leur application dans des simulations à plus haute résolution, par exemple, ou en tout cas dans une configuration où les erreurs modèle sont de nature différente.

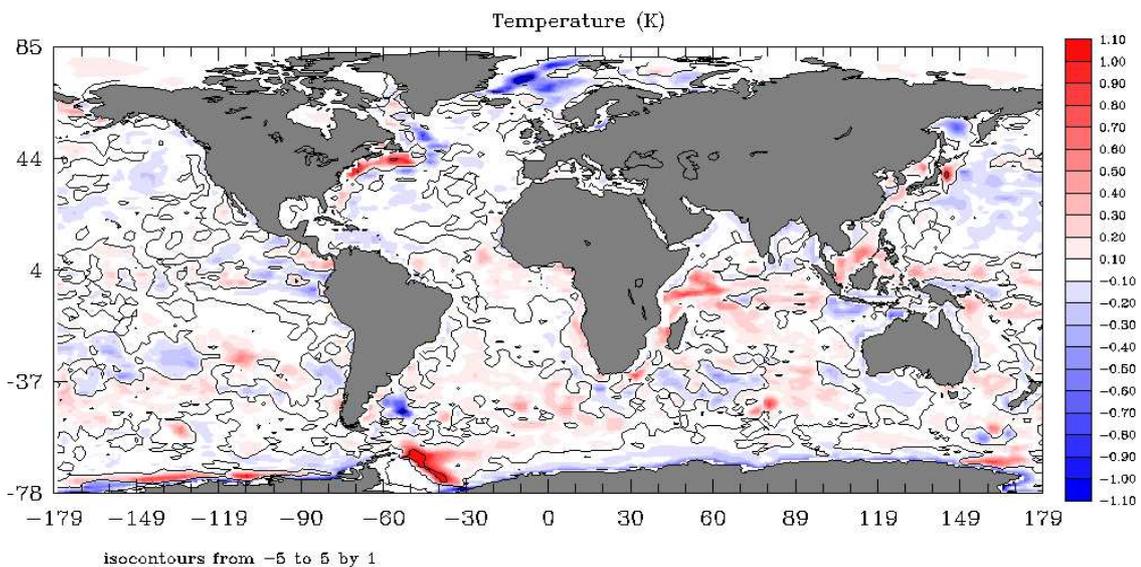


FIG. 4.6 – Différence entre les moyennes mensuelles de SST de janvier 2004 en °C pour la simulation d'où sont extraites les conditions initiales "idéales", et pour celle à laquelle on aura appliqué les corrections de forçages sur un mois.

L'hypothèse qui consiste à considérer chaque mois indépendamment est elle aussi relativement forte dans le sens où elle entraînera que la correction des variables de forçage calculée pour un mois donné ne sera pas "visible" par le mois suivant. On calculera alors une nouvelle correction sans utiliser d'information sur l'impact de la précédente sur le système. Des corrections vont donc être calculées à partir d'une base qui ne sera pas la même que celle sur laquelle elles vont être appliquées à terme. Comme on peut le voir en surface sur la figure 4.6, après seulement un mois en appliquant au modèle les nouvelles variables de forçage, on a déjà une solution qui s'éloigne par endroit de manière significative de l'état de l'océan à partir duquel sont calculées ces corrections de paramètres.

Reste donc à se poser la question de la légitimité de l'approche malgré toutes ces sources d'erreurs avec lesquelles il faudra composer. On insistera donc sur le fait que même s'il existe une part des corrections calculées qui dépendra du modèle, l'effet de ces corrections respectivement sur les différents flux de chaleur, leur variabilité interannuelle, ou encore leur covariance sont autant de diagnostics qui ont beaucoup à nous apprendre en terme réponse de l'océan au forçage atmosphérique. Chacun de ces points a fait l'objet d'une

adaptation particulière qui sera détaillée dans les chapitres suivants.

Chapitre 5

Caractérisation statistique de l'erreur modèle par une méthode d'ensemble

Sommaire

5.1	Objectifs	70
5.2	Génération de la prévision d'ensemble	70
5.3	Protocole expérimental	71
5.3.1	Statistiques des perturbations	71
5.3.2	Contenu du vecteur de contrôle	73
5.3.3	Réduction d'ordre de l'ensemble et détermination de la matrice de covariance d'erreurs \mathbf{Q}	74
5.4	Illustration d'un ensemble : janvier 2004	76
5.4.1	Simulation de référence	77
5.4.2	Dispersion de l'ensemble	78
5.4.3	Corrélations spatiales des erreurs déduites de l'ensemble	80
5.4.4	Distributions locales multivariées	84

5.1 Objectifs

La prévision d'ensemble consiste à “faire tourner” un modèle numérique plusieurs fois sur une même période, à partir de conditions initiales ou (dans notre cas) de paramètres de forçages qui diffèrent entre eux par des quantités (ou perturbations) représentatives des incertitudes existant sur la connaissance de ces conditions initiales ou de ces paramètres. La prévision de l'état de systèmes comme l'océan ou l'atmosphère est sensible à des variations de conditions initiales ou de paramètres de forçages, qui peuvent ensuite évoluer en fonction de la dynamique du système. La prévision d'ensemble permet alors d'identifier par une étude statistique de l'ensemble la distribution de probabilité de l'état du modèle. Cette approche est de plus en plus utilisée pour la prévision d'événements climatiques extrêmes mais permet aussi de répondre à toutes sortes de problématiques dans lesquelles on ne maîtrise pas complètement l'impact des incertitudes de départ (*Palmer et al.*, 2002).

La mise en œuvre d'expériences d'ensemble répond ici à un objectif bien précis : l'estimation de la matrice de covariance d'erreurs de prévision, nécessaire à la mise en œuvre de la méthode d'assimilation élaborée au chapitre 4 pour l'estimation de corrections sur les paramètres de forçage. Il s'agit donc, comme on l'a évoqué au chapitre précédent, d'évaluer l'impact potentiel des erreurs de forçage atmosphérique sur la prévision du modèle. Pour cela, on doit faire une hypothèse a priori sur les statistiques des incertitudes sur les paramètres de forçage, et décider du procédé de mise en œuvre de la prévision d'ensemble afin de voir comment elles se répercutent sur la prévision océanique. C'est à cela qu'est consacrée la section suivante qui décrira le cadre technique des expériences d'ensemble, ainsi que des calculs d'EOFs associés, tel qu'ils ont été menés ici.

En premier lieu, on identifiera les caractéristiques à soigner lors de leur mise en œuvre afin de répondre à l'objectif de fabrication de la matrice $\hat{\mathbf{P}}^f$ définie au chapitre 4. On détaillera ensuite notre protocole expérimental, de la génération d'un ensemble de perturbations à appliquer aux paramètres de forçage, à la fabrication à proprement parler de la matrice de covariance d'erreur de prévision. Enfin, on illustrera l'ensemble de cette démarche pour le mois de janvier 2004.

5.2 Génération de la prévision d'ensemble

Comme on l'a expliqué au chapitre 4, on souhaite estimer des corrections mensuelles de paramètres de forçages, et on traitera chaque mois de la période de la réanalyse de manière indépendante. L'ébauche (état que l'on cherche à corriger) est une simulation d'une durée d'un mois à partir de conditions initiales proches des observations, et forcée par les paramètres ERAinterim. Afin de disposer d'un ensemble représentatif des variations de l'état du modèle dues aux erreurs de forçage, on s'assurera en premier lieu :

- d'initialiser chaque expérience d'ensemble par les conditions initiales proches des observations afin de pouvoir négliger \mathbf{P}^a dans l'estimation de \mathbf{P}^f ,
- de minimiser les autres erreurs du modèle susceptibles de perturber l'état du système, et d'être ensuite incluses dans la matrice de covariance \mathbf{Q} d'erreurs comme imputables aux incertitudes de forçage.

Ces deux points préliminaires ont fait l'objet d'adaptations particulières décrites au chapitre 2, à savoir la contrainte du modèle par une approche en *robust diagnostic* (léger entre 0 et 400m) afin d'isoler les seules variations associées aux forçages, et la construction de conditions initiales aussi cohérentes que possible avec les observations utilisées pour l'assimilation de données via une simulation fortement rappelée en surface vers la SST de *Hurrel*. On soulignera également l'importance d'initialiser la prévision d'ensemble par les mêmes conditions que l'expérience libre lors de l'évaluation de l'impact de la correction de paramètres dans le modèle, et ce afin d'assurer la cohérence des statistiques de l'ensemble avec la simulation à corriger. Etant données ces deux hypothèses, il s'agit alors d'identifier un échantillon de perturbations correspondant à notre connaissance a priori des erreurs sur les paramètres de forçage, afin d'évaluer leur impact par l'ensemble correspondant des prévisions du modèle.

5.3 Protocole expérimental

Le tableau 5.1 reprend les différentes étapes de la méthode appliquée systématiquement à chaque mois de la réanalyse. On commencera par construire des conditions initiales proches des observations, afin d'assurer, comme vu plus haut, une construction de la matrice $\hat{\mathbf{P}}^f$ cohérente avec les erreurs dues au forçage. On déterminera ensuite cette matrice par une expérience d'ensemble qui sera décrite dans ce chapitre. Enfin, on appliquera l'étape d'analyse du filtre SEEK pour le calcul des corrections mensuelles des variables atmosphériques (voir chapitre 6).

TAB. 5.1 – *Protocole de mise en œuvre des expériences d'ensemble.*

étape 1	Construction d'une condition initiale au moyen d'une simulation forcée par les variables ERAinterim à laquelle on impose un fort rappel vers la SST observée.
étape 2	Détermination d'un ensemble de perturbations des paramètres de forçage correspondant au mois considéré et a priori représentatives des erreurs de forçage à corriger.
étape 3	Mise en oeuvre d'un ensemble de simulations forcées par les paramètres ERAinterim auxquels on a appliqué les perturbations définies à l'étape 2, et ayant toutes la même condition initiale (étape 1).
étape 4	Détermination de la matrice de covariance d'erreurs \mathbf{Q} à partir des 100 premiers modes EOF de l'ensemble obtenu.

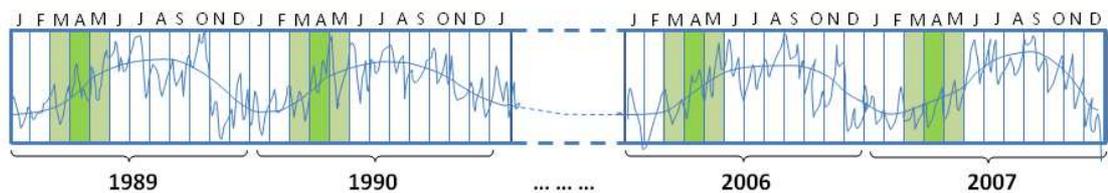
5.3.1 Statistiques des perturbations

Le principe consiste à fabriquer un ensemble de prévisions du modèle à partir de différentes valeurs des paramètres que l'on cherche à estimer. La distribution de probabilité des paramètres utilisés pour fabriquer l'ensemble est définie par une gaussienne, et

on fait l'hypothèse que leur covariance d'erreur peut être dérivée de leur variabilité sur la période de la réanalyse (1989-2007). En effet, on a vu au chapitre 3 que les différences entre les paramètres atmosphériques issus d'ERAinterim et de DFS4, qu'on suppose caractéristiques des erreurs sur les variables ERAinterim, étaient pour chaque mois du même ordre de grandeur que l'amplitude de la variabilité interannuelle du mois en question (figure 3.2). Une distribution de probabilité des paramètres dérivée de cette variabilité est donc cohérente avec l'information a priori sur leur covariance d'erreur. On considère donc que les perturbations appliquées aux paramètres de forçage du vecteur d'état augmenté défini au chapitre 4 pour fabriquer l'ensemble sont constantes sur la durée de la fenêtre d'assimilation (1 mois). D'autres approches existent comme la caractérisation des perturbations par la différence entre deux jeux de données atmosphériques par exemple (*Lucas et al.*, 2008).

Détermination des perturbations de paramètres : exemple du mois d'Avril

1. Signal total des paramètres de forçage :



2. Signal conservé pour construire les perturbations :

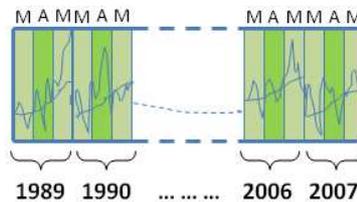


FIG. 5.1 – Schématisation de la part du signal total conservée pour déterminer les perturbations de forçage, exemple du mois d'avril. On fait l'hypothèse que les erreurs sur les paramètres ont une variabilité de même nature que la variabilité interannuelle de ces paramètres sur une fenêtre de 3 mois : mars, avril, et mai. Le signal conservé pour construire les perturbations est donc composé des paramètres ERAinterim des mois de mars, avril et mai pour chaque année entre 1989 et 2007.

Si on utilise comme covariance de la distribution des perturbations la variabilité temporelle des paramètres de la réanalyse (entre 1989 et 2007), on obtient un signal largement dominé par le cycle saisonnier, représentant quasiment 70% de la variance totale. En utilisant pour l'ensemble une distribution de perturbations dérivée de la covariance du signal complet, on étoufferait clairement la variabilité inter-annuelle. Puisqu'on s'intéresse au comportement du modèle à l'échelle temporelle de la réanalyse (20 ans), on souhaite disposer d'un échantillon de perturbations dont la covariance d'erreurs soit représentative d'une part du cycle saisonnier, tout en tenant compte de la variabilité interannuelle du signal. On considèrera donc pour chaque mois la covariance de la variabilité temporelle des paramètres de forçage sur une fenêtre de 3 mois centrée autour du mois considéré.

Par exemple, pour définir la matrice de covariance de la distribution des perturbations pour les mois d'avril comme schématisé dans la figure 5.1, on considèrera le signal correspondant à tous les mois de mars, avril et mai de la réanalyse (60 états). On caractérise ainsi l'écart type des erreurs associées aux paramètres de forçage par leur variabilité intra-saisonnière dans la réanalyse ERAinterim. Si on garde l'exemple du mois d'avril, on évite ainsi d'introduire dans les perturbations qu'on appliquera alors au forçage, une variabilité correspondant par exemple aux mois d'été. On utilise ensuite la totalité de la variance du signal pour construire un échantillon aléatoire de 200 perturbations. Pour tous les mois de janvier (respectivement février, mars, avril, mai, etc) de la période 1989-2007 on utilisera les mêmes 200 perturbations pour la mise en oeuvre des expériences d'ensemble.

On peut formaliser la détermination des perturbations de la manière suivante. Pour déterminer les 200 perturbations correspondant aux mois d'avril par exemple, on isole l'ensemble E contenant 60 états E_i :

$$E_i = [t2, q2, u10, v10, radsw, radlw, precip] \quad (5.1)$$

On crée ensuite 200 jeux de perturbations P_j tels que :

$$P_j = \sum_{i=1}^{n=60} \frac{(E_i - \bar{E})}{\sqrt{n-1}} (\alpha_{i,j}) \quad (5.2)$$

avec $\alpha_{i,j}$ une variable aléatoire de distribution gaussienne $\mathcal{N}(0, 1)$.

L'échantillon ainsi défini amène à un ensemble de 200 états du modèle dont l'écart type en SST est du même ordre de grandeur que la différence entre la SST du modèle forcé par les paramètres à corriger et les observations. On applique donc des perturbations sur les variables de forçage, et on procède à une intégration du modèle sur une période de temps correspondant à la fréquence à laquelle on assimile les observations (un mois dans notre cas).

5.3.2 Contenu du vecteur de contrôle

Afin d'adapter la méthode d'assimilation à notre cadre technique particulier, on redéfinit le contenu du vecteur de contrôle du système à partir de la formulation 5.3 du vecteur d'état augmenté du chapitre 4. On estime par filtrage des corrections de paramètres de forçage sans corriger l'état de l'océan à proprement parler. Les données assimilées (vecteur d'observation) étant des moyennes mensuelles de SST et de SSS. On ne conservera donc comme variables d'état (vecteur \mathbf{x}) dans le vecteur de contrôle que les moyennes mensuelles de SST et de SSS du modèle. D'autre part, on fait l'hypothèse d'une erreur constante des paramètres sur la fenêtre d'assimilation correspondant à une erreur de leur moyenne mensuelle. le vecteur \mathbf{p} sera donc composé des perturbations mensuelles des paramètres associées à chacun des membres de l'ensemble. On aura ainsi un vecteur de

contrôle $\hat{\mathbf{x}}$ augmenté de la forme :

$$\hat{\mathbf{x}} = \left[\begin{array}{c} \mathbf{x} \\ \mathbf{p} \end{array} \right] \text{ avec } [\mathbf{x}] = \left[\begin{array}{c} \overline{SST} \\ \overline{SSS} \end{array} \right] \text{ et } [\mathbf{p}] = \left[\begin{array}{c} \delta t_2 \\ \delta q_2 \\ \delta u_{10} \\ \delta v_{10} \\ \delta rad_{sw} \\ \delta rad_{lw} \\ \delta precip \end{array} \right] \quad (5.3)$$

avec δt_2 , δq_2 , δu_{10} , δv_{10} , δrad_{sw} , δrad_{lw} et $\delta precip$ les perturbations des paramètres associées à chaque représentation du modèle, et \overline{SST} et \overline{SSS} les moyennes mensuelles de température et de salinité correspondantes.

Ainsi, l'ébauche $\hat{\mathbf{x}}^f$ que l'on cherche à corriger correspondra à la réalisation du modèle avec des perturbations de paramètres nulles, et s'écrira de la manière suivante :

$$[\hat{\mathbf{x}}^f] = \left[\begin{array}{c} \overline{SST} \\ \overline{SSS} \\ \delta t_2 = 0 \\ \delta q_2 = 0 \\ \delta u_{10} = 0 \\ \delta v_{10} = 0 \\ \delta rad_{sw} = 0 \\ \delta rad_{lw} = 0 \\ \delta precip = 0 \end{array} \right] \quad (5.4)$$

La figure 5.2 synthétise les différentes étapes pratiques de la mise en œuvre des expérience d'ensemble, jusqu'à l'estimation de la matrice $\mathbf{P}^f = \mathbf{Q}$.

5.3.3 Réduction d'ordre de l'ensemble et détermination de la matrice de covariance d'erreurs \mathbf{Q}

A partir de ces 200 états du modèles, on va pouvoir déterminer la matrice $\hat{\mathbf{P}}^f$. Pour pouvoir appliquer la théorie du BLUE, on fait l'hypothèse que la distribution de probabilité du vecteur d'état augmenté est elle aussi une gaussienne, centrée sur la moyenne des vecteurs de contrôle augmentés de l'ensemble et notée $p(\hat{\mathbf{x}}) \sim \mathcal{N}(\langle \hat{\mathbf{x}} \rangle, \hat{\mathbf{P}}^f)$ où $\langle \hat{\mathbf{x}} \rangle$ est la moyenne des 200 vecteurs de contrôle de l'ensemble et $\hat{\mathbf{P}}^f$ la matrice de covariance d'erreurs de prévision associée de rang $n = 200$, telle que :

$$\hat{\mathbf{P}}^f = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\hat{\mathbf{x}}^{(i)} - \langle \hat{\mathbf{x}} \rangle)(\hat{\mathbf{x}}^{(i)} - \langle \hat{\mathbf{x}} \rangle)^T \quad (5.5)$$

Le calcul de cette matrice étant d'un coût numérique élevé, on procède en pratique à une approximation de $\hat{\mathbf{P}}^f$ par une matrice de rang faible. Cette approximation permet d'appliquer le filtre de Kalman à des problèmes de grande dimension comme c'est le cas en océanographie, et de diminuer l'espace de stockage et le temps de calcul nécessaires.

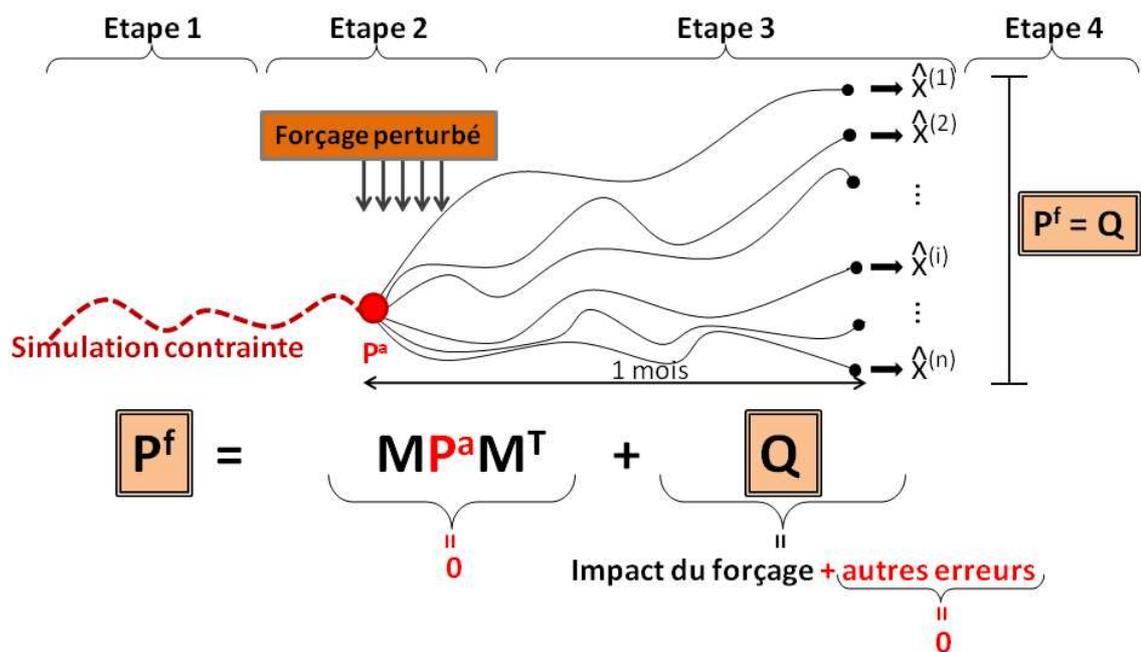


FIG. 5.2 – Schématisation du protocole expérimental. Etape 1 : Construction de conditions initiales proches de l'état observé (en rouge). Etape deux : Construction d'un ensemble de paramètres de forçage perturbés spécifique au mois considéré (en orange). Etape 3 : Réalisation de simulations d'ensemble (en noir). Etape 4 : Détermination de la matrice de covariance d'erreurs $\mathbf{P}^f = \mathbf{Q}$ (en saumon).

L'estimation de la matrice de covariance d'erreur de prévision passe par la décomposition de la matrice $\hat{\mathbf{P}}^f$ en EOFs (Empirical Orthogonal Functions). Il s'agit d'une technique d'analyse multivariée (développée par Pearson en 1902 et Hotelling en 1935, et introduite en météorologie par Lorenz), utilisée pour extraire les modes dominants de la variabilité d'un champ. Elle permet ainsi de déterminer une base réduite de vecteurs orthogonaux contenant le maximum de la variance spatiale et temporelle d'un champ (réduction d'ordre).

La matrice de covariance des erreurs $\hat{\mathbf{P}}^f$ est une matrice d'ordre $n = 200$ réelle et symétrique, définie positive. Elle est donc diagonalisable avec une base orthonormale de valeurs propres réelles positives et de vecteurs propres. Cette matrice peut s'écrire :

$$\hat{\mathbf{P}}^f = \mathbf{N}_n \mathbf{\Lambda}_n \mathbf{N}_n^T \quad (5.6)$$

où $\mathbf{\Lambda}_n$ est une matrice diagonale d'ordre $n = 200$ contenant les valeurs propres et \mathbf{N}_n est une matrice d'ordre $n \times n$ contenant les vecteurs propres associés.

La décomposition du signal se fait sur une base de fonctions orthogonales entre elles. Elle produit des modes de variabilité décorrélés, chacun représentant un pourcentage de la variance totale du signal. Comme en pratique, le spectre des valeurs propres décroît généralement très rapidement, on ne conservera que les $r = 100$ premiers vecteurs propres pour exprimer $\hat{\mathbf{P}}^f$. On effectue donc une analyse en EOFs des 200 membres de l'ensemble, dont on ne retiendra que les 100 premières pour construire la matrice de covariance d'erreur de prévision du modèle, correspondant à 99,99% de la variance totale. L'espace des erreurs est maintenant réduit, passant d'une dimension $n = 200$ à une dimension $r = 100$. On peut alors écrire $\hat{\mathbf{P}}^f$, de rang $r = 100$ de la manière suivante :

$$\hat{\mathbf{P}}^f = \mathbf{N}_r \mathbf{\Lambda}_r \mathbf{N}_r^T \quad (5.7)$$

où $\mathbf{\Lambda}_r$ est une matrice diagonale d'ordre $r = 100$ contenant les valeurs propres et \mathbf{N}_r est une matrice d'ordre $n \times r$ contenant les vecteurs propres associés.

Si on définit la matrice \mathbf{S} contenant les vecteurs propres multipliés par la racine carrée de leur valeur propre associée :

$$\begin{aligned} \hat{\mathbf{P}}^f &= \mathbf{N}_r \mathbf{\Lambda}_r \mathbf{N}_r^T \\ \hat{\mathbf{P}}^f &= \mathbf{N}_r \mathbf{\Lambda}_r^{1/2} \mathbf{\Lambda}_r^{1/2} \mathbf{N}_r^T \\ \hat{\mathbf{P}}^f &= \mathbf{S} \mathbf{S}^T \end{aligned} \quad (5.8)$$

où \mathbf{S} est donc une matrice de dimension $n \times r$ qui définit entièrement $\hat{\mathbf{P}}^f$. En pratique, c'est cette matrice \mathbf{S} qui sera calculée pour déterminer $\hat{\mathbf{P}}^f$, via les 100 premiers modes de variabilité de l'ensemble.

5.4 Illustration d'un ensemble : janvier 2004

De la mise en place des perturbations à appliquer au forçage, à l'étape d'analyse du filtre SEEK, l'ensemble des réglages préliminaires de ce travail ont été réalisés sur un mois test : janvier 2004. Cette année, choisie à dessein, présente la caractéristique de ne

pas comporter d'évènement marquant des grands phénomènes climatiques à l'échelle globale comme *El Niño*, *La Niña*, l'oscillation nord atlantique... On a pu ainsi optimiser la méthodologie d'ensemble, ainsi que les paramètres de l'étape d'analyse (comme on le verra au chapitre 6), en s'affranchissant de ce type de signaux qui, par leur amplitude, auraient rendu difficiles l'évaluation et la validation des résultats obtenus.

La réponse du modèle aux incertitudes sur les paramètres de forçage atmosphérique est un sujet d'étude à part entière, étant donnée la richesse des informations contenues dans une expérience d'ensemble. A titre d'exemple, on se référera à l'article de *Lucas et al.* (2008) décrivant l'impact sur la couche supérieure de l'océan des incertitudes sur le forçage atmosphérique. Les perturbations utilisées alors avaient été construites avec une méthode différente de celle présentée ici, mais ont amené à des résultats similaires, comme le fait que de faibles variations du signal atmosphérique amènent à une large dispersion des flux air-mer associés, ou encore que l'impact des perturbations ne reste pas confiné à la surface de l'océan, mais est bien visible dans toute la couche de mélange. Dans un souci de cohérence avec l'ensemble de ce travail, on se concentrera cependant ici sur des illustrations de l'ensemble qui justifient un certain nombre d'hypothèses et de paramétrisations utilisées par la suite dans l'étape d'analyse. On identifiera donc trois diagnostics particuliers ayant été réalisés sur l'ensemble obtenu :

- la vérification de la dispersion de l'ensemble en terme de SST, ainsi que celle de chacune des variables perturbées pour qu'elles soient cohérentes avec l'ordre de grandeur de l'écart entre modèle et observations pour la première, et avec ce qu'on connaît de l'incertitude sur les données atmosphériques pour les autres,
- l'étude des corrélations existant entre chacune des variable à corriger et la SST en différents points du domaine, qui permet d'évaluer la légitimité d'une méthode globale de correction des paramètres de forçage via des observations de SST,
- la vérification que l'hypothèse de gaussianité de la réponse du modèle au forçage atmosphérique est bien robuste dans notre cas, puisqu'il s'agit d'un point essentiel dans l'expression de la correction optimale sous forme linéaire (équation).

5.4.1 Simulation de référence

Comme on l'a expliqué dans la section précédente, le vecteur d'état augmenté que l'on souhaite corriger pour un mois donné est composé des moyennes mensuelles de la SST et de la SSS (variables d'état), ainsi que des perturbations (nulles pour l'ébauche) des paramètres de forçage suivant : température et humidité de l'air (t_2 et q_2), radiations solaires incidentes et radiations infrarouges (rad_{sw} et rad_{lw}), vitesses zonale et méridionale de vent (u_{10} et v_{10}), et précipitations ($precip$). Le tableau 5.2 rassemble les caractéristiques de la simulation de référence à partir de laquelle est extraite l'ébauche $\hat{\mathbf{x}}^b$ que l'on souhaite corriger :

On a donc construit pour chaque mois un ensemble de 200 vecteurs d'état contenant chacun les paramètres de forçage perturbés par l'un des 200 jeux de perturbations, ainsi que les SST et SSS moyennes résultant de ces perturbations au bout d'un mois de simulation. Ces 200 membres sont extraits de simulations ayant les mêmes caractéristiques que la simulation de référence (voir tableau 5.2), à l'exception bien sûr des paramètres de forçage.

TAB. 5.2 – *Caractéristiques de la simulation de référence.*

Conditions initiales	Durée	Forçage	Contraintes appliquées au modèle
Construites selon la méthode décrite au chapitre 2 pour être proches des observations et permettre de négliger $\hat{\mathbf{P}}^a$	1 mois	Variables atmosphériques issues d'ERAinterim	Simulation avec <i>robust diagnostic</i> comme expliqué au chapitre 2

5.4.2 Dispersion de l'ensemble

En premier lieu, il est important de s'assurer que notre ensemble est représentatif de l'erreur qu'on cherche à identifier. Il s'agit donc d'une part de disposer grâce à lui d'un échantillon d'états de surface qui ait un écart type comparable à l'erreur qu'on souhaite corriger, à savoir l'écart entre les SSTs observée et simulée avec les paramètres ERAinterim originaux. D'autre part, on a abordé dans les sections précédentes la détermination des perturbations à appliquer aux différents paramètres basée sur la variabilité du jeu de données original. Il s'agit maintenant de vérifier que les-dites perturbations ont un ordre de grandeur réaliste par rapport aux erreurs de forçage pré-supposées.

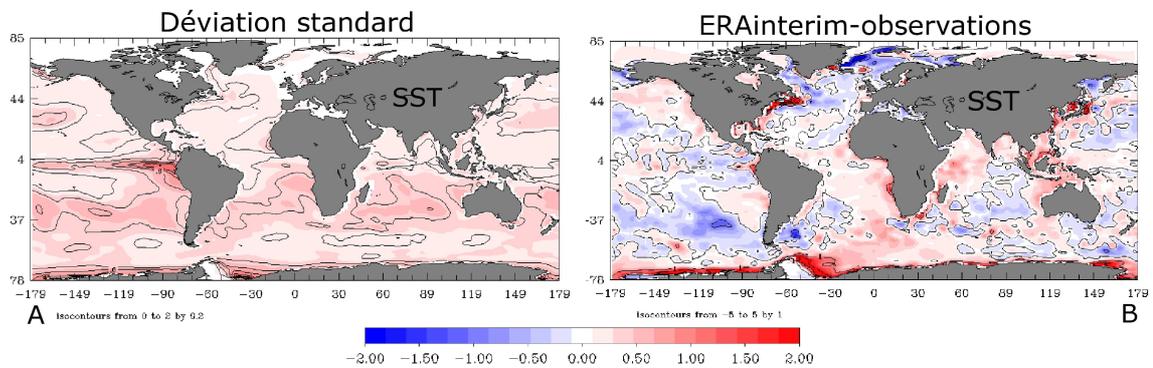


FIG. 5.3 – *Déviation standard de la distribution en SST de l'ensemble (A), et différence entre les moyennes mensuelles de SST issue de la simulation forcée par les paramètres ERAinterim originaux et des observations (B) pour janvier 2004 (°C).*

Sur la figure 5.3, on constate que l'écart type de la distribution de l'ensemble en terme de SST (A) est, sur la majeure partie du domaine, du même ordre de grandeur que la différence de SST que l'on cherche à corriger entre les observations et la simulation de référence (B). Cet écart, de l'ordre de 0,5°C en moyenne est par conséquent correctement représenté par l'ensemble, ce qui traduit le fait que l'amplitude des perturbations appliquées sur les paramètres de forçage mène bel et bien au type d'erreur qu'on vise. On constate cependant que cet écart type ne correspond pas à l'écart entre modèle et observations au niveau des courants de bord ouest, ou aux hautes latitudes. En effet, comme on l'a mentionné au chapitre 2 ces zones sont sujettes à d'autres sources d'erreurs

qui ne correspondent pas au forçage, et il n'est donc pas surprenant que les variations de paramètres de forçage ne mènent pas à des différences de SST du même ordre de grandeur.

Reste à savoir, pour confirmer le caractère réaliste de notre ensemble, si les-dites amplitudes correspondent à un gamme d'incertitude réaliste des paramètres. Afin de ne pas multiplier inutilement les diagnostics, on se focalisera ici sur trois paramètres clés : la température de l'air, la vitesse du vent, et le flux solaire incident. On a distingué ces variables des autres pour les raisons suivantes : on peut facilement, de manière intuitive, évaluer la qualité de la dispersion de l'ensemble en ce qui concerne la température de l'air, quant aux deux autres variables, elles feront l'objet de diagnostics plus poussés dans les chapitre 7 et 8 qui nécessitent qu'on les introduit dès maintenant.

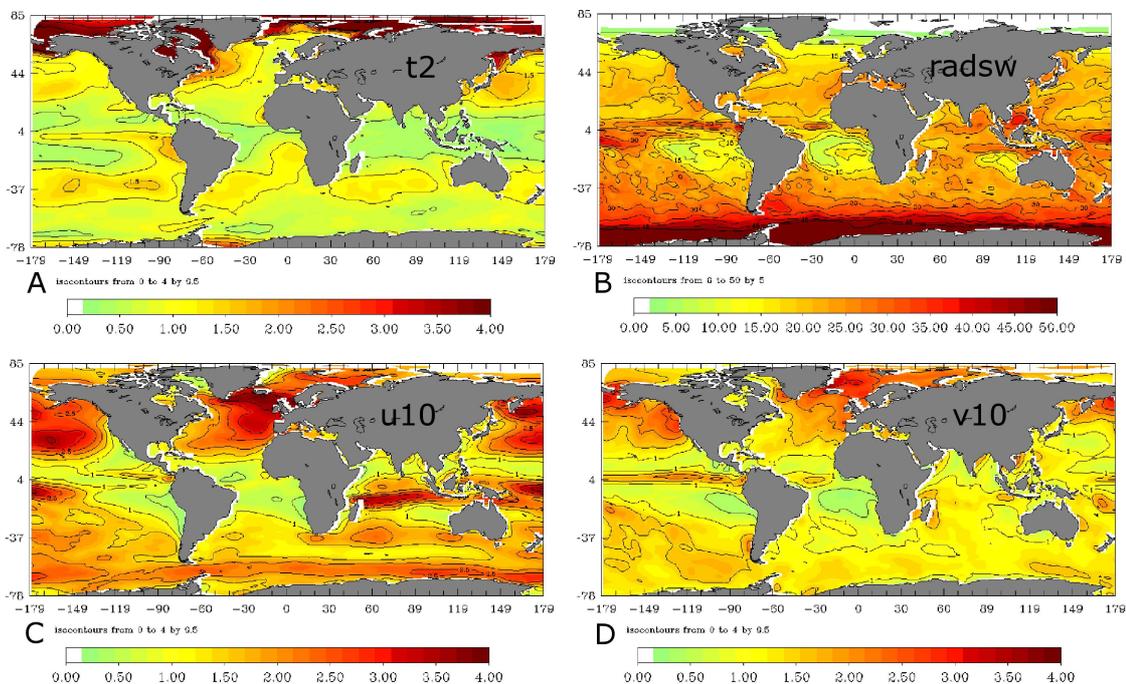


FIG. 5.4 – *Déviati on standard de la distribution de l'ensemble en terme (A) de température de l'air ($^{\circ}\text{C}$), (B) de radiation solaire incidente (W/m^2), (C) de vitesse méridionale du vent (m/s), et (D) de vitesse zonale du vent (m/s).*

La figure 5.4 met en évidence le fait que l'écart type de la dispersion des paramètres pour l'ensemble du mois de janvier 2004 représente globalement l'ordre de grandeur de l'erreur mensuelle réelle. De l'ordre de 1°C pour la température (A), de $20 \text{ W}/\text{m}^2$ pour le flux solaire incident (B), et de $2 \text{ m}/\text{s}$ pour les vitesses de vent (C et D), ces écarts types sont comparables aux incertitudes sur les paramètres de forçage atmosphérique. Aux hautes latitudes, on remarquera que la dispersion de l'ensemble en terme de température et de flux solaire incident sont plus larges avec un écart type de plus de 5°C pour la température de l'air au dessus du Gulf Stream, ou de plus de $50 \text{ W}/\text{m}^2$ aux latitudes situées au delà de 60°S pour le flux solaire incident. Ceci est dû au fait que la variabilité saisonnière de ces paramètres, directement liée au cycle solaire, est plus élevée aux hautes latitudes. Cet

écart est censé représenter le type d'erreur à corriger dans ces zones, mais semble démesuré comparé aux autres régions du globe. Cette différence provient de la méthode utilisée pour générer un échantillon de perturbations. En effet les perturbations étant dérivées de la variabilité des paramètres de forçage atmosphérique issus de la réanalyse ERAinterim sur une fenêtre de trois mois autour du mois considéré, l'écart type de leur dispersion sera plus grand dans les zones où la variabilité saisonnière est plus grande. Au vu de l'importance de cet écart type dans certaines régions et pour certaines variables, on peut remettre en cause cette hypothèse qui n'est visiblement pas pertinente partout. Cependant, comme on le verra au chapitre 6, les zones concernées sont aussi sujettes à d'autres erreurs du modèle, ce qui nous rendra de toutes façons prudents sur l'interprétation des résultats pouvant y être obtenus.

On a donc ici un ensemble d'états du modèle cohérent à la fois avec l'erreur que l'on souhaite corriger en surface par assimilation de données, et avec ce qu'on connaît des incertitudes sur les paramètres de forçage atmosphérique. Cependant, ceci n'est pas encore suffisant pour affirmer qu'on va pouvoir en déduire une matrice de covariance d'erreur de prévision adaptée à notre problème. On va en effet devoir d'abord regarder de plus près les corrélations présentes dans cet ensemble entre les observations et les paramètres à corriger.

5.4.3 Corrélations spatiales des erreurs déduites de l'ensemble

Comme on l'a expliqué plus haut, on doit déterminer, préalablement à l'étape d'analyse du filtre SEEK, la matrice de covariance d'erreur de prévision $\hat{\mathbf{P}}^f$. Utiliser pour cela un ensemble de réalisations du modèle est une solution riche en informations puisqu'elle fournit des statistiques d'erreurs inhomogènes et anisotropes. On aura donc des distributions de probabilité différentes selon les variables mais aussi selon la région considérée. Il est donc incontournable de s'intéresser aux corrélations spatiales présentes dans l'ensemble, afin d'être en mesure d'ajuster $\hat{\mathbf{P}}^f$ dans l'éventualité où certaines d'entre elles ne seraient pas réalistes. En effet, utiliser pour représenter l'impact de variations de forçage un ensemble limité de simulations peut introduire des corrélations à grande échelle qui ne sont pas justifiées d'un point de vue physique.

Ici encore on illustrera par quelques exemples les corrélations spatiales existant entre la SST et les paramètres atmosphériques (température, vent et flux solaire incident comme précédemment) dans la bande intertropicale (Atlantique et Pacifique). L'interprétation de la réponse du modèle aux erreurs de paramètres de forçage via la matrice de covariance $\hat{\mathbf{P}}^f$ est facilitée par l'utilisation de représentants, ainsi que l'a décrit *Broquet et al.* (2008). On peut décrire la correction effectuée lors d'une étape d'analyse par $\hat{\mathbf{x}}^a = \hat{\mathbf{x}}^f + \hat{\mathbf{x}}^c$ où $\hat{\mathbf{x}}^c$ est une combinaison linéaire des EOFs issues de la prévision d'ensemble, chacune affectée d'un coefficient correspondant à l'innovation de l'étape d'analyse.

Reprenons l'équation 4.9 du chapitre 4 : $\hat{\mathbf{x}}^c$ est une combinaison linéaire des colonnes de la matrice $\hat{\mathbf{P}}^f \mathbf{H}^T$. On se place dans le cas où on dispose d'une seule observation y^0 en

un point donné, en reprenant les équations 4.9 et 4.11 du chapitre 4, on obtient donc :

$$\hat{\mathbf{x}}^c = \lambda \mathbf{r} \quad (5.9)$$

$$\lambda = \frac{y^0 - \mathbf{H}\hat{\mathbf{x}}^f}{1 + \frac{\mathbf{R}}{\mathbf{H}\hat{\mathbf{P}}^f\mathbf{H}^T}} \quad \text{avec} \quad \mathbf{r} = \frac{\hat{\mathbf{P}}^f\mathbf{H}^T}{\mathbf{H}\hat{\mathbf{P}}^f\mathbf{H}^T} \quad (5.10)$$

Un représentant correspond à la correction \mathbf{x}^c calculée en chaque point du domaine, pour une innovation unitaire ($y^0 - \mathbf{H}\mathbf{x}^f = 1$) de la variable observée avec une erreur d'observation nulle ($\mathbf{R} = 0$), on a alors $\hat{\mathbf{x}}^c = \mathbf{r}$.

Plus concrètement dans notre cas, il s'agit de visualiser la correction de paramètres associée à une différence de SST de 1°C en un point donné. La correction totale correspondant à l'assimilation de toutes les observations disponibles ne sera autre qu'une combinaison linéaire de l'ensemble des représentants correspondants (dans l'hypothèse d'une erreur d'observation nulle). On notera que l'unité d'un représentant correspond à l'unité de la variable corrigée divisée par celle de la variable observée (ici la SST en $^\circ\text{C}$). Les représentants permettent donc de visualiser l'influence exacte de l'assimilation d'observations dans le modèle, tout en fournissant une illustration des corrélations présentes dans la matrice de covariance d'erreur. On soulignera que $\hat{\mathbf{P}}^f$ ne contient que la covariance directement imputable au forçage.

La figure 5.5 rassemble un échantillon de représentants pour différents paramètres (température, flux solaire incident, et vitesse du vent) correspondant à une observation de SST dans la bande intertropicale. La remarque générale qu'on peut tirer de ce jeu de cartes est que pour une observation en un point donné, on observe systématiquement des corrections très éloignées de la zone d'influence supposée de l'observation. De plus, ces corrections sont potentiellement excessives avec par exemple des corrections aux hautes latitudes de l'ordre de 10°C (figure 5.5-AB) pour la température de l'air ou de 80 W/m^2 (figure 5.5-C) pour le flux solaire incident, alors que l'observation considérée se situe dans la bande intertropicale, et que sa différence avec l'ébauche n'est que de 1°C . Ces corrélations à grande distance ne peuvent être raisonnablement représentatives des erreurs de forçages. En effet, comme dans tous les problèmes qu'on tente de représenter par un ensemble de taille limitée de réalisations possibles, on est confronté à des corrélations parasites qui s'annuleraient dans le cas idéal où on aurait une infinité d'états (*Brankart et al., 2011*). De plus, la réduction d'ordre utilisée pour calculer \mathbf{P}^f implique qu'on supprime un certain nombre de modes de variabilité du système en ne tenant pas compte de toutes les EOFs, ce qui amplifie encore le phénomène en question.

La figure 5.6 reprend les représentants correspondant à une observation dans le pacifique tropical, mais on s'intéresse seulement ici à la zone située autour du point d'observation pour laquelle la correction calculée est effectivement représentative des erreurs de forçage. On voit alors qu'une augmentation de 1°C en SST amènera à des correction de l'ordre de $+2^\circ\text{C}$ pour la température de l'air (figure 5.6-A), de -60 W/m^2 pour le flux solaire incident (figure 5.6-B), et de $+ \text{ ou } - 5\text{ m/s}$ selon qu'on se situe au nord ou au sud de l'observation pour les vitesses de vent zonal et méridional (figure 5.6-C et 5.6-D).

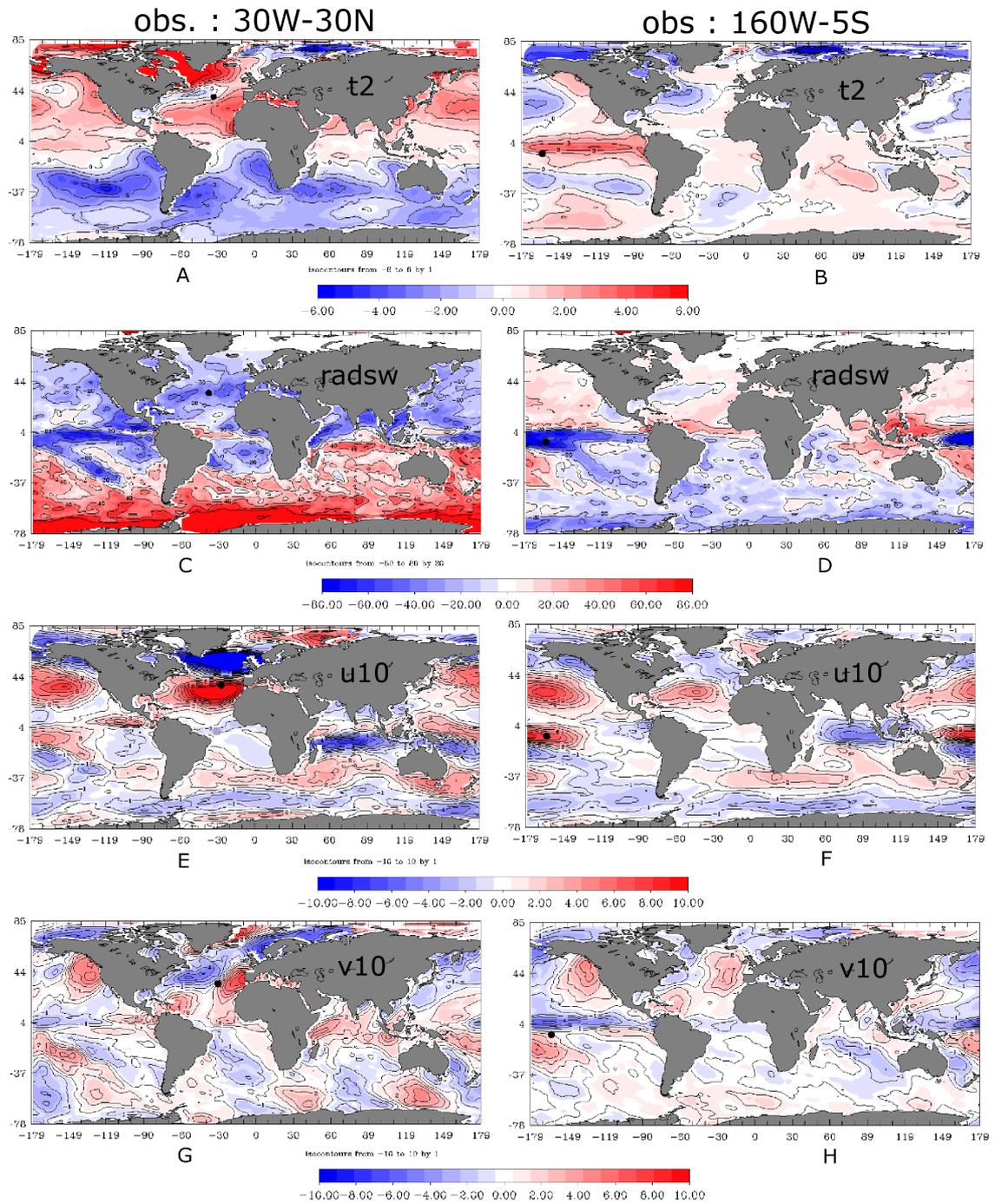


FIG. 5.5 – Représentateurs correspondant à une observation (points noirs) située à 30°W-30°N (A-C-E-G), et à une observation située à 160°W-5°S (B-D-F-H), pour la température de l'air (A-B) en °C/°C, le flux solaire incident (C-D) en W/m²/°C, les vitesses méridionale (E-F) et zonale (G-H) du vent en m/s/°C.

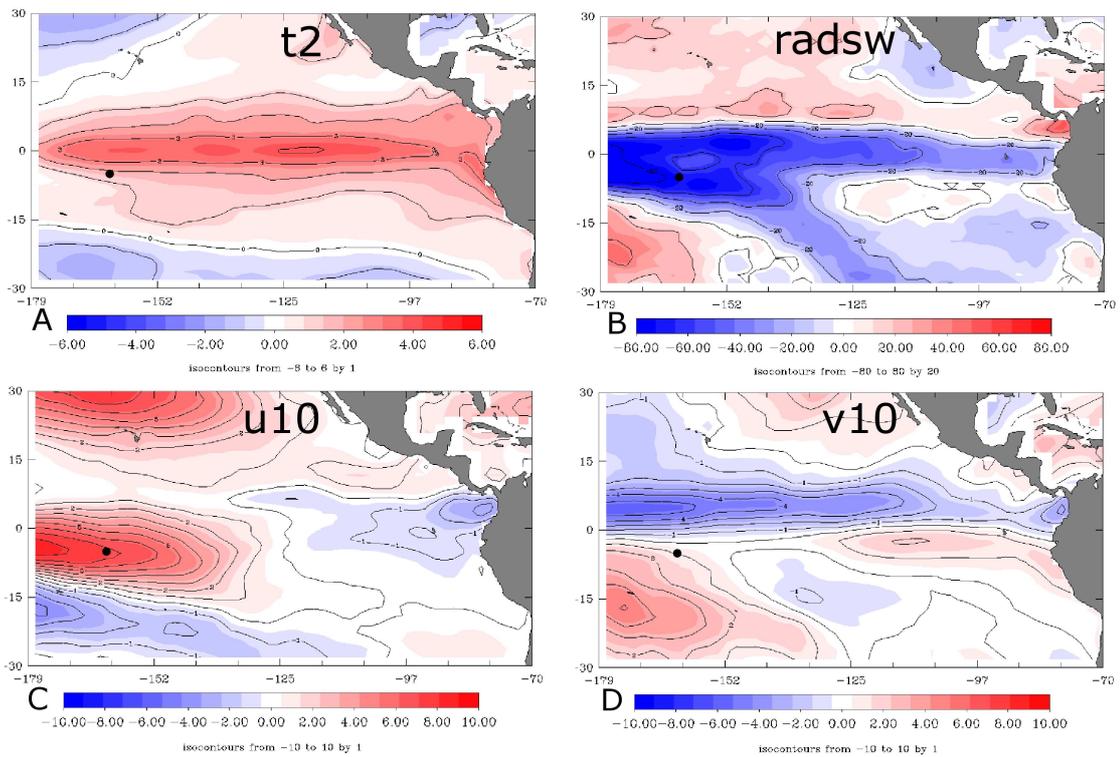


FIG. 5.6 – Représentations correspondant à une anomalie de SST de $1^\circ C$ entre modèle et observation située à $160^\circ W-5^\circ S$ (points noirs), pour la température de l'air (A) en $^\circ C/^\circ C$, le flux solaire incident (B) en $W/m^2/^\circ C$, les vitesses méridionale (C) et zonale (D) du vent en $m/s/^\circ C$.

On verra dans le chapitre 6 comment s'affranchir de ces corrélations afin de conserver des corrections réalistes, et c'est donc sur une zone restreinte autour du point observé qu'on conservera la structure des corrections associées à chacun des paramètres. D'autre part, on évaluera par la suite les corrections calculées en effectuant des moyennes zonales. Sachant maintenant qu'il faudra prendre garde à ne pas tenir compte des corrélations artificielles présentes dans l'ensemble, il reste deux derniers points à diagnostiquer concernant des hypothèses centrales de la méthode : les corrélations multivariées présentes dans le système et la linéarité du problème.

5.4.4 Distributions locales multivariées

Comme on l'a présenté dès le début du chapitre 4, la mise en oeuvre du filtre SEEK dans ce problème via l'expression linéaire de son incrément s'appuie sur l'hypothèse d'une réponse du modèle à des variations de forçage qui soit gaussienne. On apportera donc beaucoup de soin à évaluer à quel point cette hypothèse est grossière, et éventuellement à identifier les zones où on ne peut pas raisonnablement l'appliquer. Pour cela, on va s'intéresser, en différents points du domaine (figure 5.7), aux corrélations existant non-seulement entre la SST et les paramètres atmosphériques, mais aussi entre les paramètres à corriger eux mêmes. L'ensemble permet en effet d'évaluer la linéarité de la réponse du modèle aux variations de forçage atmosphérique. Par réponse du modèle, on entend surtout ici réponse en surface, et on confrontera donc la variation en SST de l'ensemble, à celles de différents paramètres atmosphériques, comme la température de l'air, les radiations solaires incidentes et les radiations infrarouges ou la vitesse de vent zonal. On regardera aussi la linéarité de la relation entre la SST et le flux net de chaleur, puisque ce dernier combine l'ensemble des paramètres atmosphériques. On ajoutera aux localisations dans la bande intertropicale (AtlN et PacT) du paragraphe précédent, un point d'étude situé au coeur du *Gulf Stream* (Gf) afin d'identifier une potentielle rupture de la gaussianité dans une zone connue pour être mal représentée par le modèle, et un autre dans le nord du Pacifique (PacN). On insistera sur le fait que les diagnostics présentés ici ne sont pas exhaustifs, et qu'on les utilisera uniquement à titre d'illustration de la complexité du problème.

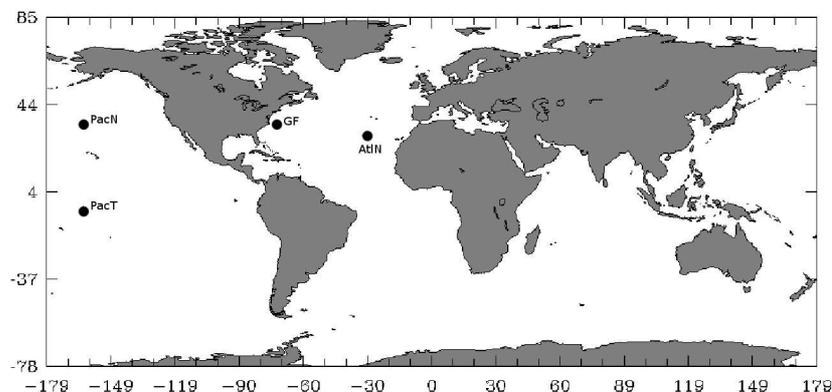


FIG. 5.7 – Localisation des points du domaine où on étudiera les corrélations multivariées de l'ensemble.

Les figures 5.8 et 5.9 montrent une relation linéaire entre la SST et le flux net de chaleur (A), la SST et la vitesse de vent zonal (D), ainsi qu'entre la température et l'humidité de l'air (C) ou encore la température de l'air et le flux net infrarouge (F). Si on observe par contre la relation existant entre la SST et la température de l'air (B), ou entre la SST et le flux solaire incident (E), on obtient un nuage de points dont il est moins évident d'extraire une droite. Bien que ces figures ne concernent qu'un point dans le Pacifique Nord (162°W - 35°N), et dans l'Atlantique Nord (30°W - 30°N), elles sont représentatives de la majorité du domaine étudié. En effet, à condition de se placer loin des courants de bord ouest, des zones de fort mélange vertical, et donc des régions où l'advection domine, on constate que la réponse du modèle aux incertitudes sur les paramètres de forçage atmosphérique est majoritairement linéaire.

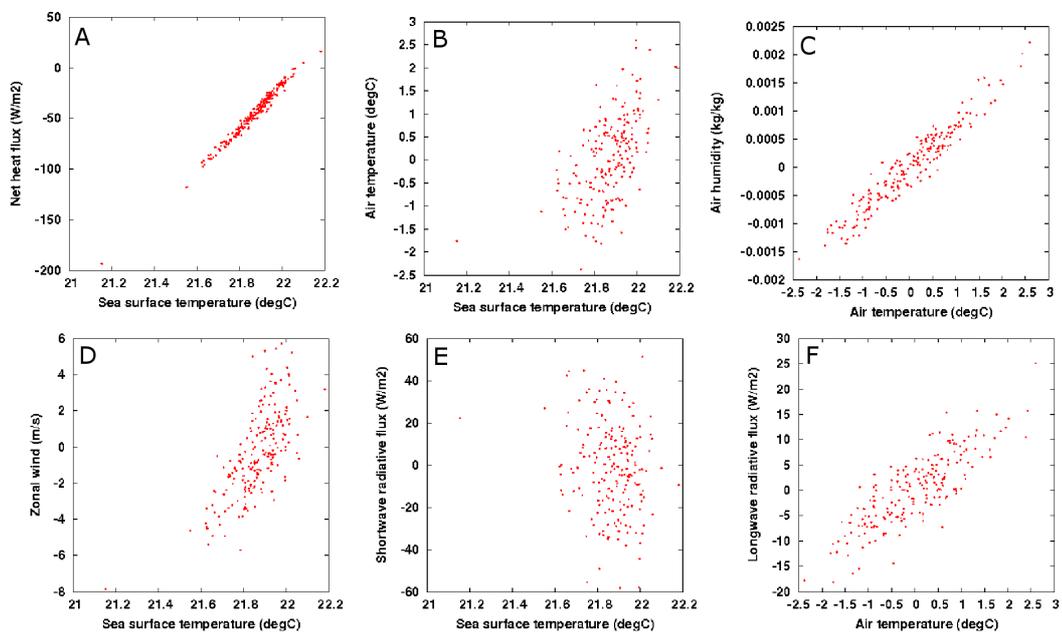


FIG. 5.8 – Représentation pour tous les membres de l'ensemble dans l'Atlantique Nord (30°W - 30°N) du flux net de chaleur (A), de la température de l'air (B), de la vitesse de vent zonal (D) et du flux solaire incident (E) en fonction de la SST, et de l'humidité de l'air (C) et du flux net infrarouge (F) en fonction de la température de l'air.

Les figures 5.10 et 5.11 quant à elles illustrent les régions où on ne peut plus considérer que la réponse du modèle au forçage est essentiellement linéaire. On peut en effet constater que les nuages de points correspondant aux mêmes variables que dans les figures 5.8 et 5.9 sont largement plus dispersés, et qu'il est impossible d'en extraire une quelconque tendance linéaire. Même la température et l'humidité de l'air (C), deux variables très linéairement liées n'ont plus ici le comportement gaussien attendu.

On notera donc en guise de conclusion que le comportement conjoint des différentes variables du système peut s'avérer très différent selon l'endroit où on se situe. L'hypothèse de gaussianité et de linéarité paraît cependant bien adaptée pour une grande partie du domaine étudiée, et on a pu identifier ici des zones où, visiblement, la réponse du modèle

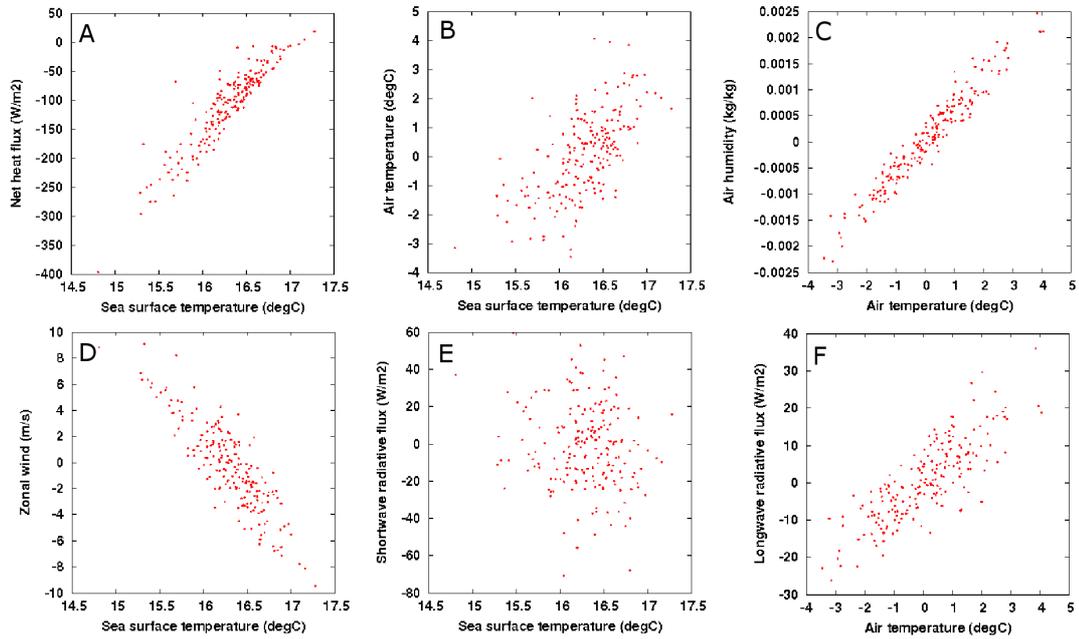


FIG. 5.9 – Représentation pour tous les membres de l'ensemble dans le Pacifique Nord (162°W - 35°N) du flux net de chaleur (A), de la température de l'air (B), de la vitesse de vent zonal (D) et du flux solaire incident (E) en fonction de la SST, et de l'humidité de l'air (C) et du flux net infrarouge (F) en fonction de la température de l'air.

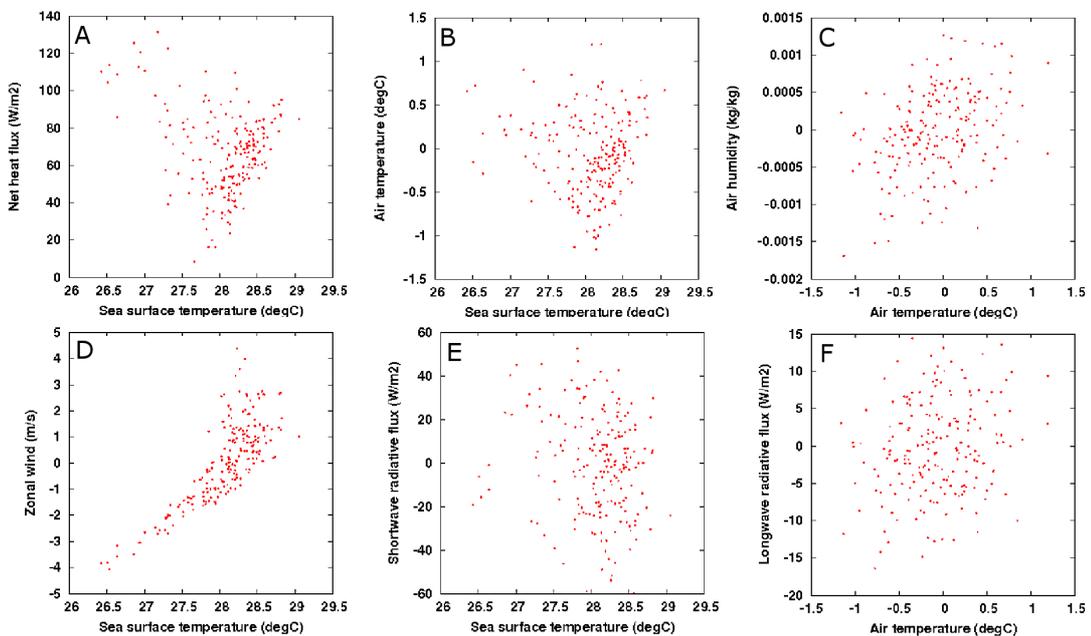


FIG. 5.10 – Représentation pour tous les membres de l'ensemble au coeur du Gulf Stream (72°W - 35°N) du flux net de chaleur (A), de la température de l'air (B), de la vitesse de vent zonal (D) et du flux solaire incident (E) en fonction de la SST, et de l'humidité de l'air (C) et du flux net infrarouge (F) en fonction de la température de l'air.

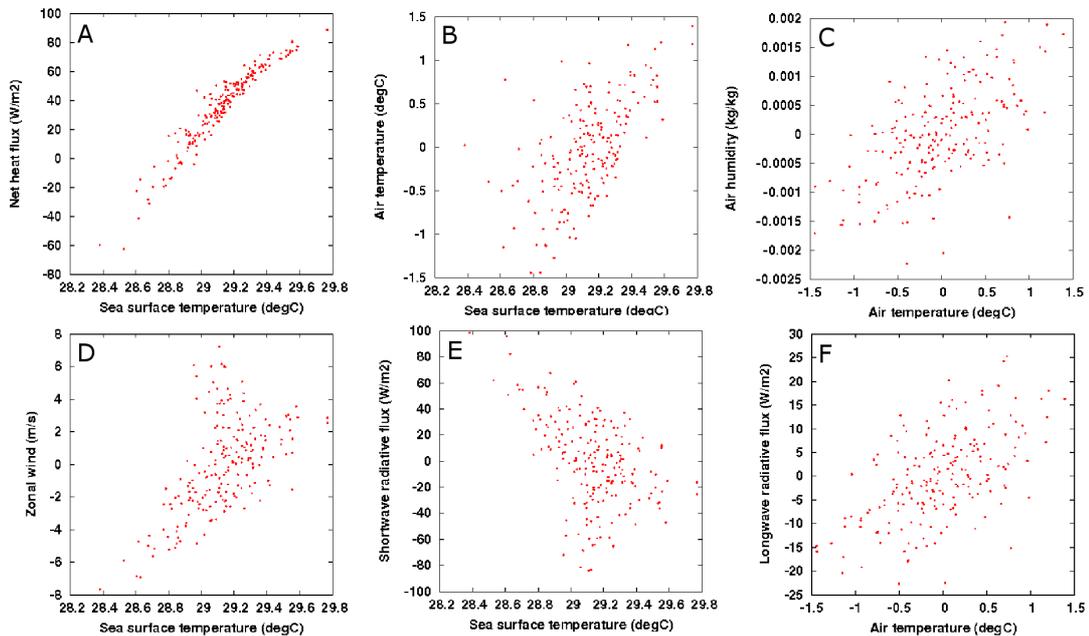


FIG. 5.11 – Représentation pour tous les membres dans le Pacifique équatorial (162°W - 5°S) du flux net de chaleur (A), de la température de l'air (B), de la vitesse de vent zonal (D) et du flux solaire incident (E) en fonction de la SST, et de l'humidité de l'air (C) et du flux net infrarouge (F) en fonction de la température de l'air.

est plus complexe que ce qui a été établi pour l'application de notre méthode. Il s'agit notamment des courants de bord ouest, et des zones où le mélange vertical est important. Dans ces régions là, on ne peut plus conserver l'hypothèse que la réponse du modèle aux variations de forçage atmosphérique est linéaire, et on veillera par la suite à rester très prudent quant aux résultats qu'on peut y obtenir. Une solution pour pallier à ce problème serait d'opérer un changement de variable (anamorphose), afin de se replacer dans une situation où le problème est linéaire (*Brankart et al.*, soumis à *Ocean Sci.*). Puisque cet inconvénient ne concernait ici que des zones restreintes, cette transformation n'a cependant pas été étudiée au cours de ce travail.

Chapitre 6

Estimation des paramètres de forçage

Sommaire

6.1	Objectifs	90
6.2	Schéma d'analyse de rang réduit	90
6.3	Mise en œuvre de l'analyse : aspects pratiques	91
6.3.1	Impact de la procédure d'initialisation	93
6.3.2	Erreur d'observation et localisation de l'étape d'analyse	96
6.3.3	Troncature des corrections	99
6.4	Etude de la situation de Janvier 2004	102
6.5	Bilan : Forces et faiblesses de la méthode	105

6.1 Objectifs

Comme on l'a décrit au préalable dans le chapitre 4, c'est par la mise en œuvre de l'étape d'analyse du filtrage de Kalman qu'on estime les corrections des paramètres de forçage atmosphérique. On assimilera donc mois par mois la SST mensuelle de Hurrell (*Hurrell et al.*, 2008) et une climatologie de SSS (*Levitus et al.*, 1998), pour obtenir des corrections mensuelles de température et humidité de l'air, de vitesses zonale et méridionale du vent, de radiations solaires et de précipitations.

L'objectif de ce chapitre est d'aborder en détail les modalités de l'étape d'analyse, et donc de l'estimation des corrections de paramètres de forçage à proprement parler. Dans un premier temps, on décrira donc l'algorithme d'estimation des corrections, puis on introduira les diverses paramétrisations utilisées en pratique pour la mise en place de l'étape d'analyse dans notre problème. Pour chacune d'entre elles on a réalisé des études de sensibilité de l'analyse qui seront synthétisées dans la section 6.3. En pratique, on procède par itérations en vérifiant que les paramétrisations adoptées mènent bien d'une part à des corrections qui appliquées au forçage du modèle, conduisent à un incrément en SST équivalent à celui de l'étape d'analyse elle-même, et d'autre part à une meilleure adéquation entre SST observée et simulée par le modèle forcé. Ces deux aspects seront donc discutés pour chacune des paramétrisations. Enfin, dans une dernière section, on dressera un bilan des forces et faiblesses de notre méthode avant de présenter dans les chapitres 7 et 8 le jeu de données corrigées ainsi produit (1989-2007).

6.2 Schéma d'analyse de rang réduit

Afin de limiter le coût de calcul des corrections, on procède à une transformation de la formulation de l'étape d'analyse (voir équation 4.5) qui découle de l'approximation de la réduction d'ordre décrite par *Brankart et al.* (2009). Partons de l'équation 5.8 du chapitre 5 : par construction via les EOFs de la prévision d'ensemble, on dispose d'une matrice de covariance d'erreur de prévision sous la forme d'une racine carrée $\hat{\mathbf{P}}^f = \mathbf{S}\mathbf{S}^T$, dont le rang est donné par le nombre r de colonnes indépendantes de \mathbf{S} qui ne sont autres que les modes d'erreurs du système dans l'espace augmenté. En utilisant la formule de Sherman-Morrisson-Woodburry, comme suggéré par *Pham et al.* (1998), on peut alors écrire l'équation 4.6 de la manière suivante :

$$\mathbf{K} = \mathbf{S}[\mathbf{I} + (\mathbf{H}\mathbf{S})^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{S})]^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{S})^T\mathbf{R}^{-1} \quad (6.1)$$

Si on pose $(\mathbf{H}\mathbf{S})^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{S}) = \mathbf{U}\mathbf{D}^{-1}\mathbf{U}^T$ avec \mathbf{U} (matrice unitaire) et \mathbf{D} (matrice diagonale) contenant les vecteurs propres et l'inverse des valeurs propres de la matrice de dimensions $r \times r$, on obtient alors :

$$\begin{aligned} \mathbf{K} &= \mathbf{S}[\mathbf{I} + \mathbf{U}\mathbf{D}^{-1}\mathbf{U}^T]^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{S})^T\mathbf{R}^{-1} \\ &= \mathbf{S}\mathbf{U}[\mathbf{I} + \mathbf{D}]^{-1}\mathbf{U}^T(\mathbf{H}\mathbf{S})^T\mathbf{R}^{-1} \end{aligned} \quad (6.2)$$

On écrira alors l'équation 4.5 sous la forme :

$$\mathbf{x}_{i+1}^a = \mathbf{x}_{i+1}^f + \mathbf{S}\mathbf{U}[\mathbf{I} + \mathbf{D}]^{-1}\mathbf{U}^T(\mathbf{H}\mathbf{S})^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}_{i+1} - \mathbf{H}_{i+1}\mathbf{x}_{i+1}^f) \quad (6.3)$$

Définissons le vecteur d'observation réduit η (de taille r) correspondant à la projection des innovations sur les modes d'erreur de \mathbf{S} :

$$\eta = \mathbf{D}(\mathbf{HSU})^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathbf{x}^b) \quad (6.4)$$

On peut alors réduire le problème à l'estimation d'un vecteur réduit ξ de taille r donnant l'amplitude de la correction à appliquer à \mathbf{x}^f selon chaque mode d'erreur de \mathbf{S} , par le biais du vecteur d'observation η . On aura alors :

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^f + \mathbf{S}\mathbf{U}\xi \quad \text{avec} \quad \xi^a = [\mathbf{I} + \mathbf{D}]^{-1}\eta \quad (6.5)$$

Ces transformations correspondent en fait à un changement de variable par projection sur chacun des modes d'erreur de l'ensemble. Du fait de l'hypothèse de la gaussianité de la distribution de probabilité a priori des paramètres à corriger, on peut écrire la distribution de probabilité de ξ comme une gaussienne de moyenne nulle et d'écart type unitaire :

$$p(\xi) \sim \mathcal{N}(0, \mathbf{I}) \quad (6.6)$$

Toutes les composantes du vecteur ξ étant indépendantes, on dispose ici d'une méthode simple pour accéder à l'incrément d'une analyse de rang réduit qui sinon serait calculé par le biais de l'équation 4.5 vue au chapitre 4. Chacune des corrections sera donc une combinaison linéaire des EOFs issues de la prévision d'ensemble, affectée d'un coefficient ξ^a correspondant à l'incrément optimal de l'analyse.

Il apparaît de nouveau que l'efficacité de cette analyse nécessite une paramétrisation judicieuse des statistiques d'erreurs associées aux forçages ($\hat{\mathbf{P}}^f$) et aux observations (\mathbf{R}). Les premières sont déduites de la prévision d'ensemble associée à chacun des mois de la période entre 1989 et 2007, et font l'objet de d'ajustements supplémentaires qui seront décrits dans la suite de ce chapitre. La construction des secondes doit être cohérente avec ce qu'on connaît des véritables erreurs d'observation, et sera elle aussi détaillée dans la section suivante.

6.3 Mise en œuvre de l'analyse : aspects pratiques

Mettre en œuvre un système d'assimilation tel qu'il a été décrit dans les chapitres précédents nécessite, comme on peut l'imaginer, un outil numérique conséquent. J'ai utilisé dans le cadre de cette thèse le programme SESAM¹ développé au sein de l'équipe MEOM par J-M. Brankart, C-E. Testut et L.Parent. Le code est constitué de différents modules écrits en Fortran 90, et représente un code d'environ 70000 lignes. Outre l'étape d'analyse du filtre SEEK, SESAM permet de réaliser un grand nombre de tâches relatives à l'assimilation de données comme la gestion des données d'observations du système, le calcul d'écart RMS par rapport aux observations, ou encore le calcul de bases d'EOFs. Il n'est lié ni à un modèle particulier, ni à une configuration donnée et reste indépendant

¹<http://www-meom.hmg.inpg.fr/Web/Outils/SESAM/sesam.html>

du modèle d’océan, ce qui le rend compatible avec une grande diversité d’applications.

SESAM calcule donc un état analysé à partir d’une sortie du modèle, de données observées et des erreurs qui leur sont associées, et dans notre cas, des EOFs de la prévision d’ensemble. On a donc ainsi estimé des corrections mensuelles des paramètres de forçage, en utilisant comme ébauche un vecteur d’état augmenté comprenant les moyennes mensuelle de SST, de SSS, de vitesses du vent, de radiations solaires, de température et humidité de l’air, et de précipitations, et en assimilant des données mensuelles de SST et SSS observées.

Les principaux réglages et paramétrisations susceptibles d’affecter la qualité de l’analyse et qui font l’objet de cette section peuvent alors se décliner en quatre points :

- la minimisation de l’écart entre les données observées et les conditions initiales appliquées au modèle pour produire l’ébauche (état à corriger) et la prévision d’ensemble (voir chapitre 5).
- la paramétrisation de l’erreur d’observation : compromis entre efficacité de l’analyse et limitation des effets de compensation par des corrections sur le forçage d’autres erreurs du modèle.
- la localisation du filtre SEEK pour éviter la prise en compte de potentielles corrélations à grande échelle qui seraient artificielles, autrement dit la zone d’influence autour d’un point de grille en dehors de laquelle l’observation en ce point ne sera pas prise en compte pour l’estimation des paramètres corrigés.
- la troncature de la distribution de probabilité a priori des paramètres à une valeur correspondant à la multiplication de l’écart type de cette distribution par un facteur γ afin conserver les corrections dans un intervalle de valeurs réalistes.

Ces points techniques sont des options directement modifiables par l’utilisateur dans le méta-script gérant l’ensemble de l’expérience d’assimilation et chacun d’entre eux répond à une hypothèse nécessaire à la mise en œuvre de la méthode d’assimilation. L’objectif de cette section est d’explorer et d’illustrer leurs impacts respectifs sur l’étape d’analyse, afin de justifier les choix de paramétrisations adoptés ici pour l’estimation des paramètres. On décrira donc leur mise en œuvre en pratique ainsi que leur impact sur l’étape d’analyse.

TAB. 6.1 – *Différentes configurations testées pour l’étape d’analyse.*

Paramétrisation		Cas 1	Cas 2	Cas 3	Cas 4
Conditions initiales	Rappel en surface	NON	OUI	OUI	OUI
	<i>Robust diagnostic</i>	NON	OUI	OUI	OUI
Erreur d’observation (°C ou kg/kg)		0,03	0,03	0,03	0,0001
Zone d’influence (points de grille)		10	10	10	3
Troncature		$\gamma = \infty$	$\gamma = \infty$	$\gamma = 1,5$	$\gamma = 1,5$

Afin de ne pas multiplier les diagnostics, on distinguera cinq cas de figure, différant par les caractéristiques présentées dans le tableau 6.1. On soulignera ici que tous ces réglages

préliminaires ont été réalisés avec une erreur d'observation constante sur tout le domaine, l'idée étant de s'intéresser à l'impact global de son amplitude. On étudiera ainsi l'impact de la procédure d'initialisation en comparant les cas 1 et 2, puis, pour éviter la multiplication des diagnostics, on traitera ensemble la sensibilité de l'analyse à la paramétrisation de l'erreur d'observation et à la localisation du filtre SEEK en comparant les cas 3 et 4. Enfin, on étudiera la troncature de la distribution de probabilité a priori des paramètres en l'illustrant par les cas 2 et 3. On notera qu'en terme d'illustration de la capacité de l'assimilation de données à réduire l'écart entre états océaniques de surface observé et simulé, on présentera ici uniquement des résultats en terme de SST, l'assimilation de SSS n'ayant pas vocation à réduire l'écart entre la simulation et la climatologie, mais plutôt à éviter que celui-ci prenne des proportions irréalistes.

6.3.1 Impact de la procédure d'initialisation

La matrice de covariance d'erreurs de prévision \mathbf{P}^f représente l'impact des variations des paramètres de forçage sur l'état du modèle. Comme on l'a décrit au chapitre 5, on utilise pour la déterminer un ensemble de représentations du modèle différant chacune par leurs paramètres de forçages. On suppose que l'ensemble de réalisations du modèle est représentatif des erreurs effectivement imputables aux forçages dans les simulations. Comme on l'a vu également, cette dernière hypothèse n'est valide que dans le cas où les erreurs du modèle autres que celles de forçage sont négligeables dans la matrice \mathbf{Q} , et où on peut négliger les erreurs sur la condition initiale \mathbf{P}^a . Mener des simulations de type *robust diagnostic* permet de répondre à la première condition, et l'utilisation comme condition initiale d'une solution du modèle ayant été également rappelée vers les observations répond quant à elle à la deuxième.

On se propose ici de mesurer l'importance d'avoir une erreur sur la condition initiale la plus faible possible pour initialiser l'étape de prévision (et réduire les autres sources d'erreurs dans l'ébauche) en terme d'efficacité de l'étape d'analyse et plus précisément de réduction de l'écart avec les observations de SST. On illustrera donc dans ce paragraphe le fait qu'un écart déjà conséquent entre la condition initiale et les observations affectera la qualité de l'analyse. De la simulation libre forcée par les paramètres ERAinterim (cas 1), à une simulation fortement contrainte pour correspondre au mieux aux observations assimilées, plusieurs options ont été testées.

On a finalement retenu comme condition initiale celle issue de la simulation avec un rappel sur toute la colonne d'eau correspondant au cas 2 (voir chapitre 2) avec les constantes de temps suivantes :

- 2h30 en surface : contrainte forte vers la SST de Hurrell ;
- 365 jours dans les 400 premiers mètres : contrainte vers la climatologie de Levitus suffisamment souple pour conserver l'impact du forçage atmosphérique tout en contrôlant le positionnement des masses d'eau ;
- 30 jours en profondeur (en dessous de 400 mètres) : contrainte forte vers la climatologie de Levitus pour assurer un meilleur positionnement des masses d'eau, qu'on

suppose cohérent avec les observations en surface.

La figure 6.1 compare des différences de moyennes mensuelles de SST en janvier 2004 pour les deux extrêmes parmi les possibles conditions initiales : une simulation libre forcée par les variables ERAinterim (cas 1) qui correspond finalement à ce qu'on souhaite corriger, et celle fortement contrainte qui a fait l'objet de notre choix (cas 2). On constate sur cette figure que lorsque l'écart initial aux observations est trop important, l'assimilation ne parvient pas à réduire cet écart de manière significative lors de l'analyse. On est ici (figures 6.1-A et 6.1-B) dans le cas où l'essentiel de l'erreur est du à la condition initiale, et non pas aux paramètres de forçage, et il sera alors difficile d'estimer une correction sur les-dits paramètres. Par contre, avec des conditions initiales proches de la SST observée (figures 6.1-c et 6.1-D), on isole les erreurs uniquement dues au forçage, et on bénéficie d'une analyse qui réduit l'écart aux observations de SST, ce qui permet de penser que l'application des nouveaux paramètres dans le modèle aura un réel impact sur sa solution. La configuration contrainte retenue nous permet en effet d'obtenir des conditions initiales dont la différence avec la SST observée est inférieure à $0,2^{\circ}\text{C}$ sur la majorité du domaine (figure 6.1-C), et on obtient par conséquent un état analysé représentant une nette convergence vers les observations (figure 6.1-D), par rapport à la simulation libre forcée par les variables ERAinterim (figure 6.1-A).

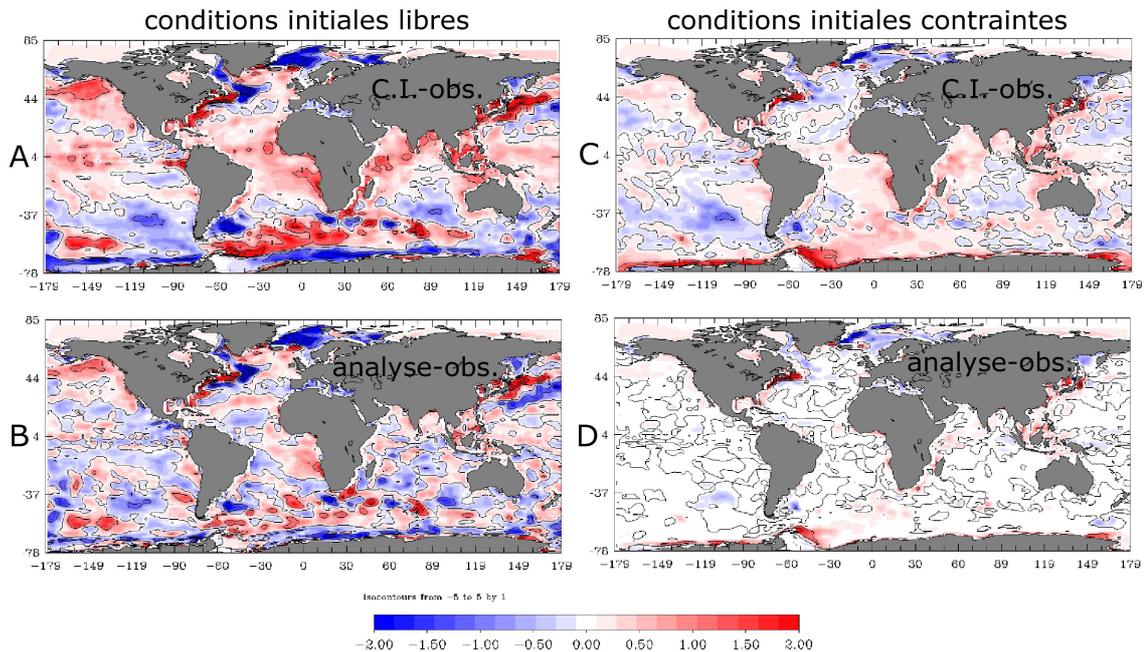


FIG. 6.1 – Différences de moyennes mensuelles de SST (en $^{\circ}\text{C}$) pour Janvier 2004 entre les observations et (A-C) la simulation dont sont extraites les conditions initiales pour l'analyse, et (B-D) le résultat de l'étape d'analyse du filtre SEEK, avec des conditions initiales issues (A-B) d'une simulation libre forcée par les variables ERAinterim, et (C-D) de la même simulation à laquelle on a appliqué une contrainte forte vers les observations.

On soulignera à ce stade que même si le fait de forcer le modèle avec les paramètres

corrigés améliore la représentation de la température de surface par rapport aux observations, on n'obtiendra jamais à la fin du mois concerné, un état identique à la condition initiale utilisée pour calculer les paramètres corrigés pour le mois suivant. En effet les corrections du mois précédent, aussi efficaces qu'elles puissent être pour rapprocher l'état de surface du modèle de la SST de Hurrell, ne peuvent garantir de conduire exactement à cet état initial idéal sur toute la colonne d'eau (figure 6.2). Pour cette raison, l'enchaînement des corrections mois par mois, sans réinitialiser le modèle avec les conditions initiales décrites précédemment ne peut garantir une solution du modèle qui soit effectivement plus proche des observations, et on ne pourra espérer valider le nouveau jeu de forçage par le seul fait que la SST simulée soit en meilleur accord avec la SST observée (voir chapitre 8). Ce problème est inhérent à la méthodologie adoptée, à savoir traiter chaque mois de manière indépendante. Cependant, si on appliquait une autre méthode utilisant comme condition initiale pour un mois donné, l'état du modèle forcé par les paramètres corrigés du mois précédent, on accumulerait petit à petit des erreurs de condition initiale de moins en moins négligeables, introduisant dans nos corrections des effets de compensations de phénomènes qui ne sont pas dus au forçage lui-même.

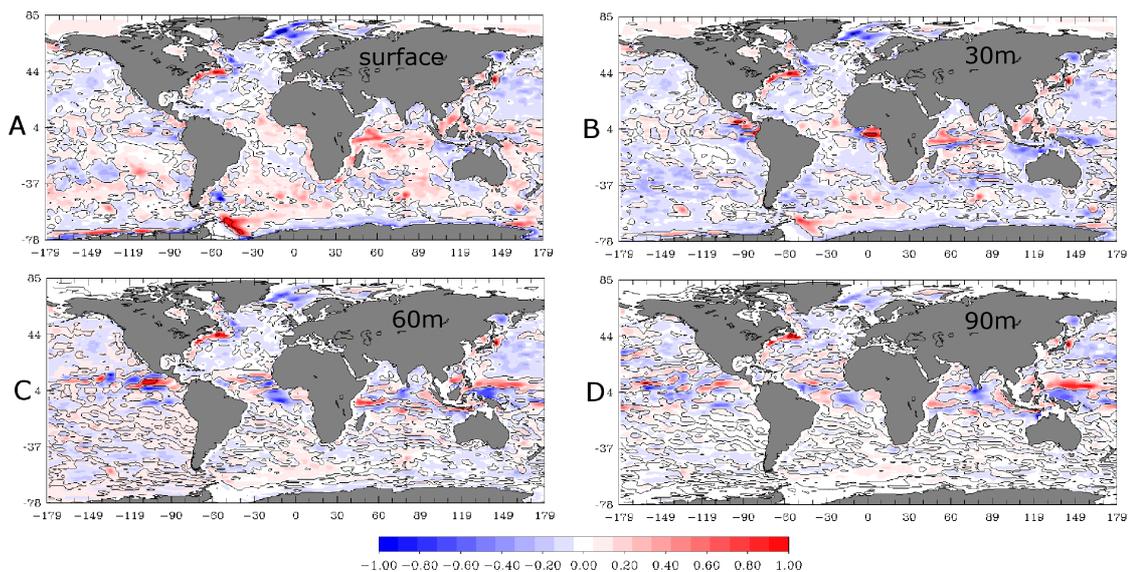


FIG. 6.2 – Différences de température (en °C) entre les conditions initiales fabriquées pour estimer les corrections de paramètres pour le mois de février 2004, et celles issues du modèle forcé au cours du mois précédent par les paramètres corrigés (les conditions initiales pour le mois de janvier étant “idéales”, il s’agit donc d’une différence perceptible au bout d’un seul mois de simulation) : en surface (A), à 30m (B), à 60m (C), et à 90m (D).

La méthode présentée ici est donc centrée sur la meilleure identification possible des erreurs imputables aux variables atmosphériques dans le modèle, puisque l’objectif n’était pas de s’intéresser à des résultats mensuels, mais davantage à un comportement à long terme. Cependant, dans le but d’améliorer des simulations libres par l’utilisation des paramètres de forçage corrigé en termes de cohérence avec la SST observée, il est incon-

tourable d'identifier le meilleur compromis entre efficacité de l'analyse (convergence vers l'état observé) et réalisme des corrections calculées.

6.3.2 Erreur d'observation et localisation de l'étape d'analyse

Localisation de l'analyse

Comme on a pu le constater en étudiant les statistiques d'un ensemble dans le chapitre 5, il n'est pas forcément justifiable de tenir compte des corrélations des erreurs à grande distance. Ce constat peut s'appuyer sur un raisonnement physique d'une part, puisqu'on imagine assez bien qu'une modification ponctuelle de température au milieu de l'Atlantique Nord ne sera pas nécessairement liée à une variation de température dans le Pacifique Tropical, mais on peut aussi le déduire des équations de l'analyse qui utilise des modes d'erreurs globaux, impliquant la propagation sur tout le domaine d'une information ponctuelle. En effet, si la réduction d'ordre permet la mise en œuvre de l'étape d'analyse pour des problèmes de grandes dimensions, elle supprime aussi un certain nombre de modes de variabilité. D'autre part, le fait d'utiliser un ensemble de taille limitée pour représenter les statistiques du problème est une approximation qui introduit le même type de corrélations parasites. Par conséquent, des corrélations qui n'auraient pas existé dans la réalité, et donc dans l'espace de rang complet, ne vont plus forcément s'annuler par la combinaison des modes de variabilité conservés, ce qui tend à introduire des effets indésirables à grande distance.

Afin de résoudre ce problème statistique et d'éviter d'associer à une observation donnée une correction globale qui n'aurait donc que peu de sens physique, *Testut* (2000) a développé une variante dite locale du filtre SEEK. Par le biais d'une paramétrisation locale de la matrice de covariance d'erreur de prévision, il s'agit de forcer à zéro les corrélations situées à l'extérieur d'une bulle d'influence donnée autour du point concerné. On définit donc a priori l'échelle maximale de corrélation horizontale des erreurs pour s'affranchir des artifices pouvant apparaître à grande distance, tout en utilisant des modes de variabilité globaux. Cette méthode est souvent utilisée pour répondre à des problématiques d'ensemble et on trouve dans la littérature un grand nombre de références sur lesquelles s'appuyer pour justifier une telle démarche (*Evensen*, 2003; *Mitchell et al.*, 2002). Dans notre cas, on a choisi de considérer des zones d'influence d'un rayon de 3 points de grille autour d'un point donné, ce qui correspond à peu près à un rayon de 400km. Ce choix a fait l'objet d'une étude de sensibilité dont on ne présentera ici que deux cas de figure (cas 3 et cas 4 présenté dans le tableau 6.1. On tiendra compte de la sorte de la dynamique aux échelles associées à une réponse au forçage atmosphérique sur une période d'un mois, en limitant l'introduction de corrélations à grande échelle qui ne soient pas statistiquement et physiquement justifiables.

Erreur d'observation

On a fait l'hypothèse que les erreurs portant sur la condition initiale \mathbf{P}^a sont négligeables. D'autre part, on considère également comme négligeables les erreurs attribuables à d'autres phénomènes que le forçage atmosphérique, ou à d'autres approximations numériques dans le modèle afin que la matrice \mathbf{Q} ne contienne que celles directement imputables aux incertitudes sur les paramètres atmosphériques. Puisque la matrice de covariance d'erreur de

prévision \mathbf{P}^f est ainsi égale à la matrice de covariance d'erreurs du modèle \mathbf{Q} qui contient uniquement les incertitudes attribuées aux erreurs sur les paramètres atmosphériques. La matrice de covariance d'erreurs d'observation, quant à elle, est significative de la capacité du champ observé à représenter la réalité. Cependant, en pratique, les autres sources d'erreur (conditions initiales, schéma d'advection dans les courants de bord ouest...) persistant éventuellement dans le modèle seront assimilées à des erreurs de représentativité de l'océan de surface, et on les inclut dans la matrice de covariance d'erreurs d'observation afin d'expliquer correctement la dispersion des paramètres. En d'autres termes, il s'agit de considérer que l'erreur d'observation est plus grande là où les incertitudes sur les variables atmosphériques ne sont pas en mesure d'expliquer la totalité de l'écart entre les SST simulée et observée. Se pose alors le problème suivant :

- sous-estimer \mathbf{R} revient à donner trop de confiance aux observations, et potentiellement interpréter une part excessive de l'écart aux observations comme due au forçage. La conséquence évidente est l'application de corrections irréalistes sur les forçages, notamment dans les zones connues pour être mal représentées par le modèle, et ce quel que soit le forçage utilisé ;
- surestimer \mathbf{R} n'est pas non plus satisfaisant puisqu'on n'exploiterait plus suffisamment les informations issues des observations, compromettant l'analyse en n'interprétant pas la totalité de la variance due aux erreurs de forçage.

La paramétrisation de \mathbf{R} est donc un compromis entre efficacité de l'analyse et réalisme des corrections, or, on sait que le comportement du système selon les zones du domaine est plus ou moins bien représenté par le modèle. On a notamment évoqué au chapitre 2 le problème de positionnement des masses d'eaux dans les zones de forte advection, où on fait l'hypothèse que l'écart entre les SSTs observée et simulée est essentiellement dû à une erreur modèle autre que celle provenant du forçage atmosphérique. D'autre part, étant donné que notre méthode ne tient pas compte de la couverture de glace éventuelle aux hautes latitudes, on ne peut pas accorder non plus trop de confiance aux corrections apportées par les observations dans ces zones là. On a donc dans ces régions une caractérisation statistique (via la matrice \mathbf{P}^f) de l'impact des erreurs de forçage sur l'état du modèle qui n'est pas satisfaisante. Par conséquent, plutôt que de fixer une erreur d'observation constante sur tout le domaine comme il avait été fait dans *Skandrani et al.* (2009), on a choisi d'utiliser une erreur variable qui soit plus grande là où on estime que la part d'erreur due au forçage n'est plus dominante. Pour ce faire, on fabrique une carte d'erreurs d'observation de la façon suivante : partout où l'écart entre SSTs mensuelles observée et simulée a dépassé 1°C pour au moins un mois de l'année 2004 (année de référence, voir chapitre 5), et pour les latitudes situées au delà de 60° dans les deux hémisphères, la valeur de cette erreur est égale à 1°C . Partout ailleurs, l'erreur d'observation est fixée à une valeur de 10^{-4}°C .

On aura ainsi une erreur d'observation importante dans les zones où on ne souhaite pas corriger l'écart avec la SST observée par le biais du forçage, et faible là où on estime que les erreurs dues au forçage dominant. De la même manière, on aura pour la SSS une erreur d'observation comprise entre 10^{-4} et 1. Afin d'éviter les problèmes de discontinuité qui découleraient d'un tel palier au niveau de l'erreur d'observation, on lui applique un filtre Laplacien qui va permettre de lisser cette rupture, comme le montre la figure 6.3.

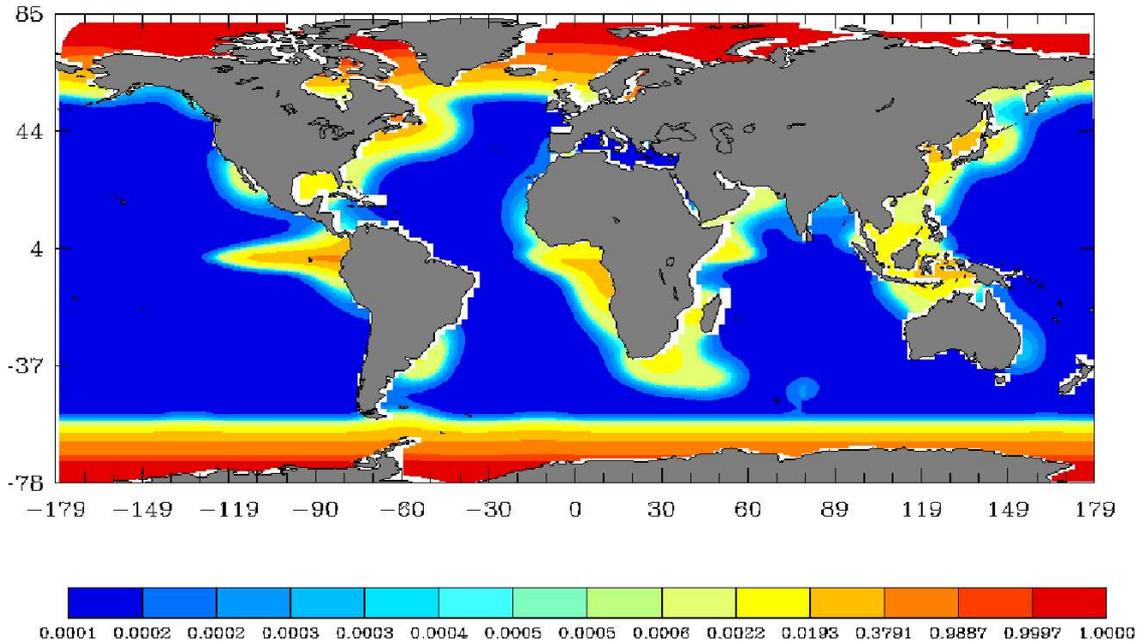


FIG. 6.3 – Représentation spatiale de l'erreur d'observation en SST et SSS (respectivement en $^{\circ}\text{C}$ et kg/kg).

On notera que même si l'hypothèse d'une erreur de forçage dominante dans ces zones est justifiée, la valeur choisie de 10^{-4} correspond à une erreur d'observation très faible, et on peut assurer que dans ce cas précis, elle est sous-estimée. Malgré tout, cette paramétrisation assure une analyse qui converge vers les observations de manière efficace, et on résoudra le problème d'éventuelles corrections irréalistes par une troncature de la distribution de probabilité a priori des corrections expliquée plus loin.

Étudions à présent l'impact de la localisation de l'étape d'analyse et de la paramétrisation de l'erreur d'observation (toutes choses égales par ailleurs). On rappelle que cette étude de sensibilité a été réalisée avec une erreur d'observation constante sur tout le domaine afin d'évaluer en particulier le rôle de son amplitude. Comme on l'a expliqué plus haut, il s'agit donc de limiter les corrélations à grande distance sans réel sens physique d'une part, et de déterminer une erreur d'observation garantissant une étape d'analyse qui soit plus en accord avec les observations de SST. On compare donc dans la figure 6.4 les cas 3 et 4 du tableau 6.1 correspondant à de relativement grandes zone d'influence et erreur d'observation pour le cas 3, et aux paramétrisations qui ont fait l'objet du choix final pour le cas 4 (erreur d'observation et zone d'influence très réduites). On constate donc qu'une erreur d'observation très faible pour la SST et la SSS amène à une SST analysée dont l'écart aux observations est inférieur à $0,1^{\circ}\text{C}$ sur la majeure partie du domaine (figure 6.4-B), contre $0,5^{\circ}\text{C}$ dans le cas d'une erreur d'observation plus élevée et d'une zone d'influence plus grande (figure 6.4-A). On soulignera ici que si techniquement, une erreur d'observation très faible correspond dans notre cas à $0,0001^{\circ}\text{C}$ pour la SST et $0,0001 \text{ psu}$ pour la SSS, ces deux valeurs sont sans commune mesure avec la véritable erreur d'observation. Il s'agit ici d'accorder une grande confiance aux observations, quitte à utiliser dans ce cas précis des valeurs dépourvues de sens physique.

On préférera donc les paramétrisations du cas 4. En effet, plus l'écart entre les SSTs analysée et observée sera faible, plus on peut espérer que l'impact des corrections de paramètres sur le modèle sera positif. L'objectif étant d'appliquer les corrections calculées dans une simulation libre, sans faire davantage intervenir d'assimilation de données, il est en effet important d'avoir pour chaque mois un nouveau jeu de forçage qui aille dans le sens de la réduction de l'écart entre SSTs observée et simulée afin de tirer parti au maximum des observations assimilées.

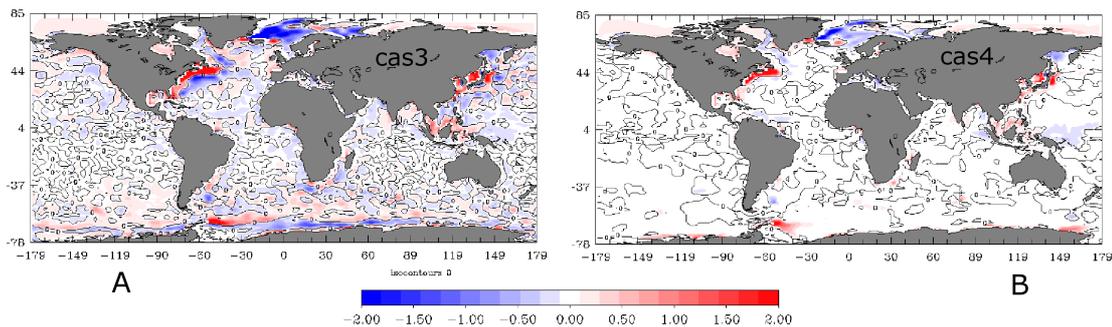


FIG. 6.4 – Différences en $^{\circ}\text{C}$ entre moyennes mensuelles de SST pour janvier 2004 résultant de l'étape d'analyse et SST observée pour (A) une erreur d'observation raisonnable et une zone d'influence de 10 points de grille (cas 3), et (B) une erreur d'observation très faible et une zone d'influence de 3 points de grille (cas 4).

On remarque sur la figure 6.4 que la réduction de l'écart avec la SST observée est moindre dans les zones où l'essentiel de l'erreur du modèle n'est pas à attribuer au forçage. Il s'agit d'un point positif de la méthode puisqu'on évite ainsi de corriger ces erreurs via le forçage atmosphérique, introduisant les effets de compensation qu'on a discuté dès le chapitre 4. Ce résultat est essentiellement dû à l'effet de la troncature de la distribution de probabilité des paramètres qui empêche leur correction excessive dans ces zones et que l'on va maintenant présenter.

6.3.3 Troncature des corrections

Comme on l'a vu dans le paragraphe précédent, en fixant l'écart type des erreurs d'observations à une valeur faible, on accorde volontairement beaucoup de confiance aux observations. Cette paramétrisation peut donc amener à des calculs de corrections irréalistes notamment dans les zones où l'écart entre SST observée et simulée n'est pas majoritairement imputable aux erreurs sur les variables atmosphériques de forçage. Afin d'éviter ce problème, on a procédé de même que *Skandrani et al.* (2009). Il s'agit donc de tronquer la distribution de probabilité a priori des paramètres en forçant à zéro la probabilité des corrections trop importantes. Plus précisément, puisqu'on a montré que le vecteur ξ calculé est la projection de la correction sur chaque mode d'erreur de \mathbf{S} , on exclura toute correction selon chacun des modes d'erreur si elle excède de γ fois l'écart type de ce mode d'erreur. Cette méthode revient à tronquer la gaussienne représentant la distribution de

probabilité de ξ de moyenne nulle et d'écart type unitaire (voir équation 6.6) afin de supprimer les valeurs les moins probables, et donc les corrections excessives selon chaque mode (figure 6.5).

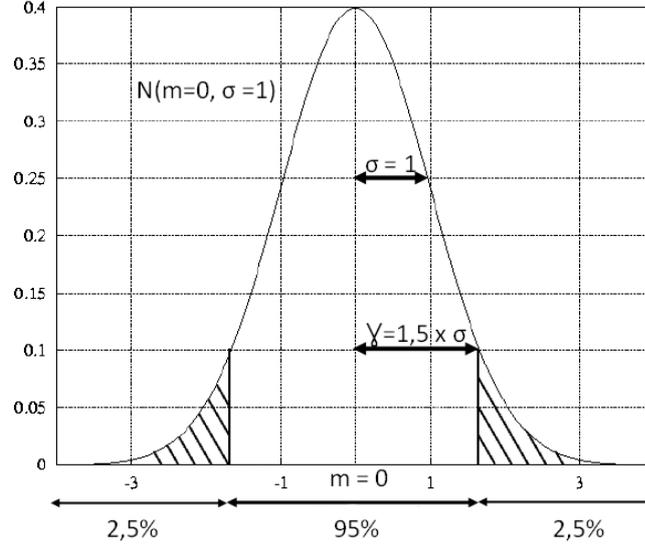


FIG. 6.5 – Schématisation de la troncature de la distribution de probabilité a priori des corrections.

Dans notre cas, on a choisi $\gamma = 1,5$, correspondant à un intervalle de confiance de 95%. Toujours sous l'hypothèse de la gaussianité de la distribution de probabilité des paramètres, et donc de ξ , on exclut les valeurs présentes dans 5% des réalisations d'un modèle libre. Si pour une EOF donnée ξ_i^a est le coefficient calculé par l'analyse statistique, le coefficient ξ_i^* qu'on retiendra pour le calcul de nos correction sera donné par :

$$\xi_i^* = \begin{cases} -\gamma & \text{si } \xi_i^a < -\gamma \\ \xi_i^a & \text{si } -\gamma < \xi_i^a < \gamma \\ \gamma & \text{si } \xi_i^a > \gamma \end{cases} \quad (6.7)$$

De cette manière, on permet au schéma d'analyse d'estimer des paramètres qui corrigent une large part de la différence entre SSTs observée et simulée, tout en restant dans des ordres de grandeur réalistes, c'est à dire à l'intérieur d'une certaine fraction de l'écart type a priori. On espère donc ainsi s'affranchir au maximum des erreurs du modèle non imputables au forçage, et éviter toute compensation de ces erreurs par des corrections irréalistes de paramètres.

Comparons maintenant les cas 2 et 3 qui diffèrent uniquement par la troncature de la distribution de probabilité a priori des paramètres. Rappelons qu'il s'agit par cette paramétrisation de limiter les corrections excessives des paramètres, sans dégrader démesurément la qualité de l'analyse. Prenons l'exemple des corrections calculées par l'analyse

pour la température de l'air à 2 mètres (figure 6.6). La figure 6.6-A représente la dispersion de l'ensemble des paramètres de forçage perturbés en terme de température de l'air, correspondant donc à l'écart type des perturbations appliquées à ce paramètre pour réaliser la simulation d'ensemble. Celles-ci ont été déterminées pour être représentatives des erreurs effectivement présentes dans ce champ, et on peut donc imaginer que les corrections calculées par l'analyse du filtre SEEK, pour être réalistes, doivent être du même ordre de grandeur que cet écart type, à savoir ici 5°C . Or, si on ne tronque pas la distribution de probabilité a priori des paramètres (figure 6.6-B), on constate qu'on obtient sur une grande partie du domaine des corrections d'une amplitude comprise entre 10 et 20°C . Ces fortes corrections sont dûes à la sous-estimation de l'erreur d'observation, puisqu'on privilégie l'efficacité de l'analyse au réalisme des corrections obtenues lors du choix de son amplitude. Si on réalise alors la troncature décrite au début de cette section, consistant à forcer à zéro la probabilité d'occurrence des corrections excessives, on obtient (figure 6.6-B) une carte de corrections de température de l'air bien plus cohérente avec la dispersion de l'ensemble (excepté pour les zones couvertes de glace, ou de forte advection pour les raisons décrites dans la section concernant l'erreur d'observation). On assure ainsi l'obtention de corrections de paramètres réalistes en limitant les corrections dans les zones où elles sont vraisemblablement amplifiées par des facteurs de compensation.

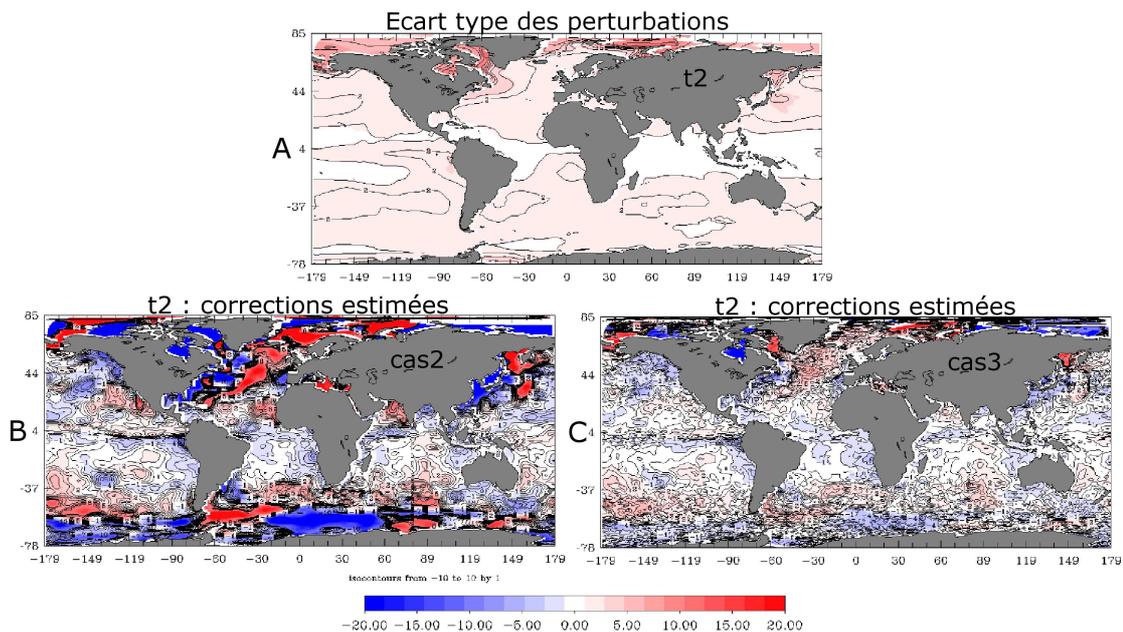


FIG. 6.6 – A : écart type des perturbations appliquées à la température de l'air (en $^{\circ}\text{C}$) pour réaliser l'expérience d'ensemble de janvier 2004. B et C : corrections calculées par l'étape d'analyse du filtre SEEK pour la température de l'air (en $^{\circ}\text{C}$) dans les cas (B) de l'absence de troncature de la probabilité de distribution a priori des paramètres, et (C) d'une troncature avec γ égal à 1,5.

Ayant atteint une valeur de γ nous permettant d'améliorer l'amplitude des corrections tout en ne détériorant pas la convergence de l'étape d'analyse vers les observations (non

montré ici), on a fixé définitivement les paramétrisations finales à celles du cas 4, à ceci près qu'on a utilisé une erreur d'observation variable dans l'espace (voir description plus haut). L'étape d'analyse a ensuite été appliquée à chaque mois du jeu de données ERAinterim entre 1989 et 2007 et on illustrera sa validité par l'exemple d'un mois test dans la section suivante.

6.4 Etude de la situation de Janvier 2004

Une première étape importante pour la validation de la méthode est de regarder les résultats sur une seule fenêtre d'assimilation (donc un mois). Il s'agit alors de comparer aux observations de SST : d'une part la SST résultant de l'étape d'analyse, et d'autre part la SST simulée par le modèle forcé avec les paramètres corrigés. Valider notre méthode revient donc à déterminer si l'impact de ces deux étapes réduit effectivement l'écart aux observations, mais aussi si leurs incréments respectifs sont comparables. En effet, puisqu'on se propose d'appliquer par la suite les paramètres corrigés dans une simulation libre, on doit s'assurer que leur utilisation ira bien dans le même sens que l'assimilation elle-même. Le cas contraire indiquerait que la matrice de covariance d'erreur de prévision \mathbf{P}^f n'est pas en mesure, telle qu'elle a été définie, de représenter correctement l'impact d'erreurs sur les paramètres de forçage dans le modèle. Pour réaliser ces diagnostics, on a de nouveau considéré le cas de janvier 2004 pour les raisons exposées au chapitre 5.

On s'intéresse tout d'abord dans la figure 6.7 à la réduction de l'écart entre les observations et les SSTs analysée et simulée par le modèle forcé par les paramètres corrigés. Sur la figure 6.7-A, on observe que l'écart entre la SST simulée en forçant le modèle avec les paramètres ERAinterim originaux (appelé état de référence) et les observations est de l'ordre de $0,5^\circ\text{C}$. On constate que l'étape d'analyse, mais aussi l'application au modèle des paramètres corrigés, mènent à une SST moyenne globalement plus proche des observations pour le mois considéré. On aura alors un écart de l'ordre de $0,1^\circ\text{C}$ entre la SST analysée et les observations, et de l'ordre de $0,2^\circ\text{C}$ entre la SST simulée avec le forçage corrigé et les observations.

On notera que l'assimilation de donnée ne réduit pas l'écart aux observations dans les zones où, comme on l'a vu précédemment, les erreurs du modèle ne sont pas majoritairement imputables au forçage (figure 6.7-B). Dans ces régions (courants de bord ouest, courant des Agulhas, hautes latitudes), la persistance de l'erreur résulte de la troncature de la distribution de probabilité a priori des paramètres, rendant impossible les corrections excessives. Puisque les erreurs dominant dans ces régions ne sont plus majoritairement dues au forçage, ce résultat est un aspect positif de la méthode. En effet, on évite ainsi de compenser les autres sources d'erreur du modèle par des corrections de forçage inappropriées. On peut alors déduire de la comparaison entre les figures 6.7-B et 6.7-C que l'impact des paramètres corrigés dans le modèle est légèrement moins efficace en terme de convergence vers les observations que l'étape d'analyse elle-même. Cette différence est donc attribuée aux autres erreurs du modèle qui entrent en jeu lors de la simulation, et qui, comme on l'a expliqué plus haut, ne sont heureusement pas compensées par nos corrections de forçage.

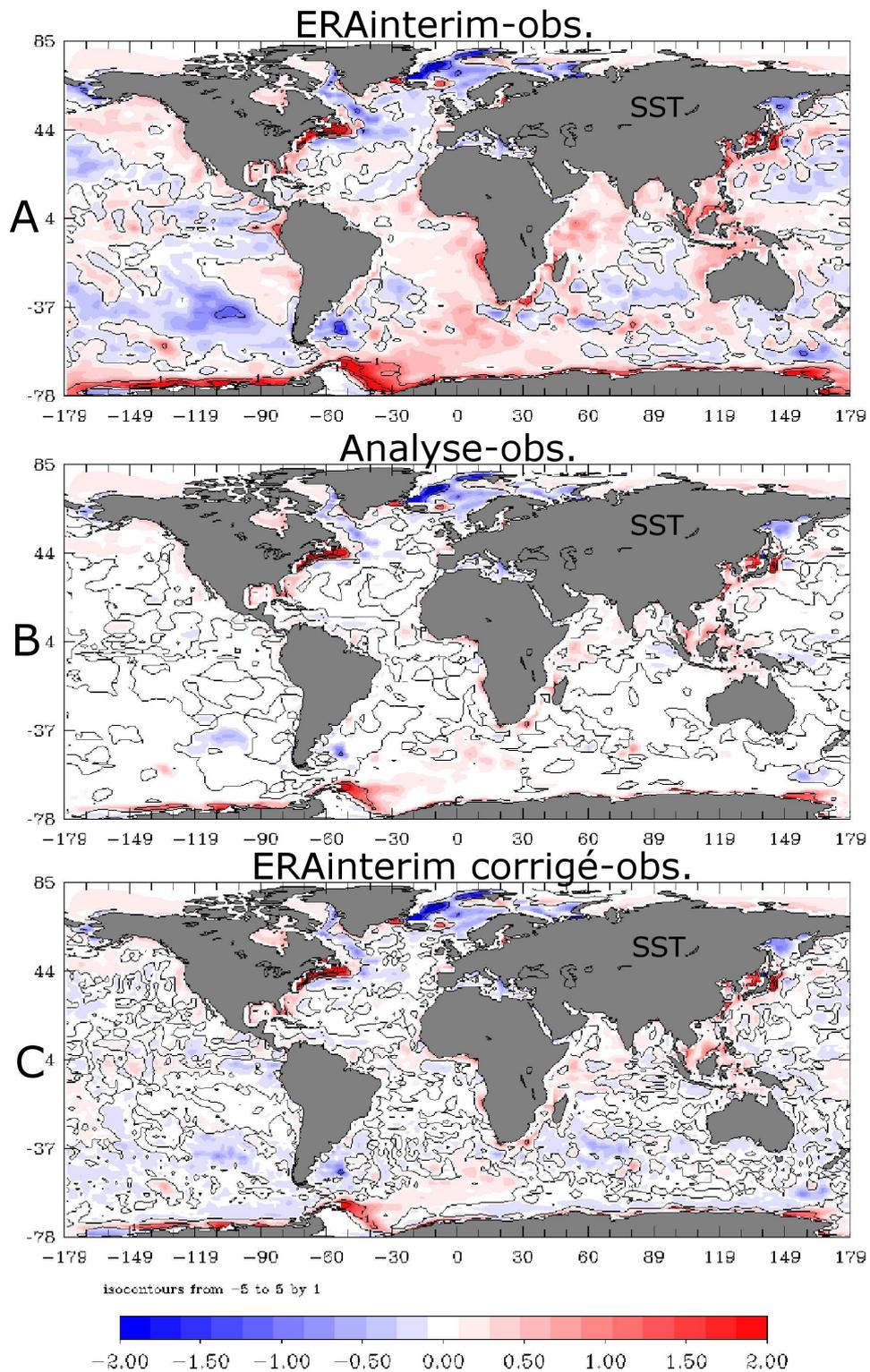


FIG. 6.7 – Différences en °C pour janvier 2004 entre moyennes mensuelles de SST observée et (A) simulée par le modèle forcé avec les paramètres ERAinterim originaux, (B) issue de l'étape d'analyse, (C) simulée par le modèle forcé par les paramètres corrigés.

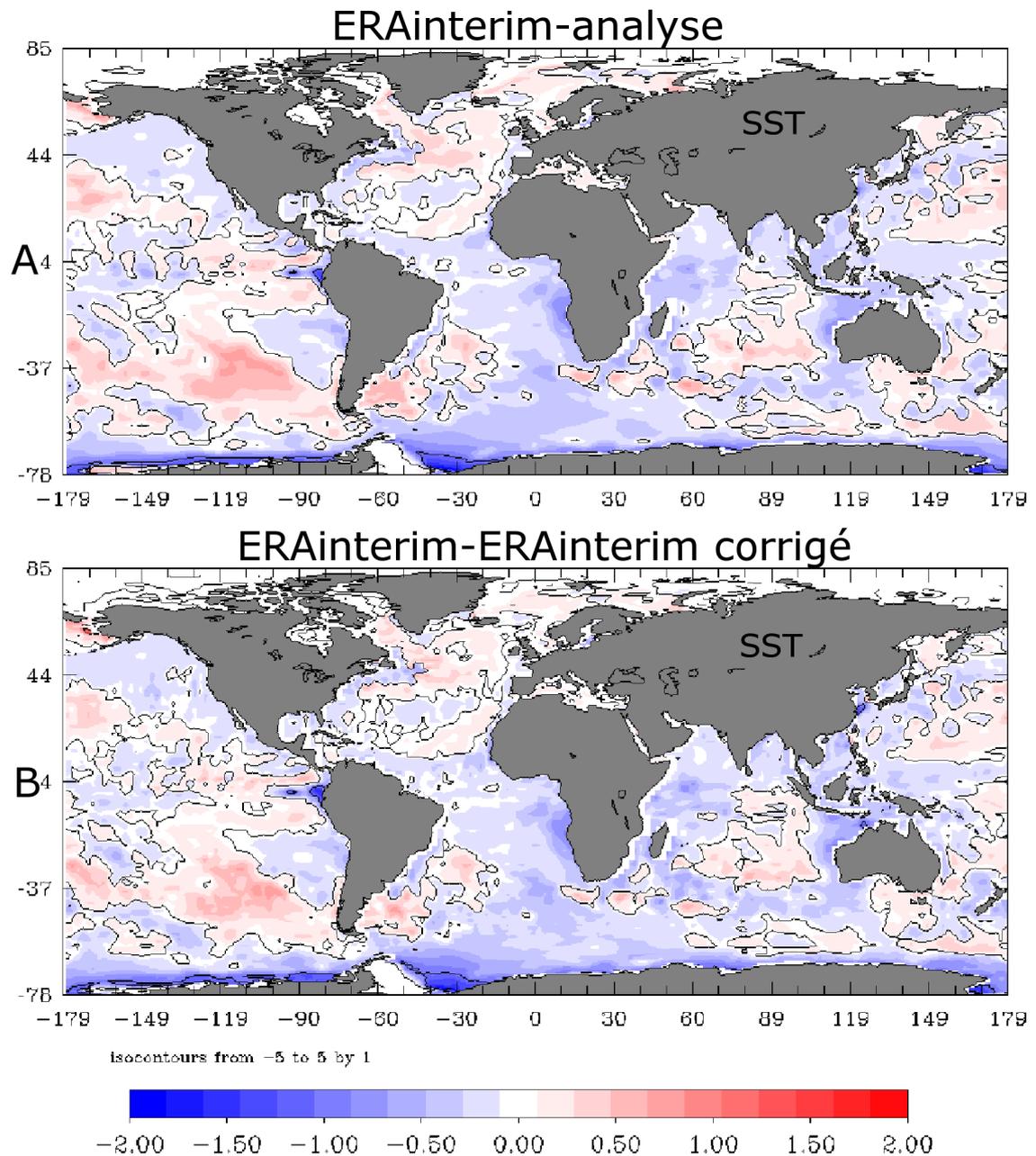


FIG. 6.8 – Différences en $^{\circ}\text{C}$ pour janvier 2004 entre moyennes mensuelles de SST simulée par le modèle forcé avec les paramètres ERAinterim originaux et (A) issue de l'étape d'analyse, (B) simulée par le modèle forcé par les paramètres corrigés.

Bien que la SST analysée, ou simulée avec les nouveaux paramètres soit plus proche des observations, il s'agit aussi de vérifier que ces deux étapes impactent la SST de référence de la même manière. Ceci revient simplement à s'assurer que la matrice de covariance d'erreur d'estimation est bel et bien représentative des erreurs de forçage dans le modèle. Dans la figure 6.8, on compare la SST de référence avec d'une part la SST analysée (A),

et d'autre part, la SST simulée avec les nouveaux paramètres (B). On peut constater que l'impact des paramètres corrigés dans le modèle et l'étape d'analyse elle-même conduisent sur ces cartes de différences à des anomalies positives et négatives similaires par rapport à la SST de référence. Par rapport à la simulation forcée avec les paramètres ERAinterim originaux, appliquer explicitement notre algorithme d'analyse ou utiliser les paramètres de forçage corrigé conduit donc à un incrément comparable. On a ici un résultat crucial pour la validation de la méthode, puisqu'il assure le fait que \mathbf{P}^f est effectivement construite de manière cohérente avec la réponse du modèle aux variations de forçage.

6.5 Bilan : Forces et faiblesses de la méthode

Comme on a pu le montrer tout au long de ce chapitre, le choix des paramétrisations mises en place pour l'estimation pratique des paramètres de forçage a nécessité de composer entre efficacité de l'analyse et réalisme des corrections obtenues. De par sa capacité à isoler dans une simulation courte l'impact des forçages sur l'état de surface, on pourrait envisager d'appliquer notre méthode à des systèmes opérationnels de prévision à court terme. En effet là où une correction de l'état de l'océan pose un problème de cohérence avec les paramètres de forçages utilisés, notre démarche propose une alternative permettant de conserver le lien interactif océan-atmosphère tout en corrigeant efficacement l'état de surface de l'océan. On aboutit donc ici à une méthode adaptée à notre contexte expérimental, et les études de sensibilité décrites ici confirment donc la possibilité d'estimer des corrections de paramètres de forçage atmosphérique avec notre méthode, et d'améliorer la fonction de forçage du modèle par assimilation de données de surface dans un contexte réaliste pour une durée d'un mois.

A condition de considérer des simulations de courte durée, on peut donc garantir la convergence du modèle vers les observations assimilées en corrigeant uniquement les variables atmosphériques de forçage. On peut alors identifier une limite à l'application d'une telle démarche : la réduction de l'écart entre la SST observée et celle de la simulation libre forcée par les paramètres corrigés n'est garantie qu'à condition d'initialiser l'étape d'analyse et la simulation libre par un état identique. Comme on l'a vu lors de la discussion sur la procédure d'initialisation, le fait de procéder pour chaque mois de manière indépendante empêche de remplir cette condition. Par conséquent, cette méthode ne permet pas de réduire l'écart instantané entre état de surface du modèle et observations dans une simulation libre de longue durée.

Cependant, les résultats présentés dans ce chapitre garantissent une construction de corrections de paramètres compatible avec notre connaissance a priori des erreurs de forçage. D'autre part, on a pris soin d'éviter d'introduire dans les corrections de forçage tout phénomène de compensation d'autres erreurs en isolant la part qui leur était attribuée dans l'écart aux observations de SST. Ces conclusions permettent donc l'étude des tendances à long terme de paramètres corrigés de la sorte et de leur utilisation pour forcer des simulations libres. On a reproduit l'ensemble de la démarche pour chacun des mois de la période de la réanalyse ERAinterim, aboutissant ainsi à un jeu de variables atmosphériques de forçage corrigé valable entre 1989 et 2007, qu'on présentera dans les chapitres 7 et 8.

Troisième partie

Résultats

Chapitre 7

Evaluation des corrections et de leur impact sur les flux

Sommaire

7.1	Objectifs	110
7.2	Corrections sur les paramètres atmosphériques	111
7.2.1	Evaluation de la structure spatiale des corrections	112
7.2.2	Comparaison zonale des jeux de données DFS4, ERAinterim et ERAinterim corrigé	119
7.3	Composantes radiative et turbulente du flux de chaleur total .	122
7.3.1	Flux radiatifs	123
7.3.2	Flux turbulents	126
7.4	Flux net	130
7.5	Synthèse du diagnostic avec FOTO	134
7.6	Construction du forçage corrigé	136

7.1 Objectifs

La méthode décrite dans les chapitres précédents nous a permis de produire une série de corrections mensuelles pour chacun des paramètres de forçage atmosphérique issus de la réanalyse ERAinterim entre 1989 et 2007. Ce chapitre, premier volet de la présentation des résultats, traite du diagnostic de ces corrections, ainsi que de leur impact sur le forçage. On se focalisera dans ce chapitre sur la comparaison du forçage corrigé avec les données ERAinterim originales d'une part, et avec celles du jeu de forçage DFS4 choisi comme référence (voir chapitre 3). On évalue donc ici le potentiel pour le forçage d'un modèle de notre jeu de données corrigé, et non sa cohérence avec des observations atmosphériques qui nécessiterait une approche différente avec des jeux de données spécifiques. Dans un travail ultérieur, il sera cependant important de comparer nos résultats à des bases de données indépendantes comme TAO, PIRATA, RAMA, OceanSITES ou Icoads, afin de préciser le diagnostic des paramètres de forçage obtenus.

On utilisera pour cette première évaluation un outil de diagnostic permettant de calculer les flux océan-atmosphère hors modèle, et développé par Brodeau (2007) au cours de sa thèse : FOTO (*Flux Offline Test for the Ocean*). Comme le modèle d'océan, FOTO utilise pour calculer les flux de surface les formules *Bulk* et les variables atmosphériques de forçage et permet donc d'estimer chacun des flux de surface décrits au chapitre 2, à une fréquence de 6 heures pour le flux de chaleur latente, le flux de chaleur sensible et le flux de quantité de mouvement, et 1 jour pour le flux net de chaleur, les flux radiatifs et le flux d'eau douce. Contrairement au cadre d'une simulation où la SST utilisée pour calculer les formules *Bulk* est celle du modèle lui-même, les champs de glace de mer et de SST utilisés par FOTO sont spécifiés à la fréquence d'un mois et issus d'observations. Les seules variables océaniques de surface ayant un impact réel sur l'estimation des flux sont la SST et les courants de surface. FOTO utilise un champ de SST observée (ici la SST mensuelle de Hurrell *et al.* (2008)), et une différence majeure avec les flux estimés par le modèle se résume à l'utilisation directe de la vitesse de vent \vec{U}_{10} au lieu de celle du vent relatif $\delta\vec{U}_{10}$. Les flux ainsi estimés seront donc différents de ceux calculés par le modèle avec les mêmes variables atmosphériques. Cette absence de rétroaction de l'océan sur le calcul des flux ne pose cependant pas de problème majeur en ce qui concerne le diagnostic d'un jeu de forçage, mais ne peut présager de façon précise de son impact dans le modèle. L'utilisation d'un tel outil, outre le fait qu'elle était jusqu'à présent l'une des seules méthodes de calibration et de validation des flux (Large *et Yeager*, 2004), présente l'avantage de calculer les flux avec la même fonction de forçage que le modèle NEMO.

On se propose donc dans ce chapitre de "traduire" par l'utilisation de FOTO les corrections apportées aux variables atmosphériques par notre méthode en termes de modifications de flux de surface. L'utilisation de ce type de diagnostic permet de comparer les différents flux de forçage obtenus avec une même référence en SST. On s'intéressera donc dans un premier temps aux paramètres de forçage corrigés, tant localement que globalement dans le temps et dans l'espace, pour remonter ensuite aux différents flux de surface. On terminera par le flux net de chaleur, résultat intégré de toutes les corrections apportées. Chacun de ces paragraphes fera écho à la comparaison préliminaire effectuée dans le chapitre 3 entre les jeux de forçage DFS4 et ERAinterim. Cette première étape dans le diagnostic des résultats est essentielle afin de construire un jeu de forçage effectivement

applicable au modèle d'océan, construction qu'on abordera à la fin de ce chapitre.

7.2 Corrections sur les paramètres atmosphériques

Comme on l'a vu dans le chapitre 6, la méthode mise en place nous a permis d'estimer des corrections mensuelles des paramètres atmosphériques de forçage issus de la réanalyse ERAinterim entre 1989 et 2007. Pour chacune des variables concernées, à savoir la température et l'humidité à 2 mètres, les vitesses de vent zonale et méridionale à 10 mètres, les flux radiatifs incident et infrarouge descendant, et les précipitations, on s'intéressera à la moyenne des corrections sur toute la période. En effet, comme on peut le voir pour la température (figure 7.1-A), l'humidité (figure 7.1-B) et le flux solaire incident (figure 7.1-C), on n'observe pas de discontinuité temporelle dans les corrections de paramètres, ce qui assure la pertinence d'un diagnostic des corrections moyennes. Ainsi, on a des corrections globales moyennes entre 1989 et 2007 de l'ordre de $-0,02\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour la température, $-0,1\text{ g/kg}$ pour l'humidité, et -2 W/m^2 pour les radiations solaires incidentes. On notera cependant une tendance nette des corrections de température et d'humidité (figure 7.1-AB) qui s'avèrent être en moyenne négatives entre 1989 et 1996, puis positives jusqu'en 2007. Diminuer (augmenter) la température et l'humidité revient respectivement à augmenter (diminuer) les pertes de chaleur sensible. Diminuer (augmenter) la température et l'humidité revient à augmenter (diminuer) l'intensité du flux de chaleur latente. Ces deux variations conjointes ont donc pour effet de refroidir (réchauffer) l'océan via les flux turbulents. Etudier leurs impacts de manière plus détaillée demanderait la mise en oeuvre d'expériences de sensibilité plus précises qui n'ont pas été menées dans le cadre de ce travail. On verra par la suite que cette tendance joue effectivement sur celle des flux turbulents.

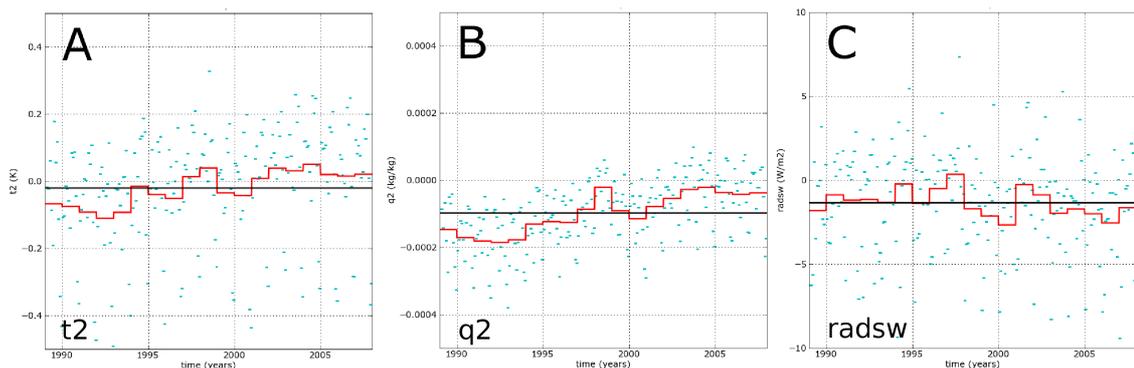


FIG. 7.1 – *Séries temporelles des moyennes globales des corrections de température en $^{\circ}\text{C}$ (A), d'humidité en kg/kg (B), et de flux solaire incident en W/m^2 (C) en moyennes mensuelles en bleu, annuelles en rouge, et moyennées sur la période 1989-2007 en noir.*

On évaluera donc dans un premier temps localement le réalisme et la cohérence avec les autres jeux de forçage des paramètres corrigés, avant de les observer par le biais de moyennes zonales.

7.2.1 Evaluation de la structure spatiale des corrections

Afin d’appréhender les corrections calculées, la première étape consiste à comparer les moyennes temporelles des variables entre 1989 et 2007 pour chacun des jeux de forçage. Revenons donc tout d’abord aux trois variables présentées dans le chapitre 3, et ayant illustré la comparaison entre DFS4 et ERAinterim : l’humidité de l’air q_2 , le flux solaire incident rad_{sw} , et l’intensité du vent \vec{U}_{10} . Il s’agit ici, par la comparaison de champs globaux de vérifier que la structure spatiale de nos variables corrigées est cohérente avec les jeux de forçage classiquement utilisés.

Dans les figures 7.2, 7.3, et 7.4, on remarque la structure principale grande échelle des variables est conservée par notre correction. Les modifications majeures concernent visiblement la bande inter-tropicale, avec par exemple dans l’océan Pacifique :

- Une diminution nette de l’humidité à l’ouest du bassin qui rapproche notre jeux de données de l’humidité de DFS4 (figure 7.2),
- Une augmentation du flux solaire incident, l’éloignant encore davantage du flux issu de DFS4 (figure 7.3),
- Une augmentation du module de vent (figure 7.4) pour se rapprocher des valeurs observées dans DFS4 pour lequel, comme on l’a souligné dans le chapitre 3, on avait utilisé les observations issues du satellite QUICKSCAT pour calibrer le vent.

Bien que le jeu de forçage corrigé observé à grande échelle soit a priori cohérent avec les jeux existants, il est difficile d’anticiper l’impact que va avoir la combinaison de telles modifications sur les flux d’une part, et sur l’océan in fine. On peut cependant remarquer que nos champs corrigés semblent contenir davantage de structures de petite échelle spatiale que ceux des variables DFS4 ou ERAinterim, et ce, même quand il s’agit de leur moyenne sur toute la période. D’autre part, l’amplitude des corrections appliquées étant faible par rapport aux valeurs des variables atmosphériques, il est difficile d’évaluer la pertinence de nos corrections en ne regardant que les champs “reconstruits”. La justification de notre méthode de correction des paramètres atmosphériques passe donc par l’étude des corrections elle-mêmes. De même que pour les variables présentées plus haut, on focalisera nos diagnostics sur des valeurs moyennes entre 1989 et 2007, en concentrant notre regard sur deux points principaux : l’importance des structures de petite échelle pressentie dans les figures 7.2-C, 7.3-C, et 7.4-C, et la présence éventuelle de corrections irréalistes (qu’on ne saurait mettre en évidence en ne regardant que les champs corrigés).

Dans les figures 7.5 et 7.6, on observe des cartes de différences entre les variables issues de ERAinterim et DFS4 (cartes de gauche), et de ERAinterim et ERAinterim corrigé (cartes de droite). La structure grande échelle de nos corrections apparaît comme essentiellement zonale, avec par exemple pour les radiations solaires incidentes (rad_{sw}) des corrections positives dans la bande intertropicale (de l’ordre de $15 W/m^2$), et négatives aux moyennes latitudes (de l’ordre de $-15 W/m^2$). On observe un comportement inverse pour les radiations infrarouges descendantes rad_{lw} avec des corrections négatives dans la bande intertropicale ($-5 W/m^2$), et positives aux moyennes latitudes ($5 W/m^2$). On identifie également des corrections plus élevées dans les zones de subsidence des bords Est de l’Atlantique et du Pacifique, particulièrement visibles sur les corrections de température

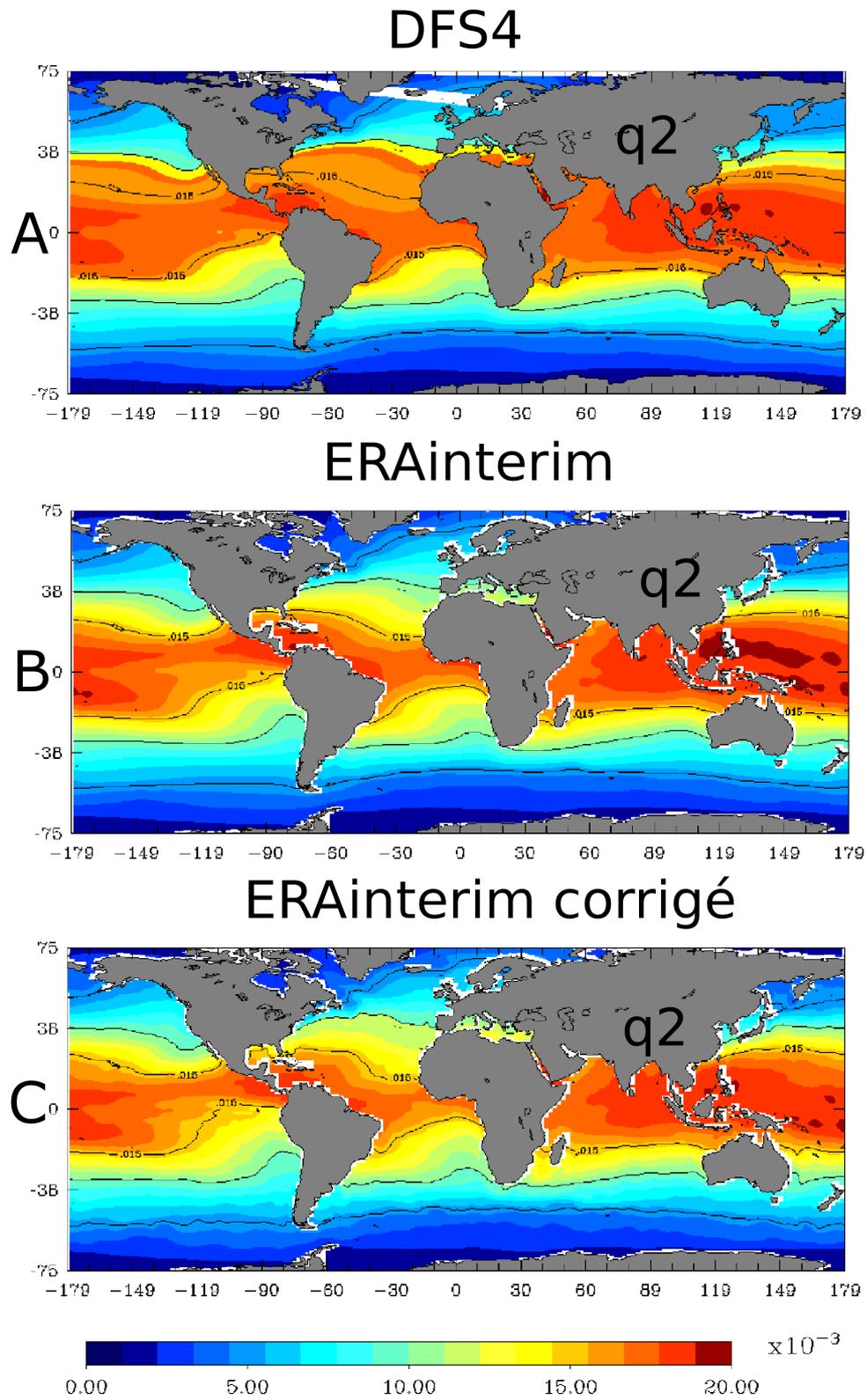


FIG. 7.2 – Moyenne entre 1989 et 2007 des humidités en kg/kg issues des jeux de forçage DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C).

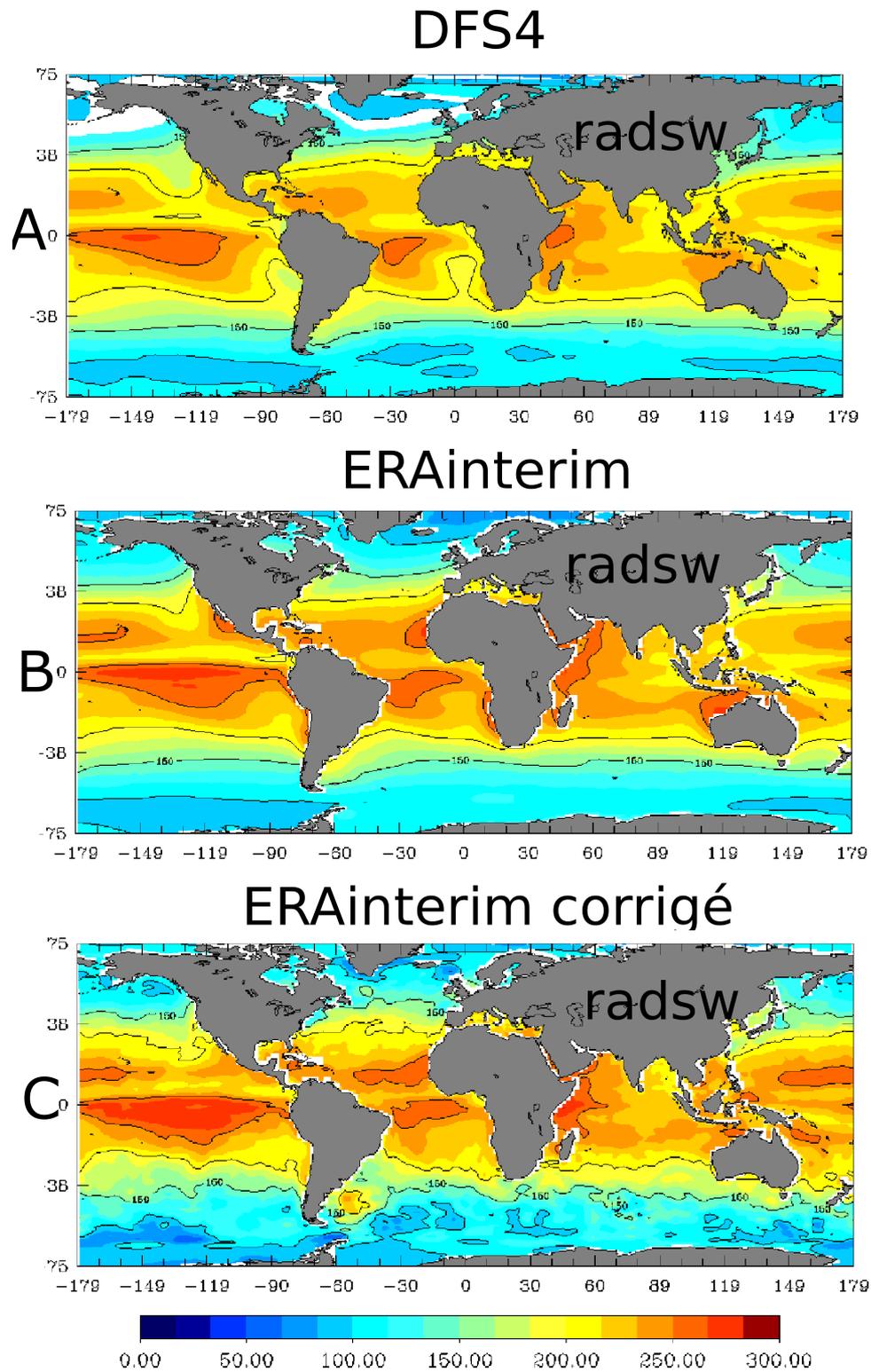


FIG. 7.3 – Moyenne entre 1989 et 2007 des flux solaires incidents en W/m^2 issus des jeux de forçage DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C).

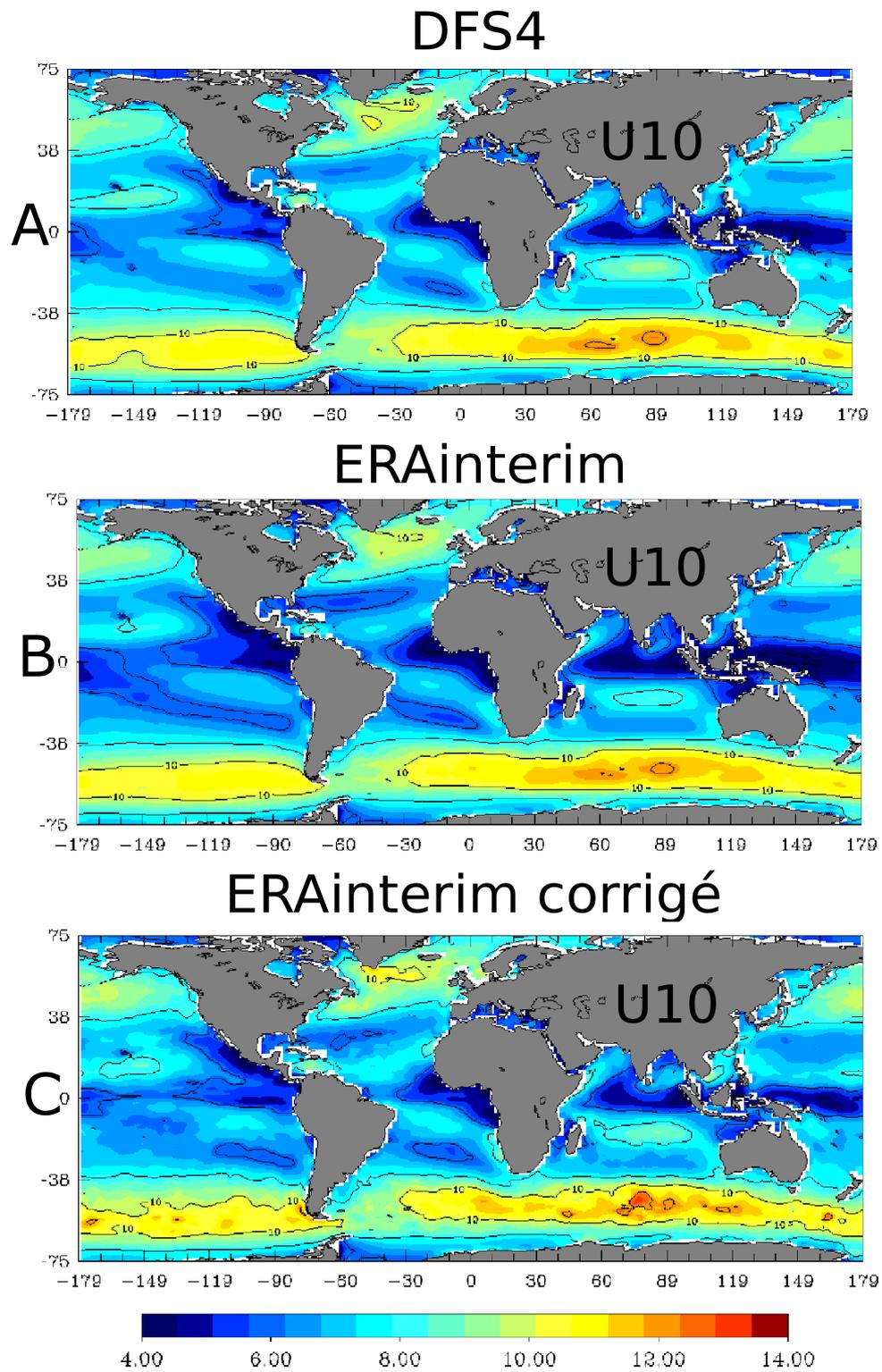


FIG. 7.4 – Moyenne entre 1989 et 2007 des modules de vent en m/s issus des jeux de forçage DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C).

(figure 7.5-B) et d'humidité (figure 7.5-D). A l'évidence, les corrections calculées par notre méthode laissent apparaître des structures de petite échelle qui n'ont rien de commun avec les champs des différences entre DFS4 et ERAinterim. Ces phénomènes, vraisemblablement dus à l'analyse dans sa version dite locale, sont particulièrement visibles dans l'océan austral pour les corrections de température (figure 7.5-B), de flux solaire incident (figure 7.5-F), et d'intensité de vent (figure 7.6-D). Outre le fait que ces structures n'ont pas de réel sens physique pour des corrections de variables atmosphériques, elles risquent de provoquer dans le modèle des instabilités qui tendraient à le faire dériver en se propageant.

Pour le flux solaire incident par exemple (figure 7.5-EF), on observe au sud des gradients de l'ordre de 20 à 40 W/m^2 pour une distance réduite. Si on peut expliquer la présence de structures de petite échelle par l'implémentation locale de l'analyse, l'amplitude des gradients de flux solaire incident relève d'un autre volet de la méthode appliquée. En effet, on a décrit la distribution de probabilité a priori des paramètres atmosphériques comme dérivée de leur variabilité sur la période de la réanalyse, en considérant une fenêtre de 3 mois autour du mois traité (voir chapitre 5). Or, si pour la température par exemple, on peut tout à fait imaginer des valeurs similaires à deux mois d'intervalle, le cas du flux solaire incident est complètement différent puisque le plus gros de sa variabilité va correspondre à la position de la terre par rapport au soleil. Utiliser sa variabilité sur 3 mois pour construire sa distribution de probabilité a priori amène donc à envisager des écarts potentiellement plus importants que la réalité, en tout cas en ce qui concerne les hautes latitudes. On atteint ici une limite de notre méthode puisque s'appuyant sur un espace multivarié, on ne peut pas scinder la détermination des distributions de probabilité a priori des différentes variables.

Les figures 7.5 et 7.6 nous permettent aussi de porter un regard plus précis sur les zones de forte advection dans le modèle. Comme on l'a décrit dans le chapitre 6, on s'est attaché à limiter l'amplitude des corrections dans ces zones-là, la majorité de la différence constatée entre simulation et observations étant attribuée non pas au forçage atmosphérique, mais à d'autres erreurs présentes dans le modèle. On constate ici que malgré ces précautions, les corrections appliquées aux paramètres dans ces zones (Gulf Stream, Kuroshio, Courant des Aghullas...) restent souvent excessives. On aura par exemple des corrections de température de plus de 2 °C (figure 7.5-B), et de flux solaire incident de l'ordre de 60 W/m^2 (figure 7.5-F) dans le Gulf Stream. Ici, le fait d'augmenter l'erreur d'observation et donc, de donner moins de pouvoir à l'assimilation de données n'est pas suffisant pour contraindre les corrections de paramètres à des valeurs réalistes.

On notera enfin que les corrections apportées au champ de précipitations sont quantité négligeable (figure 7.6-F). Ceci est essentiellement du au fait que les précipitations n'ont pas d'impact direct sur la température de surface de l'océan qui est la variable assimilée, leur rôle étant observable sur la modification de la salinité de surface. Or, même si on assimile également dans notre méthode une climatologie de SSS, l'erreur d'observation considérée pour celle-ci est trop élevée pour qu'on puisse s'attendre à des changements visibles en termes de précipitations. Ceci constitue cependant un résultat positif puisqu'il n'apparaissait pas dans les objectifs de ce travail de contraindre la SSS vers une climatologie, mais plutôt de l'empêcher de s'en éloigner démesurément. L'assimilation d'observations de SSS à l'image de celle qui a été mise en place pour la SST donnerait bien sûr des

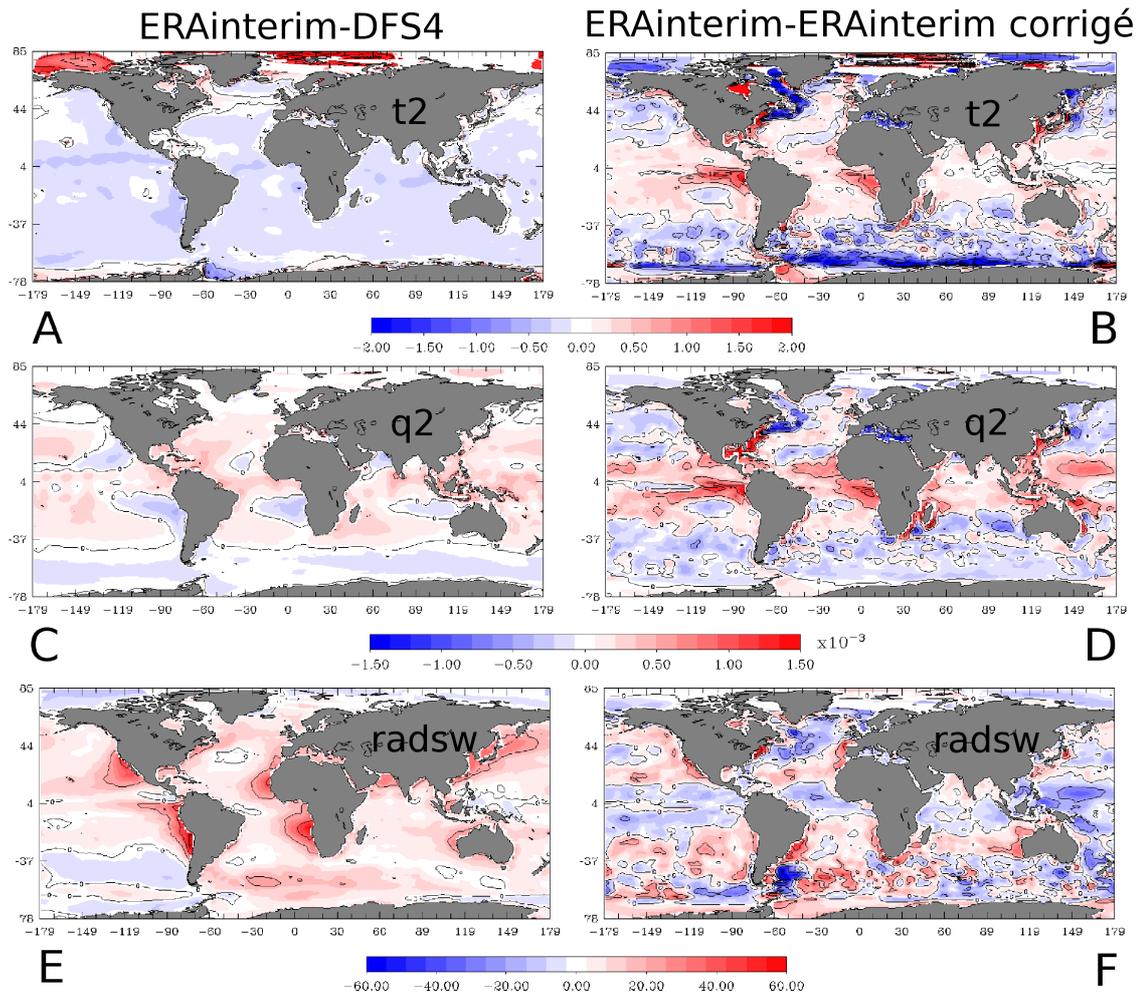


FIG. 7.5 – Moyenne entre 1989 et 2007 des différences entre ERAinterim et DFS₄ (ACE), et entre ERAinterim et ERAinterim corrigé (BDF) pour la température de l'air en °C (AB), l'humidité de l'air en kg/kg (CD) et les flux radiatifs incident en W/m² (EF).

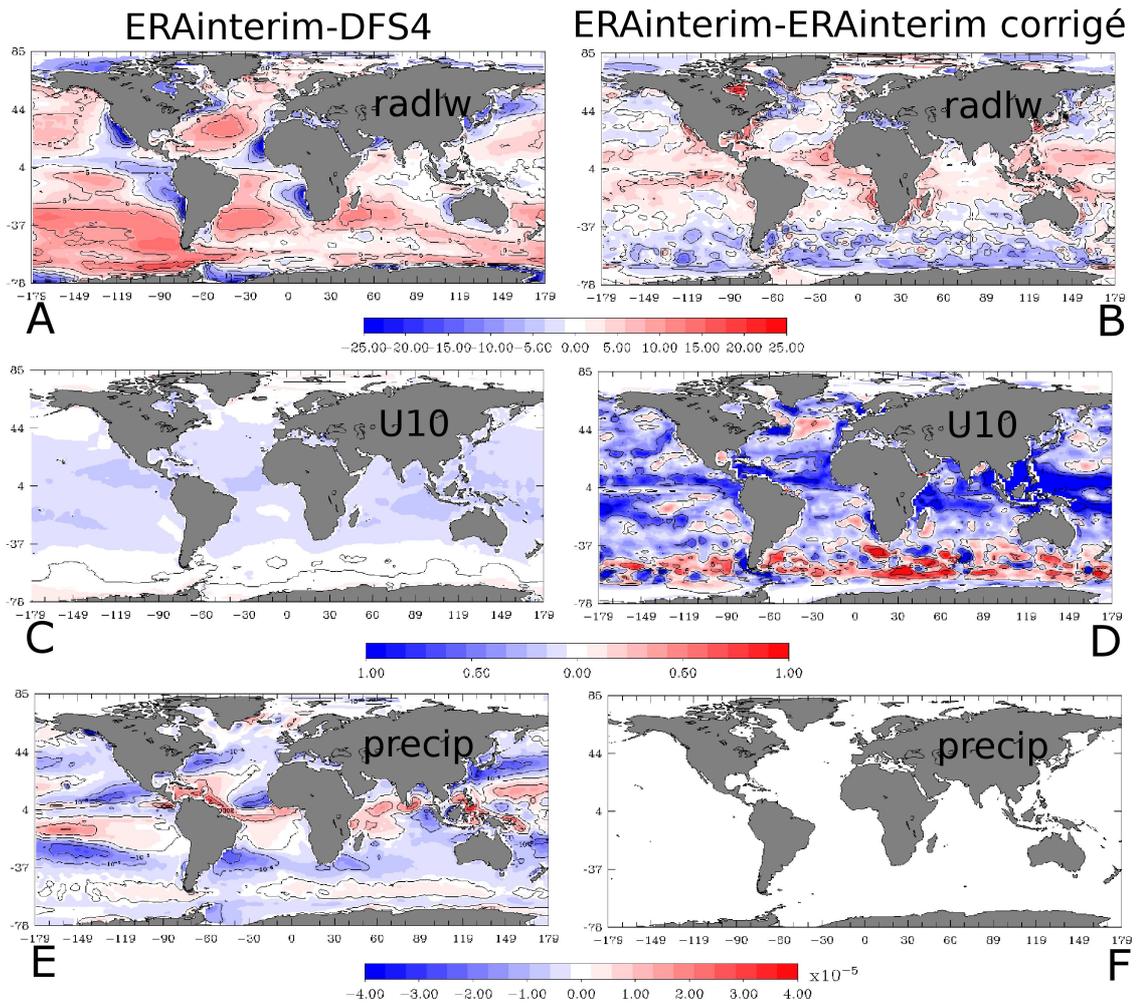


FIG. 7.6 – Moyenne entre 1989 et 2007 des différences entre ERAinterim et DFS₄ (ACE), et entre ERAinterim et ERAinterim corrigé (BDF) pour le flux radiatif infrarouge descendant en W/m^2 (AB), le module de vent en m/s (CD) et les précipitations en mm/s (EF).

résultats tout à fait différents.

Les limites de nos corrections ainsi identifiées seront donc à prendre en compte avant d'envisager l'application de ce nouveau forçage au modèle d'océan. Cependant, les dites limites concernant des valeurs locales du forçage, on peut d'ores et déjà s'intéresser à l'effet global de nos corrections sur la physique des flux. Pour s'affranchir de ces structures fines, on regardera dans le paragraphe suivant des moyennes zonales.

7.2.2 Comparaison zonale des jeux de données DFS4, ERAinterim et ERAinterim corrigé

La structure des variables atmosphériques de forçage étant essentiellement zonale, et les corrections apportées aux divers produits (réanalyses, observations) ayant servi à constituer DFS4 ayant été appliquées zonalement, l'évaluation de nos variables corrigées de manière zonale apparaît comme une approche cohérente avec la problématique de forçage atmosphérique.

En comparant les moyennes zonales des paramètres atmosphériques moyens issus des trois jeux de forçage (figure 7.7), on constate dans un premier temps que les variables corrigées sont bien du même ordre de grandeur que celles de DFS4 et ERAinterim. Etant données les très faibles différences observables par ce diagnostic entre la plupart des variables (de l'ordre de $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour la température, ou de $0,2\text{ g/kg}$ pour l'humidité par exemple), il est difficile d'identifier l'effet général de notre correction. On peut cependant observer de manière nette les différences de flux solaire incident entre les trois jeux de variables atmosphériques dans la bande inter-tropicale (40N-40S) avec des valeurs de l'ordre de 230 W/m^2 pour DFS4, 240 W/m^2 pour ERAinterim et 245 W/m^2 pour ERAinterim corrigé. Alors que le biais chaud observé avec ERAinterim était diminué par DFS4 par la réduction de l'apport solaire incident (voir chapitre 3), on constate ici que nos corrections tendent plutôt à augmenter ce flux. En toute logique, puisque l'ensemble des corrections apportées a pour dessein de diminuer l'excès de chaleur simulé par le modèle lorsqu'on le force avec les variables ERAinterim, cette augmentation de flux solaire incident devrait être compensée par une autre modification, entraînant un autre mécanisme qui refroidirait l'océan. Prêtons donc attention de manière plus détaillée à la bande intertropicale.

Sur la figure 7.8, on constate que l'augmentation d'approximativement 5 W/m^2 du flux solaire incident dans la bande intertropicale s'accompagne d'une augmentation de l'intensité du vent ($0,5\text{ m/s}$), d'une diminution des température et humidité de l'air (respectivement $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ et $0,5\text{ g/kg}$), et d'une diminution du flux infrarouge descendant (5 W/m^2). Chacune de ces modifications va avoir un effet positif ou négatif sur le flux net de chaleur, et c'est la somme de ces contributions qui influera sur l'océan. Ainsi, une température et une humidité plus faibles encourageront la perte de chaleur de la surface de l'océan par échange sensible et latent. De même un vent plus intense favorisera le refroidissement de la surface. Le flux infrarouge descendant présenté ici correspond quant à lui au rayonnement de l'atmosphère vers l'océan, c'est donc un gain de chaleur qui s'ajoute à la ré-émission infrarouge de l'océan lui-même pour donner le flux net infrarouge, contribution essentiellement négative pour l'océan (perte de chaleur).

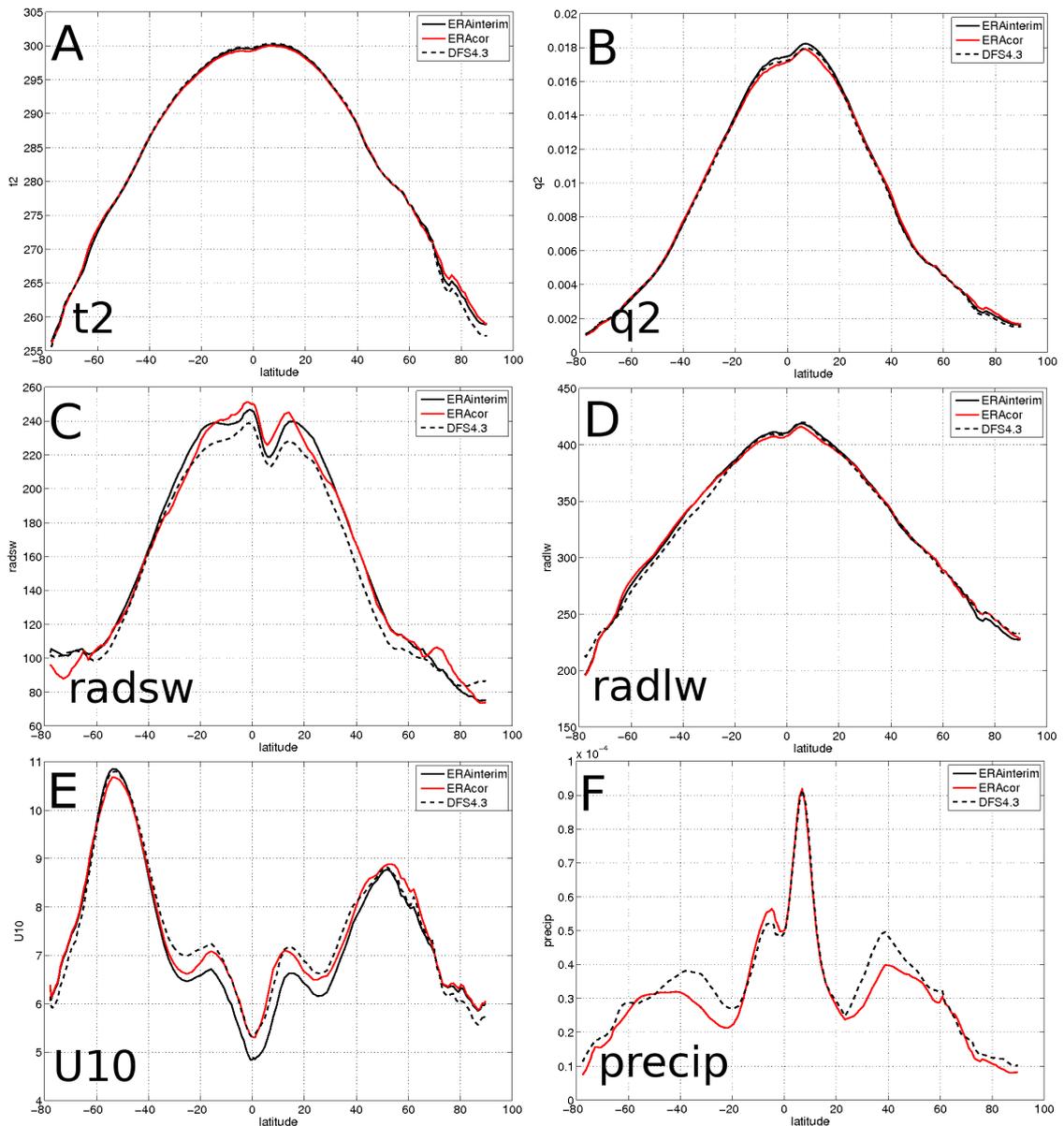


FIG. 7.7 – Moyennes zonales des paramètres de forçage entre 1989 et 2007 issus de DFS4 (en pointillés noir), ERAinterim (en trait plein noir), et ERAinterim corrigé (en rouge), pour la température en $^{\circ}\text{C}$ (A), l'humidité en kg/kg (B), le flux radiatif incident en W/m^2 (C), le flux infrarouge descendant en W/m^2 (D), la norme de la vitesse de vent en m/s (E), et les précipitations en mm/s (F).

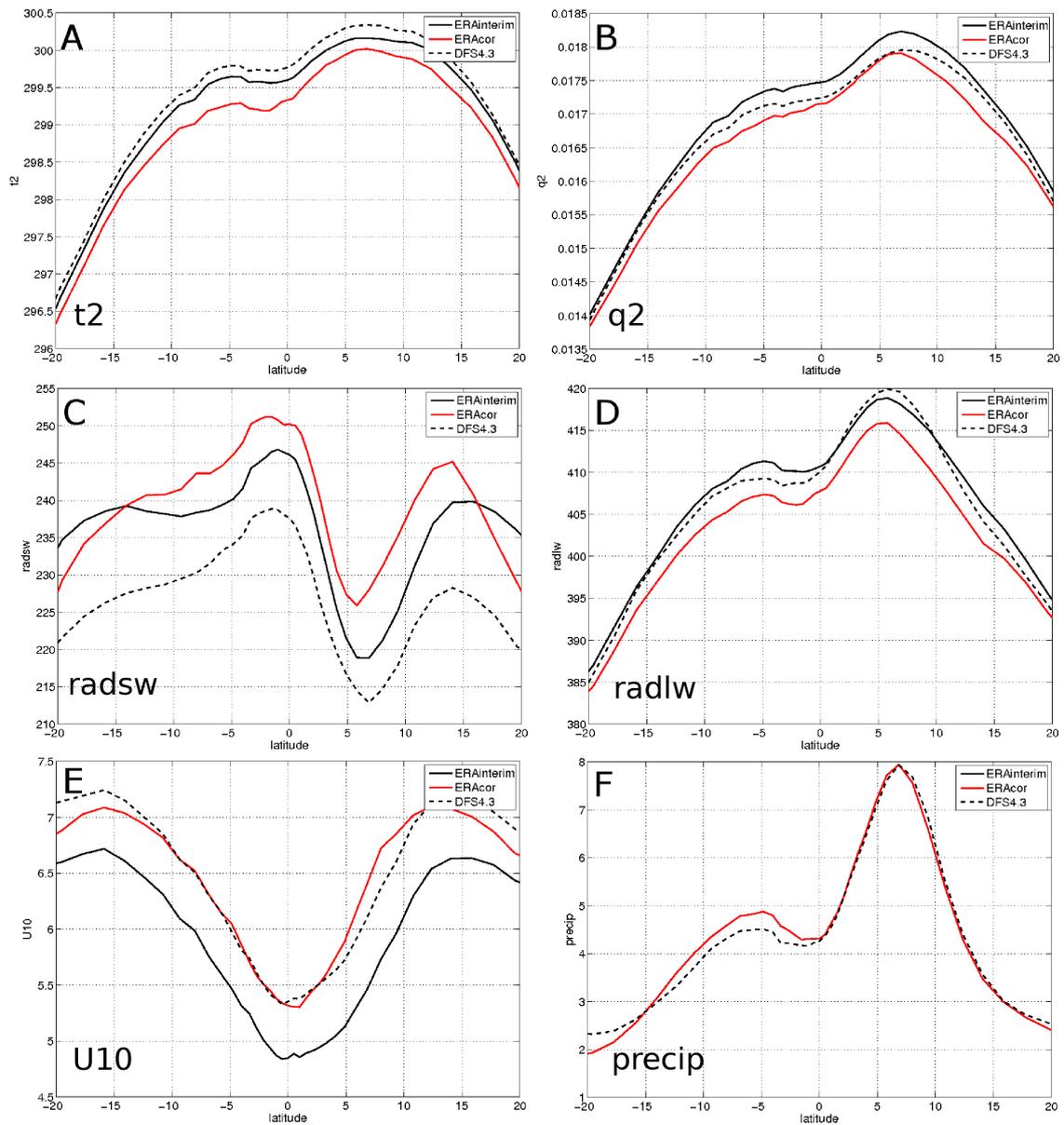


FIG. 7.8 – Moyennes zonales dans la bande intertropicale 20N-20S des paramètres de forçage entre 1989 et 2007 issus de DFS4 (en pointillés noir), ERAinterim (en trait plein noir), et ERAinterim corrigé (en rouge), pour la température en $^{\circ}\text{C}$ (A), l'humidité en kg/kg (B), le flux radiatif incident en W/m^2 (C), le flux infrarouge descendant en W/m^2 (D), la norme de la vitesse de vent en m/s (E), et les précipitations en mm/s (F).

7.3 Composantes radiative et turbulente du flux de chaleur total

Comme on l'a vu dans le chapitre 2, chacune des variables atmosphériques dont on a estimé et évalué les corrections interviennent dans l'estimation des flux entre l'océan et l'atmosphère. On se concentrera ici sur les flux de chaleur, délaissant en apparence seulement ceux d'eau douce et de quantité de mouvement pour les raisons suivantes :

- Le flux de quantité de mouvement, et donc le vent, sont intimement liés à la composante turbulente du flux de chaleur. On ne néglige donc pas de s'intéresser aux corrections de vent en ne regardant pas directement la tension $\vec{\tau}$.
- Comme on l'a montré dans la section précédente, les précipitations ne sont pas significativement modifiées par nos corrections. La correction du flux d'eau douce viendra donc uniquement des modifications de l'évaporation. Cette dernière découlant directement du flux de chaleur latente, on en étudie effectivement l'évolution en diagnostiquant ce dernier. On notera qu'il ne s'agit en aucun cas de minimiser l'importance d'un bilan d'eau douce équilibré dans le système, cette dernière considération étant abordée à la fin de ce chapitre.

On partagera donc la section suivante en deux parties, l'une traitant des flux radiatifs, et l'autre des flux turbulents. Conventionnellement en océanographie le flux radiatif Q_{rad} soit une quantité positive (gain de chaleur pour l'océan) et le flux turbulent Q_{trb} une quantité négative (perte de chaleur pour l'océan). Afin de faciliter les comparaisons, on s'intéressera aux valeurs absolues de ces deux composantes pour illustrer nos diagnostics. On procédera de la même manière pour les flux de chaleur latente Q_{lat} , et de chaleur sensible Q_{sens} dont la somme correspond aux flux turbulents, et qui sont essentiellement négatifs (perte de chaleur pour l'océan). Le flux radiatif total est quant à lui composé de la somme d'un terme positif, le flux solaire incident Q_{sw} , et d'une composante négative le flux net infrarouge Q_{lw} (lui même étant la différence entre le rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère rad_{lw} et celui ré-émis par l'océan). Afin de respecter la composition des flux radiatifs comme la somme de deux termes, on représentera donc le flux radiatif infrarouge et le flux solaire incident en valeurs algébriques ($Q_{lw} < 0$ et $Q_{sw} > 0$).

La figure 7.9 illustre la contribution moyenne des composantes turbulente et radiative des flux estimés avec les variables DFS4. L'état d'équilibre de l'océan réside donc dans le dosage de chacune de ces composantes du flux de chaleur. Qu'il s'agissent de l'une ou de l'autre, leur intensité est plus élevée aux basses latitudes, impliquant des changements significatifs en cas de modification proportionnelle.

On regarde donc l'impact de nos corrections sur les différentes composantes du flux net de chaleur, en conservant la même démarche que pour les variables atmosphériques, à savoir le diagnostic de la variabilité temporelle des flux DFS4, ERAinterim et ERAinterim corrigé entre 1989 et 2007, puis l'étude de cartes moyennes sur toute la période, et enfin leurs moyennes zonales.

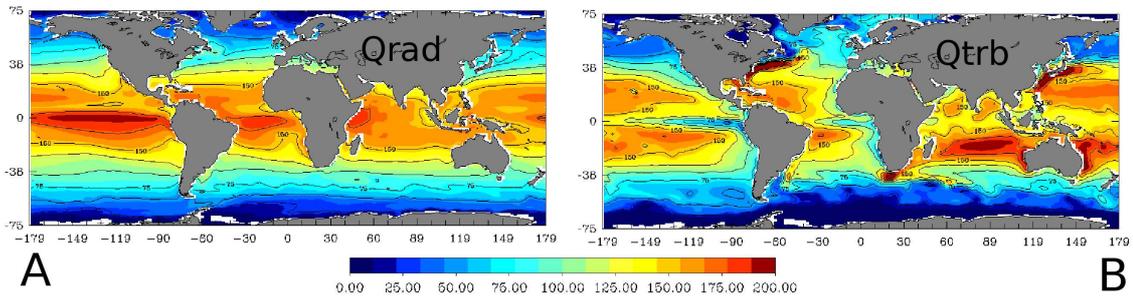


FIG. 7.9 – Moyennes entre 1989 et 2007 des contributions radiative (A) et turbulente (en valeur absolue) (B) au flux net de chaleur (W/m^2) estimé avec DFS4. Le flux net de chaleur sera la différence $Q_{rad} - Q_{trb}$.

7.3.1 Flux radiatifs

Comme on l'a vu au chapitre 2, parmi les différentes composantes du flux net de chaleur, les radiations descendantes solaire (rad_{sw}) et infrarouge (rad_{lw}) constituent la part n'étant pas estimée par les formules *Bulk*, mais directement déduite de produits satellitaires ou de réanalyses atmosphériques. De ces deux composantes on déduit le flux solaire incident Q_{sw} et le flux net infrarouge Q_{lw} . La principale source d'erreur dont pâtissent ces flux réside dans la mauvaise connaissance que l'on a de la couverture nuageuse. Comme on l'a vu dans le chapitre 3, on observait dans le jeu de données ERAinterim des flux radiatifs plus élevés que dans le jeu de forçage DFS4, menant à un biais chaud important, notamment dans la bande intertropicale.

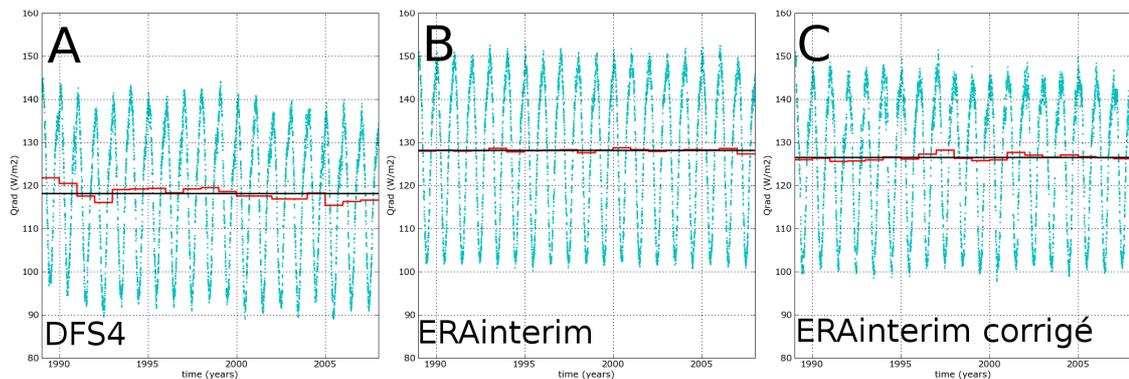


FIG. 7.10 – Séries temporelles du flux radiatif net global (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim corrigé (C) : moyennes journalières en bleu, annuelles en rouge, et moyenne sur toute la période en noir.

Dans la figure 7.10, on constate en effet qu'ERAinterim présentait un gain entre 1989 et 2007 d'un peu moins de $130 W/m^2$ par le flux radiatif net, contre un peu moins de $120 W/m^2$ pour DFS4. Notre correction diminue légèrement l'apport radiatif de manière globale, mais reste cependant plus proche des valeurs d'ERAinterim que de celles de DFS4. On constate d'autre part sur cette figure qu'il n'existe pas de discontinuité temporelle dans

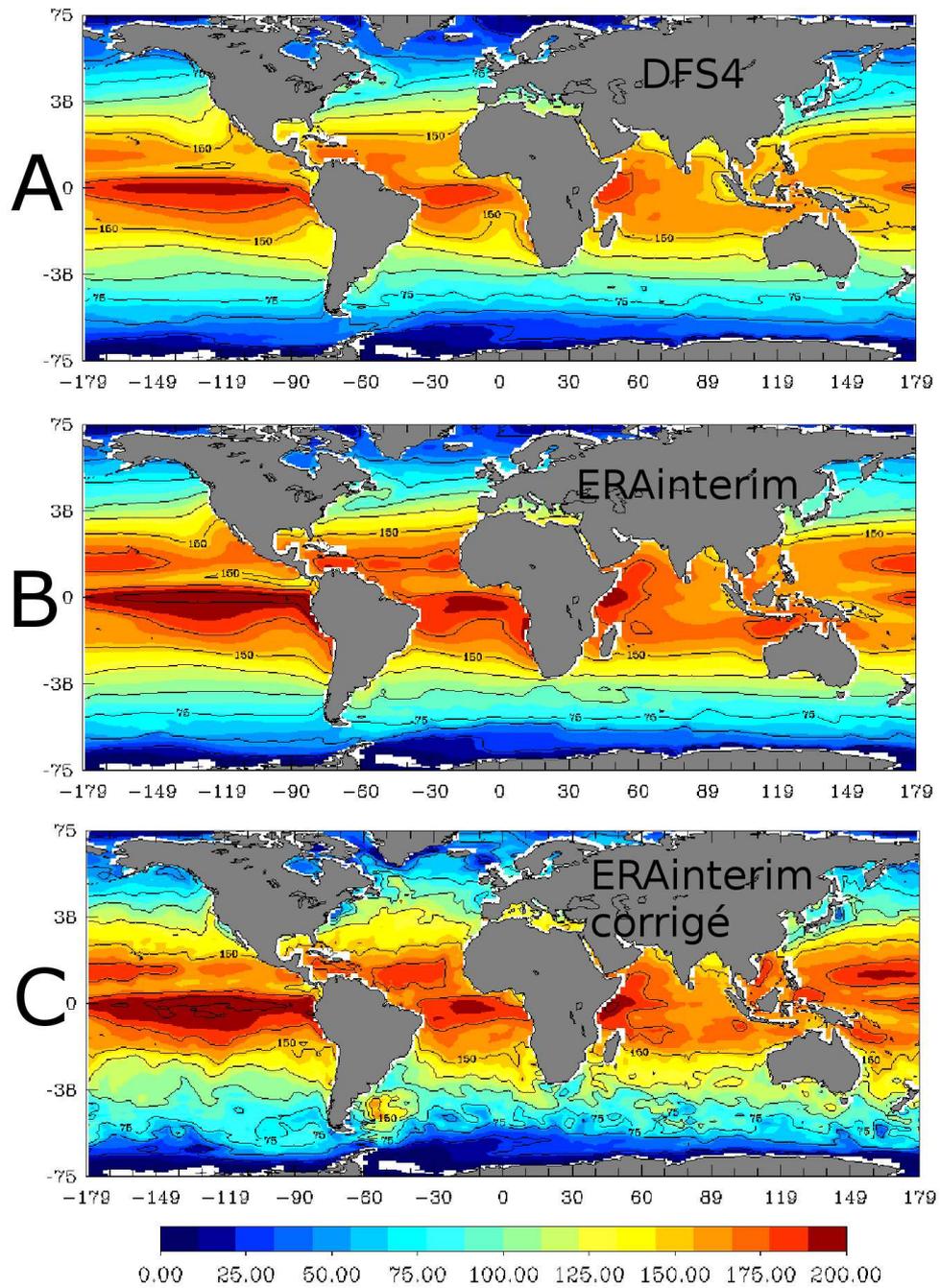


FIG. 7.11 – Cartes du flux radiatif net moyen (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim corrigé (C).

les valeurs des flux radiatifs, alors que DFS4 montre une légère tendance négative, ce qui nous permettra par la suite de centrer nos diagnostics sur les moyennes de ces flux entre 1989 et 2007, sans pour autant négliger une partie de l'information.

Si on s'intéresse maintenant aux cartes de flux radiatifs nets moyens entre 1989 et 2007 pour chacun des trois jeux de forçage (figure 7.11), on constate que par nos corrections, on tend à réduire le flux radiatif à l'extérieur de la bande intertropicale 30N-30S, sans apporter de modification majeure au sein de cette même bande de latitudes, mis à part peut être l'est du Pacifique où apparaît une augmentation significative, bien qu'elle soit locale. On notera de nouveau les structures de petite échelle apparaissant dans notre jeu de forçage corrigé et aboutissant à un signal bien plus bruité que celui de ses homologues DFS4 et ERAinterim.

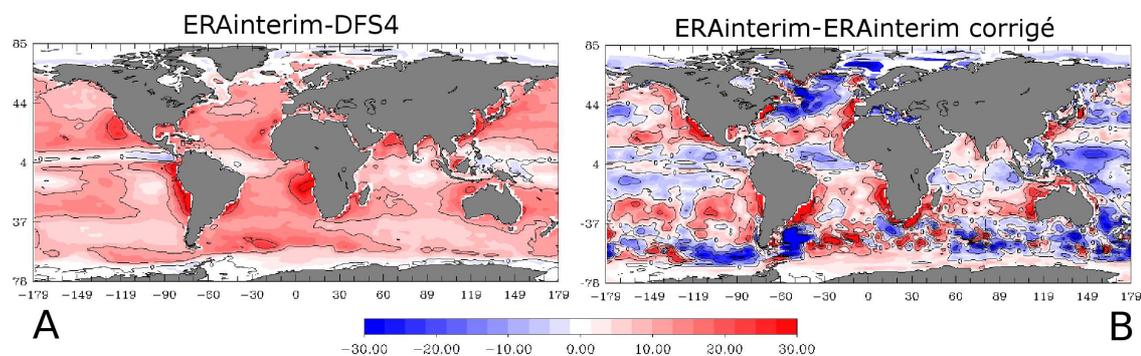


FIG. 7.12 – Cartes de différences entre les flux radiatifs moyens (en W/m^2) entre 1989 et 2007 issus de ERAinterim et DFS4 (A), et de ERAinterim et ERAinterim corrigé (B). Les valeurs positives (rouge) correspondent aux zones où l'apport de chaleur par les flux radiatifs est plus important dans ERAinterim.

En regardant maintenant de plus près la correction elle-même traduite en termes de flux radiatifs (figure 7.12), on prend la mesure de l'importance de ces phénomènes de petite échelle. En effet, comparé à la carte de différence entre les flux radiatifs ERAinterim et DFS4 (figure 7.12-A), celle de la différence entre ERAinterim et notre flux corrigé, correspondant à l'incrément de nos corrections sur les flux radiatifs (figure 7.12-B) présente une structure bien différente, avec dans l'hémisphère sud des gradients de l'ordre de $60 W/m^2$ sur des distances réduites. On peut alors imaginer sans difficulté que ces variations n'ont rien de réaliste d'une part, et que d'autre part, ce type de forçage ne pourrait convenir tel quel à un modèle de circulation générale océanique. Cependant, on distingue aussi des structures à grande échelle intéressantes à exploiter, comme au large des côtes du continent nord-est américain par exemple. Afin de distinguer les caractéristiques à plus grande échelle de cette composante du flux, on présentera ici, de même qu'il a été fait pour les variables atmosphériques, les moyennes zonales des flux radiatifs.

Nos corrections, comme on l'avait pressenti au regard de la figure 7.12, impactent le flux radiatif total (figure 7.13-A) de la manière suivante :

- Peu de modifications entre 20N et 20S, si ce n'est une augmentation de l'ordre de

2 W/m^2 aux alentours de 10N, correspondant vraisemblablement à l'augmentation observée auparavant dans l'est du Pacifique tropical.

- Une sensible diminution entre 20S et 40S, et entre 20N et 40N, qui fait tendre notre flux corrigé vers les valeurs de celui issu de DFS4.
- Partout ailleurs, le flux radiatif total semble très proche de celui issu d'ERAinterim, excepté au delà de 70N, mais cette augmentation significative, est à attribuer à des corrections excessives dans ces zones (voir chapitre 6).

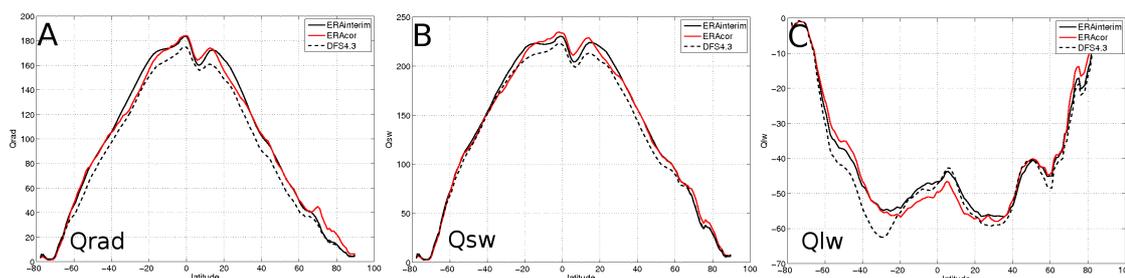


FIG. 7.13 – Moyennes zonales (en W/m^2) entre 1989 et 2007 du flux radiatif total (A), du flux solaire incident (B), et du flux infrarouge net (C), estimés par FOTO à partir des variables ERAinterim (en trait plein noir), DFS4 (en pointillés noirs), et ERAinterim corrigé (en rouge), et de la SST de Hurrel.

Bien que le signe de ces modifications soit pour l'essentiel imputable au flux solaire incident (figure 7.13-B), on soulignera que son effet est amoindri dans la bande 40N-40S par une augmentation significative de l'intensité des pertes par flux net infrarouge, alors que dans cette zone ERAinterim et DFS4 partageaient des valeurs similaires.

Pour résumer le contenu de ce paragraphe sur les flux radiatifs, on mettra en valeur deux points essentiels. Comme le suggérait l'étude des corrections de paramètres elle-mêmes, on obtient par notre méthode un flux présentant des structures de petite échelle, ainsi que des corrections excessives dans les zones majoritairement advectives qui parasitent le signal global et rendent difficile l'application d'un tel forçage de manière brute à un modèle de circulation générale océanique. On a cependant mis en évidence le fait que notre méthode tend à augmenter les flux radiatifs dans la bande de latitudes 20N-20S, puis qu'il diminue vers les plus hautes latitudes, pour finalement être comparable au flux ERAinterim au delà de 40N et 40S, amenant à un bilan global à peine inférieur à celui de ERAinterim. On avait supposé lors du diagnostic des corrections des variables atmosphériques que le fait de ne pas diminuer significativement l'apport solaire comme on l'observe dans le jeu de forçage DFS4 pouvait être compensé par des échanges turbulents d'intensité supérieure. On va donc maintenant s'intéresser à cette part turbulente du flux de chaleur.

7.3.2 Flux turbulents

Les flux turbulents de chaleur comprennent le flux de chaleur latente, principal puits de chaleur de l'océan, et le flux de chaleur sensible correspondant lui aussi généralement

à une perte de chaleur mais d'intensité bien moindre que le premier, excepté aux hautes latitudes où l'air froid reste sec. Tout deux dépendent des température et humidité de l'air et de la vitesse du vent, et sont estimés par les formules *Bulk* (voir chapitre 2). Outre le fait d'être calculés par le biais de formules empiriques, ils souffrent, à l'instar des flux radiatifs, d'erreurs dues aux incertitudes sur les variables atmosphériques pré-citées. On a vu au chapitre 3 que l'intensité des flux turbulents d'ERAinterim était inférieure à celle des flux DFS4, ce qui signifie donc une perte de chaleur moins importante, ceci étant de nouveau plus marqué dans la bande intertropicale.

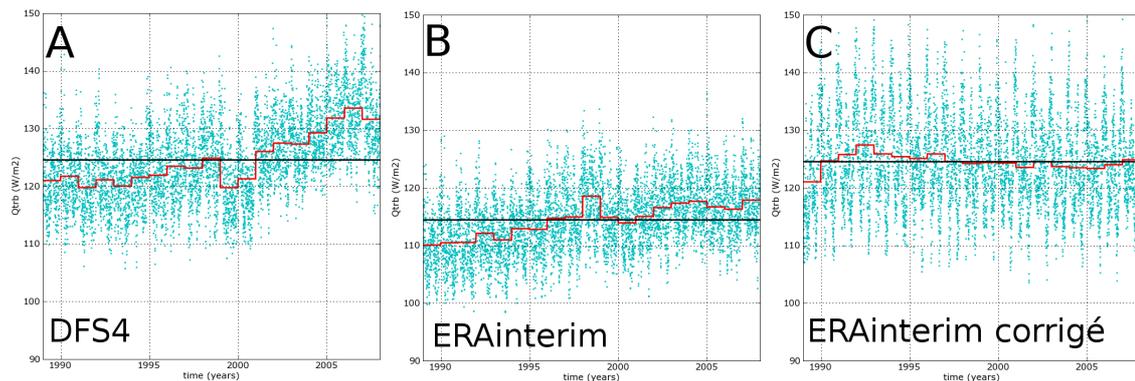


FIG. 7.14 – Séries temporelles des flux turbulents globaux (valeur absolue) (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim corrigé (C) : moyennes journalières en bleu, annuelles en rouge, et moyenne sur toute la période en noir. Ce flux est une perte de chaleur pour l'océan.

Dans un premier temps, l'étude des séries temporelles de ces flux turbulents pour les trois jeux de données nous montrent que si on pouvait observer une tendance nette à l'augmentation dans le temps de l'intensité des flux DFS4 et ERAinterim (figure 7.14-AB), on a dans le cas de nos flux corrigés (figure 7.14-C), une évolution plus stable dans le temps. Nos corrections ont donc estompé une tendance qui était présente dans ERAinterim, mais aussi de manière plus marquée dans DFS4, et qui n'est pas cohérente a priori avec le réchauffement global observé au cours des années 90 (*Bindoff et al.*, 2007). D'autre part, on constate qu'avec notre méthode on a effectivement augmenté la perte de chaleur par échange turbulent pour atteindre une valeur équivalente en moyenne à celle de DFS4 (de l'ordre de $125 W/m^2$), alors que le jeu de données original ERAinterim amenait plutôt à une perte de l'ordre de $115 W/m^2$). Il apparaît alors probable que le biais chaud occasionné par les variables de forçage ERAinterim soit réduit, dans le cadre de cette méthode d'assimilation de données, par une augmentation des pertes de chaleur par échange turbulent.

Dans la figure 7.15, outre de nouveau le constat de la présence de structures de petite échelle, on peut regarder plus en détail cette augmentation de l'intensité du flux turbulent. On voit donc que notre référence ERAinterim (figure 7.15-B) était globalement bien en dessous des valeurs obtenues avec les variables DFS4 avec des différences de l'ordre de $20 W/m^2$ dans le Pacifique subtropical et l'océan Indien (figure 7.15-A), et notre correction (figure 7.15-C) tend à rendre le champ plus cohérent avec DFS4 avec notamment une augmentation significative (une vingtaine de W/m^2 en moyenne) de l'amplitude du flux

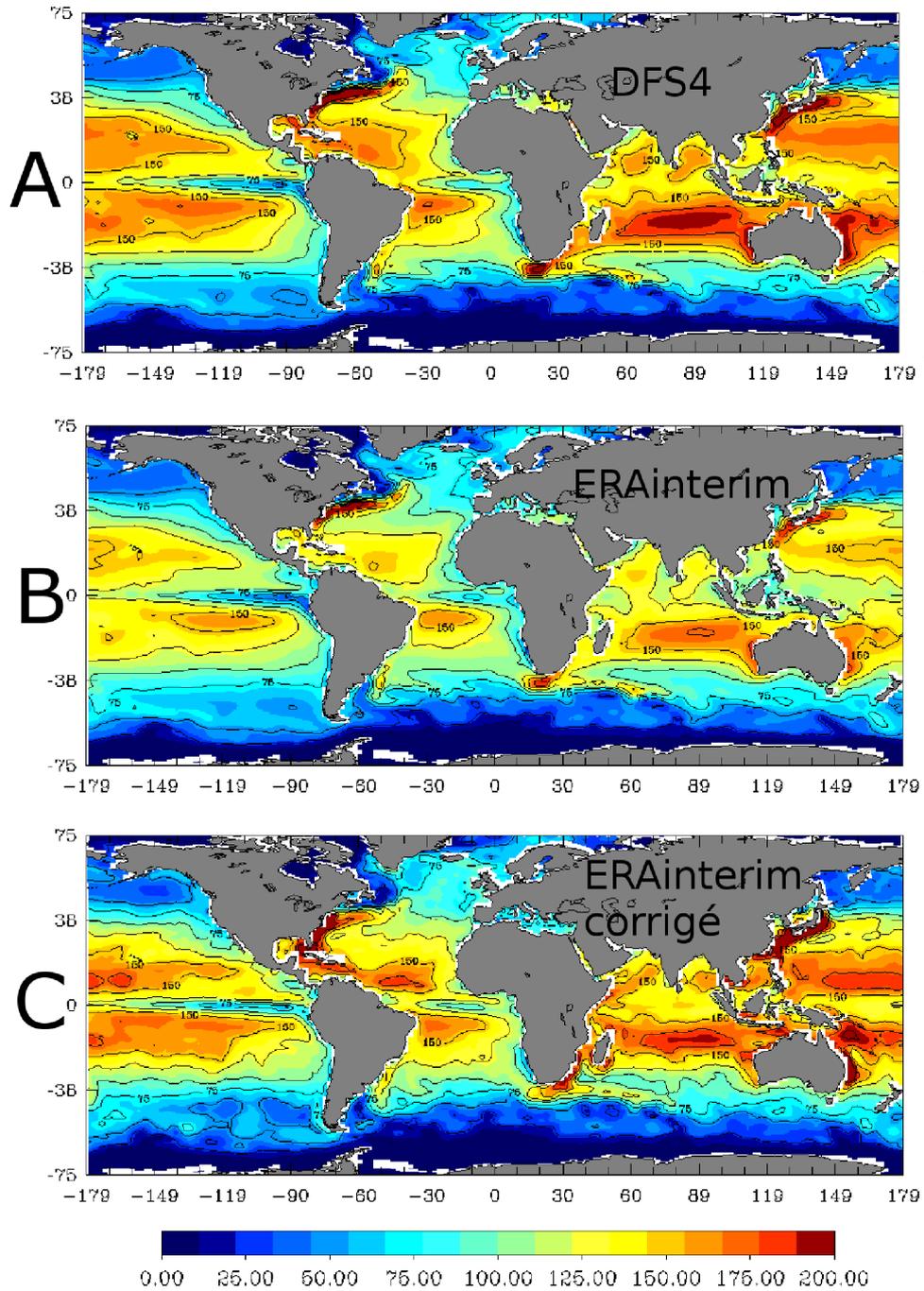


FIG. 7.15 – Cartes du flux turbulent moyen (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim corrigé (C).

turbulent dans une large bande intertropicale (40N-40S). On notera également qu'à l'endroit où on avait observé une augmentation nette du flux radiatif dans l'est du pacifique tropical, on assiste également à une augmentation du flux turbulent amenant à une valeur supérieure à celle de DFS4. Notre méthode assure donc visiblement une certaine cohérence entre les effets conjugués des flux radiatifs et turbulents.

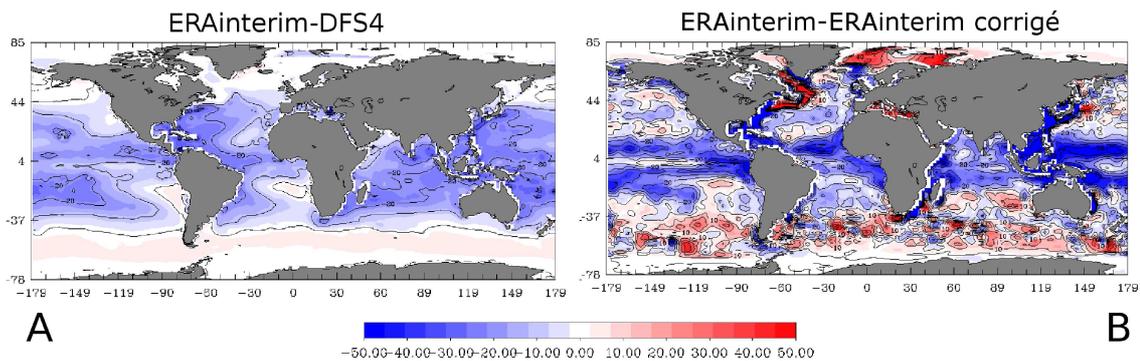


FIG. 7.16 – Cartes de différences entre les flux turbulents moyens (en W/m^2) entre 1989 et 2007 issus de ERAinterim et DFS4 (A), et de ERAinterim et ERAinterim corrigé (B). Les valeurs inférieures à zéro (bleu) indiquent que la perte de chaleur océanique par les flux turbulents est plus faible dans ERAinterim.

De même que pour les flux radiatifs, les cartes de différences des flux turbulents DFS4 et ERAinterim corrigés avec les flux ERAinterim originaux (figure 7.16) mettent en évidence des structures de petite échelle aux hautes latitudes sud, ainsi que des corrections excessives dans les zones de forte advection comme les courants de bord ouest (plus de $50 W/m^2$). On distingue cependant dans notre correction (figure 7.16-B) une structure à grande échelle comparable avec celle de la différence entre ERAinterim et DFS4 (figure 7.16-A) comme une forte augmentation de l'amplitude du flux turbulent dans la bande intertropicale.

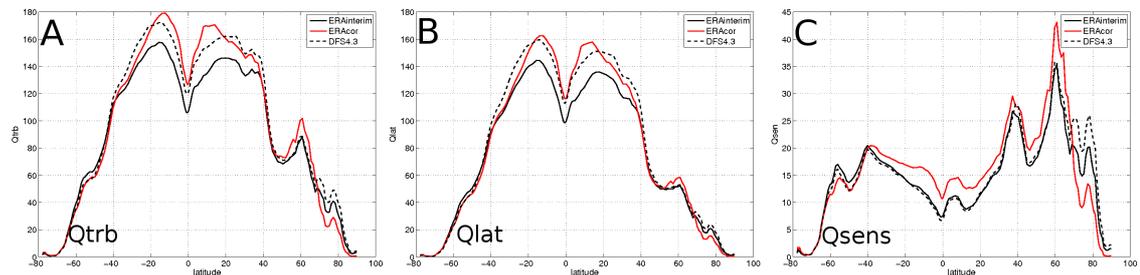


FIG. 7.17 – Moyennes zonales (en W/m^2) entre 1989 et 2007 du flux turbulent total (A), du flux de chaleur latente (B), et du flux de chaleur sensible (C), estimés à partir des variables ERAinterim (en trait plein noir), DFS4 (en pointillés noirs), et ERAinterim corrigé (en rouge).

Comme précédemment avec les flux radiatifs, la comparaison des moyennes zonales des flux turbulents estimés à partir des variables des trois jeux de forçage (figure 7.17) permet

de mettre en évidence la structure grande échelle de nos corrections. On constate alors que notre méthode augmente l'amplitude des flux turbulents jusqu'à atteindre des valeurs qui dépassent dans la bande de latitudes 20N-20S celles obtenues avec DFS4 (figure 7.17-A). C'est vraisemblablement ce phénomène qui va compenser l'augmentation des flux radiatifs qui, rappelons-le, tendent à réchauffer l'océan alors qu'on observe déjà un biais chaud dans cette zone dans le modèle forcé par ERAinterim. Ce constat illustre bien l'effet de l'augmentation de l'intensité du vent mis en évidence au début de ce chapitre. On notera également que cette augmentation des flux turbulents n'est pas uniquement le fruit d'un flux de chaleur latente plus élevé (figure 7.17-B), mais aussi d'une augmentation du flux de chaleur sensible, alors que, de même que pour le flux net infrarouge, les jeux de données ERAinterim et DFS4 donnaient sensiblement le même résultat dans la bande intertropicale. Cette augmentation du flux sensible peut elle aussi être imputable à l'augmentation du vent puisqu'on encourage ainsi l'ensemble des échanges turbulents.

7.4 Flux net

On obtient donc par notre méthode d'assimilations de données de SST une très légère diminution globale des flux radiatifs, correspondant en fait à des valeurs moins importantes aux latitudes moyennes, et légèrement plus élevées dans la bande de latitudes 20N-20S. Cet effet est conjugué à celui de l'augmentation de l'intensité des flux turbulents, correspondant à une perte de chaleur plus élevée qu'avec les données atmosphériques de DFS4 dans la bande intertropicale 20N-20S. Il s'agit donc maintenant de faire le bilan de ces deux contributions en étudiant le flux net de chaleur, qui n'est autre, comme on l'a décrit au chapitre 2, que la somme des composantes turbulente et radiative.

La dernière étape du diagnostic de notre jeu de forçage corrigé consiste à évaluer la qualité du flux net de chaleur. Quantité intégrée de tous les flux abordés jusqu'ici, il traduit l'effet global de l'ensemble de nos corrections. Pour évaluer un jeu de forçage, l'un des premiers critères est de vérifier que le bilan de chaleur est équilibré, autrement dit que la moyenne du flux net de chaleur sur la période considérée est voisine de zéro. On rappellera que cette moyenne était de 20 W/m^2 plus élevée si on estimait les flux à partir des variables ERAinterim, qu'avec celles de DFS4 (voir chapitre 3).

On constate sur la figure 7.18 que le bilan net de chaleur estimé avec les variables DFS4 est de l'ordre de -7 W/m^2 (figure 7.18-A), quand celui estimé en utilisant les variables ERAinterim (figure 7.18-B) atteint une valeur proche de 15 W/m^2 . On rappellera ici que le jeu de forçage DFS4 a été construit pour être équilibré sur la période 1958-2006 et donc avec une moyenne de flux net de chaleur proche de zéro sur cette période, ce qui n'implique en rien qu'il le soit toujours si on n'en considère qu'une période restreinte (ici à partir de 1989). Il apparaît donc que forcer un modèle de circulation générale océanique avec les paramètres issus de la réanalyse ERAinterim amènerait invariablement à un réchauffement excessif de l'océan, ce qui sera illustré dans le chapitre 8. Il apparaît d'autre part une tendance allant vers la diminution du flux net de chaleur, tant pour DFS4 que pour ERAinterim, bien qu'elle soit moins marquée pour cette dernière base de données. Comme on l'a déjà signalé, cette tendance n'est pas en accord avec le réchauffement global observé ces 20

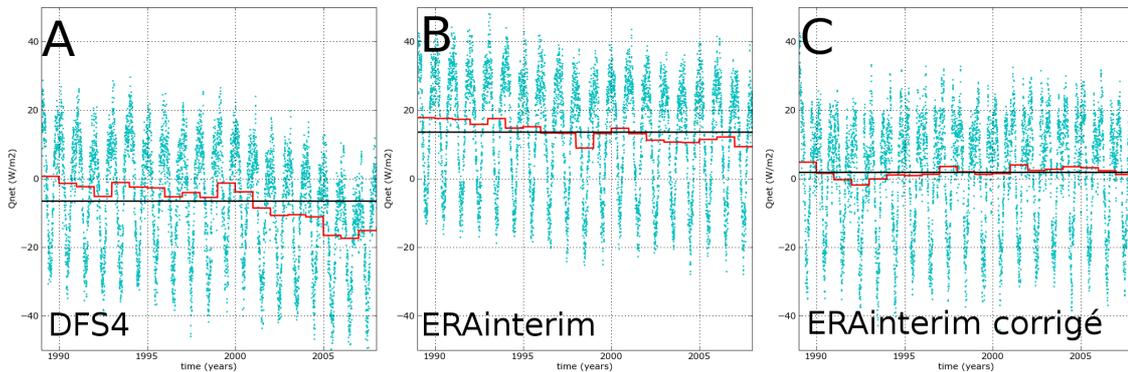


FIG. 7.18 – Séries temporelles des flux nets de chaleur globaux (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim corrigé (C) : moyennes journalières en bleu, annuelles en rouge, et moyenne sur toute la période en noir.

dernières années (Bindoff et al., 2007). Si on s'intéresse maintenant au flux net résultant de notre forçage corrigé (figure 7.18-C), on observe d'une part, qu'on atteint un bilan de chaleur quasi-nul entre 1989 et 2007 ($2 W/m^2$), et que la tendance à la diminution du flux a disparu. Il s'agit ici d'un résultat crucial, puisque ce diagnostic montre que notre méthode objective de correction de forçage a conduit à un bilan de chaleur équilibré ainsi qu'à la suppression d'une tendance a priori irréaliste sans que la méthode ne comporte de contrainte explicite pour atteindre ces objectifs.

La figure 7.19 met en regard les structures spatiales des flux nets issus des trois différents jeux de forçage. On constate alors que la structure du flux net moyen (1989-2007) estimé avec nos paramètres corrigés (figure 7.19-C) se rapproche significativement de celle du flux estimé avec DFS4 (figure 7.19-A) dans tous les bassins, la similitude étant incontestable dans l'océan Pacifique. Il semble donc que bien que les modifications apportées à ERAinterim soient individuellement différentes de celles menant aux flux DFS4, leur combinaison donne un résultat comparable. Ce dernier constat est de nouveau un résultat important, en terme de physique des flux cette fois, puisque DFS4 avait été construit à partir de divers produits calibrés par des méthodes *ad hoc*, alors qu'on fait appel ici aux covariances des différents paramètres en mettant en oeuvre des expériences d'ensemble (voir chapitre 5). Il apparaît bien sûr les structures de petite échelle présentes dans tous les flux, mais l'allure générale du champ n'en reste pas moins satisfaisante.

L'étude des cartes de différences entre les flux nets moyens ERAinterim et ERAinterim corrigé (figure 7.20-B), correspondant à l'incrément effectif global de nos corrections illustrent de nouveau l'importance des structures de petite échelle, ainsi que les corrections excessives dans les zones fortement advectives. On a ainsi un incrément de plus de $80 W/m^2$ dans le Gulf Stream, positif ou négatif selon l'endroit où on se situe dans le courant, et des gradients du même ordre de grandeur aux hautes latitudes sud sur des distances très réduites. Ce constat, bien que n'étant qu'un rappel de ce qu'on a observé dans les paragraphes précédents, confirme le fait que conserver cette correction sans y appliquer de post-traitement reviendrait à forcer le modèle avec un champ contenant un signal irréaliste. Ce troisième résultat important nous conduira donc à la fin de ce cha-

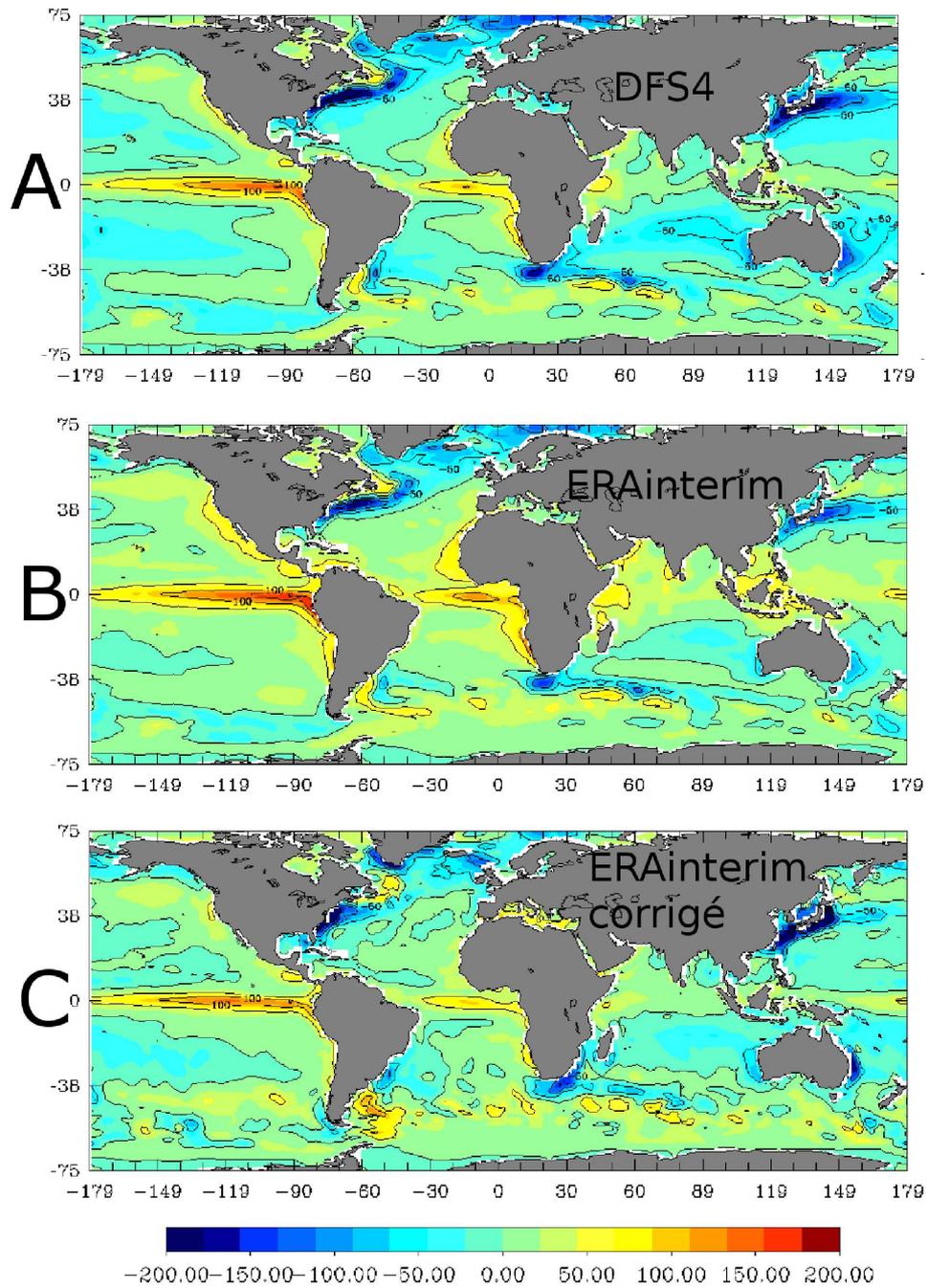


FIG. 7.19 – Cartes du flux net de chaleur moyen (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim corrigé (C).

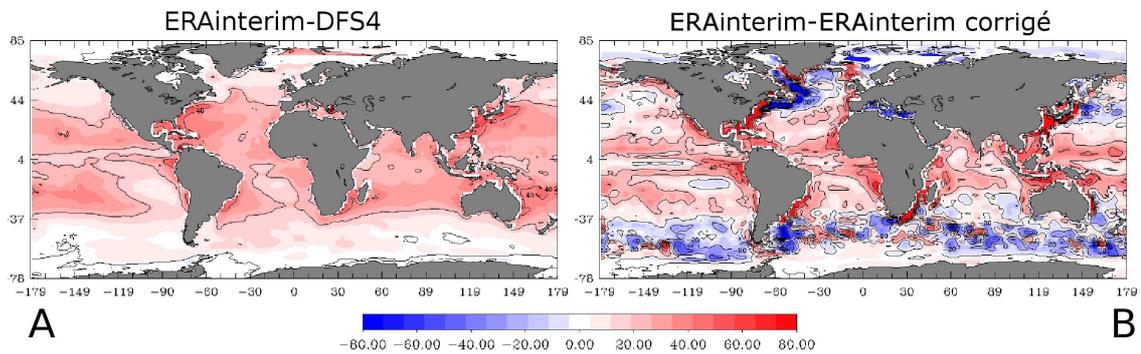


FIG. 7.20 – Cartes de différences entre les flux nets de chaleur moyens (en W/m^2) entre 1989 et 2007 issus de ERAinterim et DFS4 (A), et de ERAinterim et ERAinterim corrigé (B). Les valeurs positives (en rouge) correspondent aux zones où l'apport de chaleur par le flux net est plus important dans ERAinterim.

pitre à envisager une manière de s'affranchir de ces problèmes afin de tirer parti de nos corrections pour forcer un modèle, sans pour autant introduire de signal parasite dans la simulation. D'autre part, on constate une fois de plus que la tendance grande échelle de la correction de flux net dans la bande de latitudes 40N-40S est comparable à la différence entre ERAinterim et DFS4 (figure 7.20-A), avec une diminution globale du flux de l'ordre d'une trentaine de W/m^2 , et qu'on y devine des structures locales correspondant à celles observées la figure 7.20-A, comme par exemple au large du Chili ou de l'Angola.

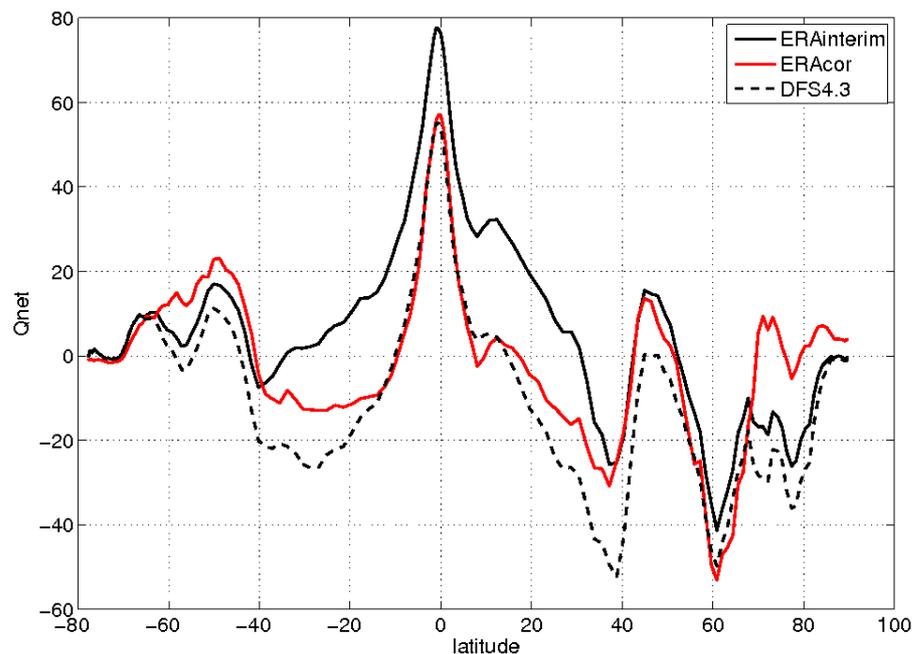


FIG. 7.21 – Moyennes zonales (en W/m^2) entre 1989 et 2007 des flux nets de chaleur estimés à partir des variables ERAinterim (en trait plein noir), DFS4 (en pointillés noirs), et ERAinterim corrigé (en rouge).

Sur la figure 7.21, on peut voir que dans la bande de latitudes 20N-20S, le flux net de chaleur correspondant à ERAinterim corrigé se superpose quasiment parfaitement à celui estimé avec les variables DFS4. Il est important de noter que c'est dans cette zone qu'on peut accorder le maximum de confiance à nos corrections puisqu'elles ne sont sujettes ni aux structures de petite échelles (telles que les hautes latitudes sud), ni à des zones de forte advection (telles que le Gulf Stream, le courant des Aiguilles, le Kuroshio...). Toujours en considérant DFS4 comme la référence vers laquelle il faudrait tendre, on peut estimer qu'on obtient des résultats convaincants en élargissant ce domaine à la bande de latitudes 40N-40S. Ici cependant, on obtient un flux net qui, même s'il est diminué par rapport à ERAinterim, reste plus important (de l'ordre de $10 W/m^2$) que DFS4. On rappellera qu'à ces latitudes, nos corrections conservaient un flux radiatifs équivalent à celui d'ERAinterim, sans pour autant augmenter l'amplitude des flux turbulents suffisamment pour dépasser les valeurs obtenues avec DFS4. Ceci étant, on rappellera également que le bilan net de chaleur de DFS4 est négatif entre 1989 et 2007, et que celui estimé avec nos paramètres corrigés est plus proche de zéro, ce qui n'en fait donc pas, en soi, un mauvais résultat.

Au delà de ces latitudes, étant données les difficultés décrites précédemment (courants de bord ouest, hautes latitudes sud), il est plus difficile d'établir un diagnostic fiable de tels résultats. En effet, au delà de 40S et 70N, on obtient avec notre méthode un flux net largement supérieur non-seulement à DFS4 mais aussi de façon significative à ERAinterim, avec des différences de l'ordre de plus de $20 W/m^2$ aux hautes latitudes nord par exemple. Ces résultats, largement imputables aux structures de petite échelle au sud, sont vraisemblablement dus au nord au fait que la couverture de glace de mer est une donnée qui n'est pas prise en compte par notre méthode, et qui a pourtant une influence évidente sur les échanges entre l'océan et l'atmosphère. En ce qui concerne la bande de latitudes 40N-60N, on n'obtient quasiment aucune modification par rapport à ERAinterim vraisemblablement parce qu'il s'agit des latitudes où l'impact des corrections a été limité (voir chapitre 6). On notera que bien que les corrections appliquées dans ces zones aient un effet limité sur la solution globale, elles n'en restent pas moins excessives.

La pertinence de la proposition d'un nouveau forçage pour la période 1989-2007 résidera donc dans notre capacité à tirer parti des corrections cohérentes avec la réalité d'une part, et conduisant à des flux équilibrés d'autre part, tout en restant conscients des limites de la méthode et donc en ne tenant pas compte des corrections de paramètres là où elles ne sont plus essentiellement dues à des erreurs sur les flux, mais bien à des erreurs du modèles ou à des hypothèses de base qui ne sont plus valables. On se propose donc dans la section suivante de synthétiser les résultats décrits jusqu'à présent afin d'identifier clairement les aspects positifs et négatifs des corrections estimées par notre méthode.

7.5 Synthèse du diagnostic avec FOTO

Le diagnostic de notre forçage corrigé par le biais de FOTO nous a permis, à moindre coût d'évaluer l'impact de nos corrections sur les flux océan-atmosphère. On a ainsi pu mettre en évidence un certain nombre d'effets positifs de notre correction sur le jeu de données ERAinterim original.

En premier lieu, les paramètres corrigés conduisent à un bilan de chaleur équilibré, c'est à dire proche de zéro, entre 1989 et 2007. C'est l'un des premiers critères de validation d'un jeu de forçage, et ici, les corrections n'ont pas été calculées selon cette contrainte, mais bien pour obtenir une simulation qui soit plus en accord avec les observations de SST de Hurrell. On notera que FOTO utilisant comme SST la même base de données (*Hurrell et al.*, 2008), un tel résultat indique que notre méthode est capable d'estimer des corrections de paramètres en isolant correctement les erreurs dues aux flux des autres erreurs présentes dans le modèle.

Si on considère les corrections de manière brute, on peut d'ores et déjà se satisfaire des résultats sur une large bande intertropicale (40N-40S). On y obtient en effet un flux net de chaleur qui conduit, à l'image de DFS4, à une réduction du biais chaud observé dans ERAinterim qui sera montré dans le chapitre 8. On distingue de plus dans les flux corrigés des structures spatiales à grande échelle offrant de plus grandes similitudes avec DFS4 que celles des flux estimés avec les variables ERAinterim.

Enfin, il apparaît une bonne cohérence entre les effets conjugués des différents flux. En effet, pour réduire l'apport de chaleur dans la bande intertropicale, le flux radiatif reste quasiment inchangé, mais par augmentation des vents, on amplifie les pertes de chaleur par le biais des flux turbulents. Puisqu'issu d'une méthode mettant en oeuvre des expériences d'ensemble, et donc mathématiquement objective, on peut potentiellement y trouver un gain d'information en ce qui concerne l'impact relatif des différentes composantes du flux net de chaleur.

On doit cependant pondérer ces aspects positifs de nos corrections, puisqu'il apparaît également qu'elles ne sont ni réalistes, ni adaptées à certaines zones du domaine du fait de la difficulté de mettre en place les hypothèses servant de clé de voute à notre méthode. Pour envisager l'application de notre forçage à un modèle d'océan, on ne peut donc pas négliger les deux points problématiques mis en évidence tout au long de ce chapitre.

En effet, comme on l'a expliqué dès le chapitre 2, au niveau des zones de forte advection comme les courants de bord ouest dans le modèle d'océan, les erreurs de SST ne sont plus imputable majoritairement aux flux air-mer. On a donc adapté la méthode d'assimilation de données (voir chapitre 6) pour limiter autant que possible les corrections dans ces zones. On constate cependant que les corrections de paramètres y sont malgré tout très fortes, et sans doute privées de réalisme puisqu'elles visent à corriger une erreur qui ne leur est pas attribuée. On ne peut donc pas se permettre de tenir compte de ces corrections sans mettre en péril le réalisme de notre jeu de forçage.

On voit également apparaître dans nos champs corrigés des structures de petite échelle spatiale, n'ayant rien de commun avec les signaux des champs de forçage initiaux. Ces structures sont le résultat d'un cumul d'hypothèses établies lors de la mise en oeuvre de la méthode d'assimilation de données qu'on résumera en deux points. En premier lieu, on a fait le choix d'appliquer le filtre SEEK dans sa version locale (voir chapitre 6), ce qui implique éventuellement de rendre le champ corrigé moins lisse par l'application de corrections très différentes (de signe opposé par exemple) en deux points très proches. L'écart

potentiel entre deux corrections extrêmes correspond à la distribution de probabilité a priori des paramètres de forçage (voir chapitre 6). Comme on l'a expliqué au début de ce chapitre, les hypothèses posées pour construire cette distribution de probabilité a priori ne sauraient être idéales partout et pour toutes les variables puisqu'elle est dérivée de leur variabilité entre 1989 et 2007, et que cette variabilité est d'une part différente selon les paramètres atmosphériques, et d'autre part bien plus élevée aux hautes latitudes. Cette petite échelle est une source potentielle d'instabilité dans le modèle pouvant conduire à une dérive de la SST. Les flux dont on a fait le diagnostic tout au long de ce chapitre n'auraient alors plus aucun sens. La suppression de ces gradients irréalistes est par conséquent le deuxième traitement à appliquer à notre jeu de paramètres.

Enfin, on signalera que le modèle étant périodisé à la longitude 90E, l'absence de périodicité dans l'estimation des corrections de paramètres est susceptible d'introduire des discontinuités irréalistes à cette longitude. S'assurer de la continuité du champ tout autour du globe est cependant un point important si on veut éviter d'introduire des anomalies dans le modèle d'océan qui, en se propageant, pourraient corrompre les résultats obtenus.

On présentera donc dans la section suivante le post-traitement qui a été appliqué à nos corrections avant d'envisager de les utiliser pour forcer le modèle d'océan.

7.6 Construction du forçage corrigé

De l'ensemble de ce chapitre il ressort que nos corrections nécessitent d'être adaptées avant d'entreprendre de forcer un modèle d'océan avec les variables atmosphériques qui en résulteraient. Les modifications en question ont deux objectifs :

- Supprimer le signal de petite échelle spatiale susceptible de parasiter la solution du modèle, ainsi que la discontinuité des champs en bord de grille,
- Eviter l'application de corrections excessives dans les zones du modèle où l'advection domine.

Puisque l'origine de ces problèmes se trouve au sein du calcul même des corrections, ce sont ces dernières que l'on va modifier par l'application d'un lissage, puis d'un masque. Le lissage utilisé ici est un filtrage anisotrope par boîte ou zone, et consiste à remplacer la valeur de chaque point de grille par la moyenne de tous les points d'une zone donnée centrée sur ce point. Dans notre cas, on a fixé la taille de cette zone à 10° en latitude et 20° en longitude afin de conserver la structure zonale du signal, tout en limitant les gradients locaux. Sur la figure 7.22 où on présente l'exemple de la température, on constate en effet que l'allure principale des corrections persiste, et que le signal qui parasitait notamment les hautes latitudes sud a disparu.

Cependant, on doit associer au lissage un masque des zones où on estime que la validité de notre méthode est discutable comme dans les zones où l'advection domine. Cette démarche permet d'assurer la cohérence entre la méthode d'assimilation de données et la construction du forçage corrigé. Ce masque de validité peut être construit selon le même principe que celui ayant servi à faire varier l'erreur d'observation lors de l'application

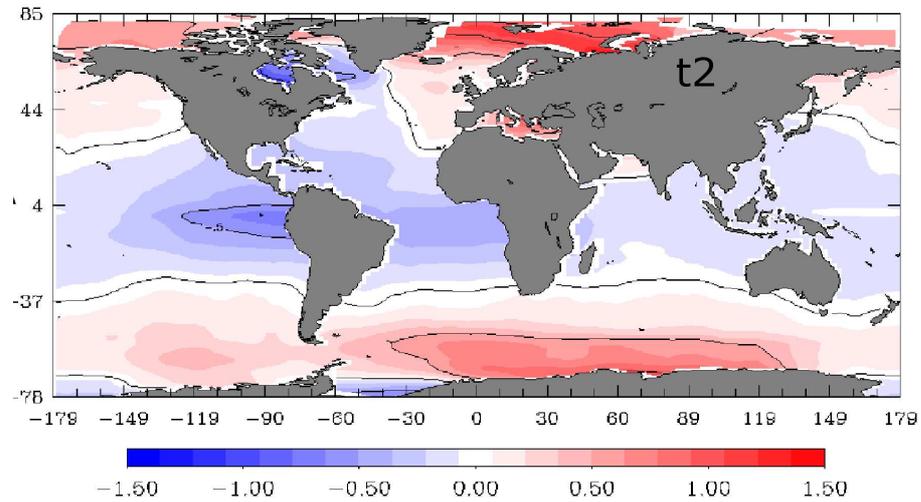


FIG. 7.22 – Carte de la correction moyenne après lissage entre 1989 et 2007 pour la température ($^{\circ}\text{C}$).

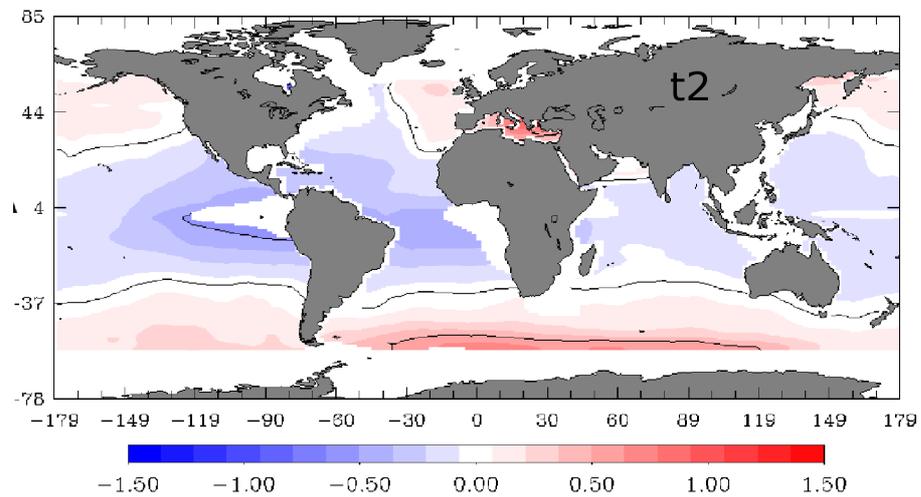


FIG. 7.23 – Carte de la correction moyenne de température ($^{\circ}\text{C}$) après lissage entre 1989 et 2007 à laquelle on a appliqué un masque de validité construit sur la base des limites connues de la méthode d'assimilation.

du filtre SEEK (voir chapitre 6). Ainsi, partout où en moyenne sur la période 1989-2007 l'écart entre la SST simulée par le modèle forcé avec ERAinterim et la SST de Hurrell est supérieur à 1°C et pour les latitudes situées au delà de 60° dans les deux hémisphères, on considère que l'essentiel de l'erreur en surface n'est plus dû aux flux mais à d'autres erreurs modèles. La valeur des corrections dans ces zones est donc fixé à zéro, comme on peut le voir sur la figure 7.23.

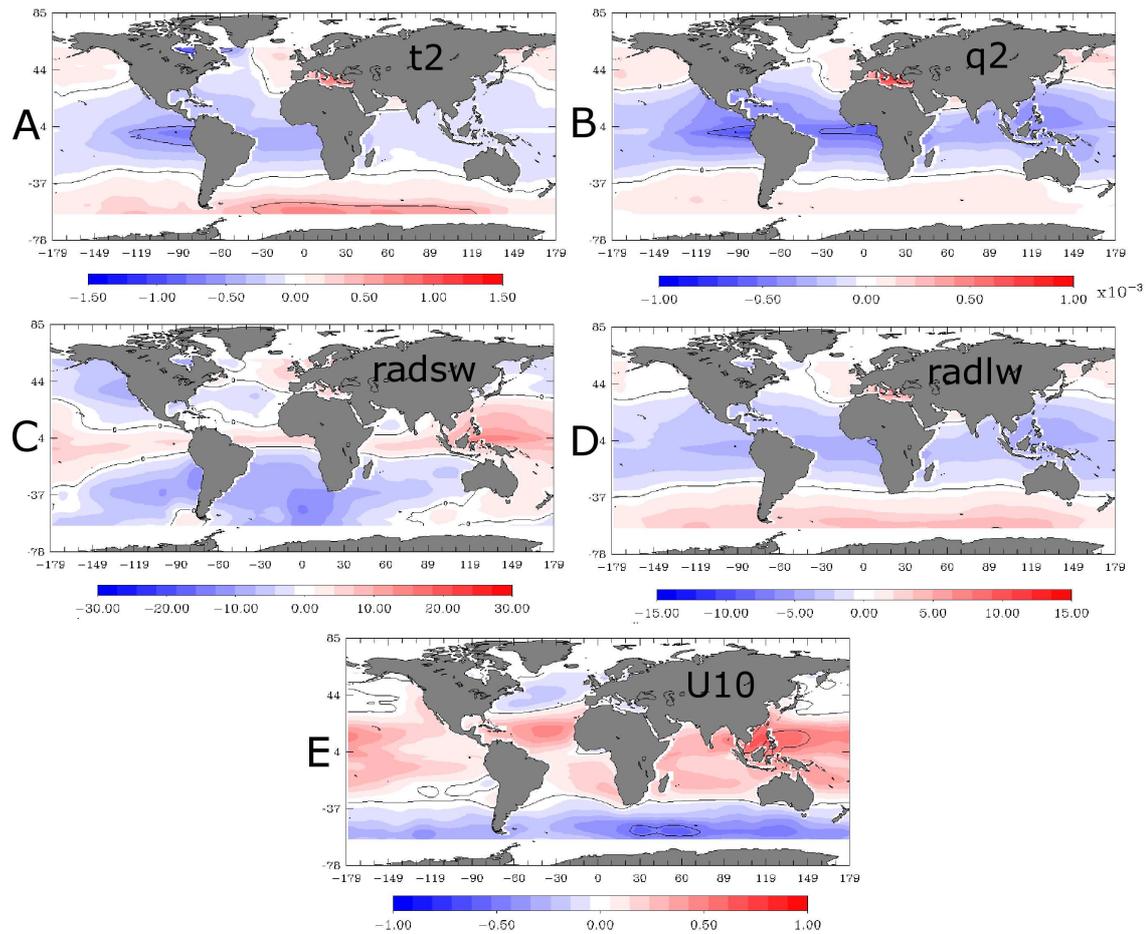


FIG. 7.24 – Cartes des corrections moyennes lissées et masquées entre 1989 et 2007 pour les température en $^{\circ}\text{C}$ (A) et humidité en kg/kg (B) de l'air, le flux solaire incident (C) et le flux infrarouge descendant (D) en W/m^2 , et le module de vent en m/s (E).

On remarque alors qu'en plus de supprimer les corrections irréalistes des hautes latitudes dues essentiellement à la non prise en compte de la glace dans notre méthode, ce masque prive le nouveau forçage de corrections dans les zones de subsidence des bords Est des bassins Atlantique et Pacifique, et dans les zones de forte advection comme le Gulf Stream. Pour des raisons de continuité, et dans l'optique de forcer un modèle avec notre jeu de données corrigé, il est peu cohérent de n'appliquer aucune correction sous le masque, excepté aux hautes latitudes. On peut alors envisager plusieurs stratégies comme l'interpolation des données alentour pour conserver un champ de corrections continu. Ici, on a préféré conserver les corrections lissées pour toutes les zones masquées entre 60°N et

60°S, comme présenté sur la figure 7.24.

Reprenons maintenant les principaux diagnostics effectués précédemment. En ce qui concerne les séries temporelles des flux de chaleur net (figure 7.25-A), radiatifs (figure 7.25-B) et turbulents (figure 7.25-C), le même lissage et le même masque ayant été appliqué partout, il n'est pas surprenant de conserver des champs ne présentant pas de discontinuité temporelle. Par contre, puisqu'on supprime une part de l'information contenue dans notre correction que ce soit par le lissage ou par le masque, on peut s'attendre à ce que le bilan de chaleur sur toute la période soit modifié, et qu'on s'éloigne de l'équilibre du forçage. On constate en effet que la moyenne du flux net de chaleur est désormais de l'ordre de 7 W/m^2 , valeur toutefois encore inférieure à celle obtenue avec les paramètres de forçage ERAinterim originaux. On observe d'autre part que ce sont les flux turbulents (figure 7.25-C) qui ressentent le plus l'impact du lissage (voir figure 7.14 pour la série temporelle des flux turbulents estimés sans lissage des corrections).

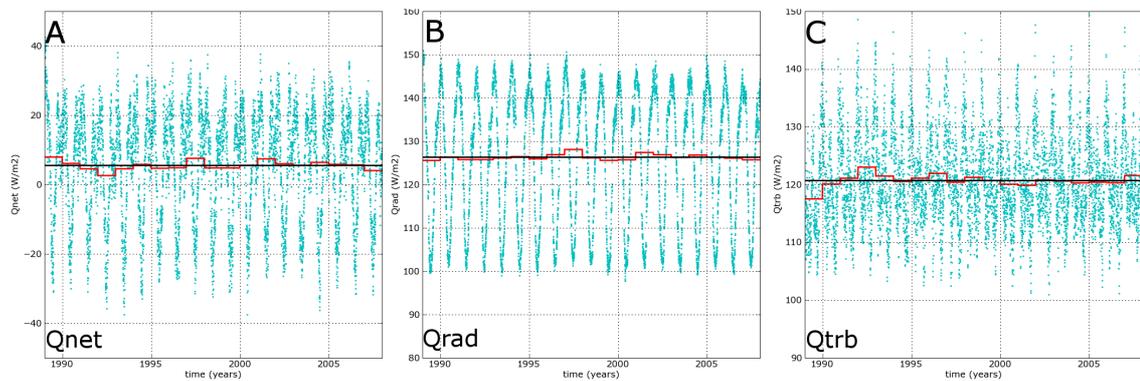


FIG. 7.25 – Séries temporelles entre 1989 et 2007 des flux net (A), radiatif (B) et turbulent (C) de chaleur (en W/m^2) pour ERAinterim avec les corrections lissées et masquées.

Sur les cartes de flux nets moyens (figure 7.26), on peut constater que le lissage n'a pas détruit la structure grande échelle de la correction, puisqu'on retrouve encore un flux net corrigé qui présente de grandes similitudes avec DFS4, à la différence près par rapport au résultat brut que le bruit du signal semble atténué. Les cartes correspondant à l'incrément apporté par nos corrections par rapport à ERAinterim (figure 7.27) confirment cette observation en présentant pour chacun des flux un effet de nos correction où n'apparaissent plus les gradients qui nous posaient problème. On observe alors dans une large bande intertropicale entre 1989 et 2007 une diminution du flux net de chaleur par rapport à ERAinterim (figure 7.27-A), correspondant sur la majeure partie du domaine à une diminution des flux radiatifs (figure 7.27-B), et une augmentation des pertes par les flux turbulents (figure 7.27-C).

Enfin, on constate en regardant les moyennes zonales de ces flux sur l'ensemble du domaine (figure 7.28-ABC) qu'il n'apparaît plus de valeurs incohérentes aux hautes latitudes (puisque'on n'y applique plus de correction), ce qui permet juste de conserver le flux ERAinterim, sans plus de modifications puisque celles qu'on avait calculées ne sont pas adaptée. Lorsqu'on observe d'un peu plus près la bande intertropicale, on peut voir

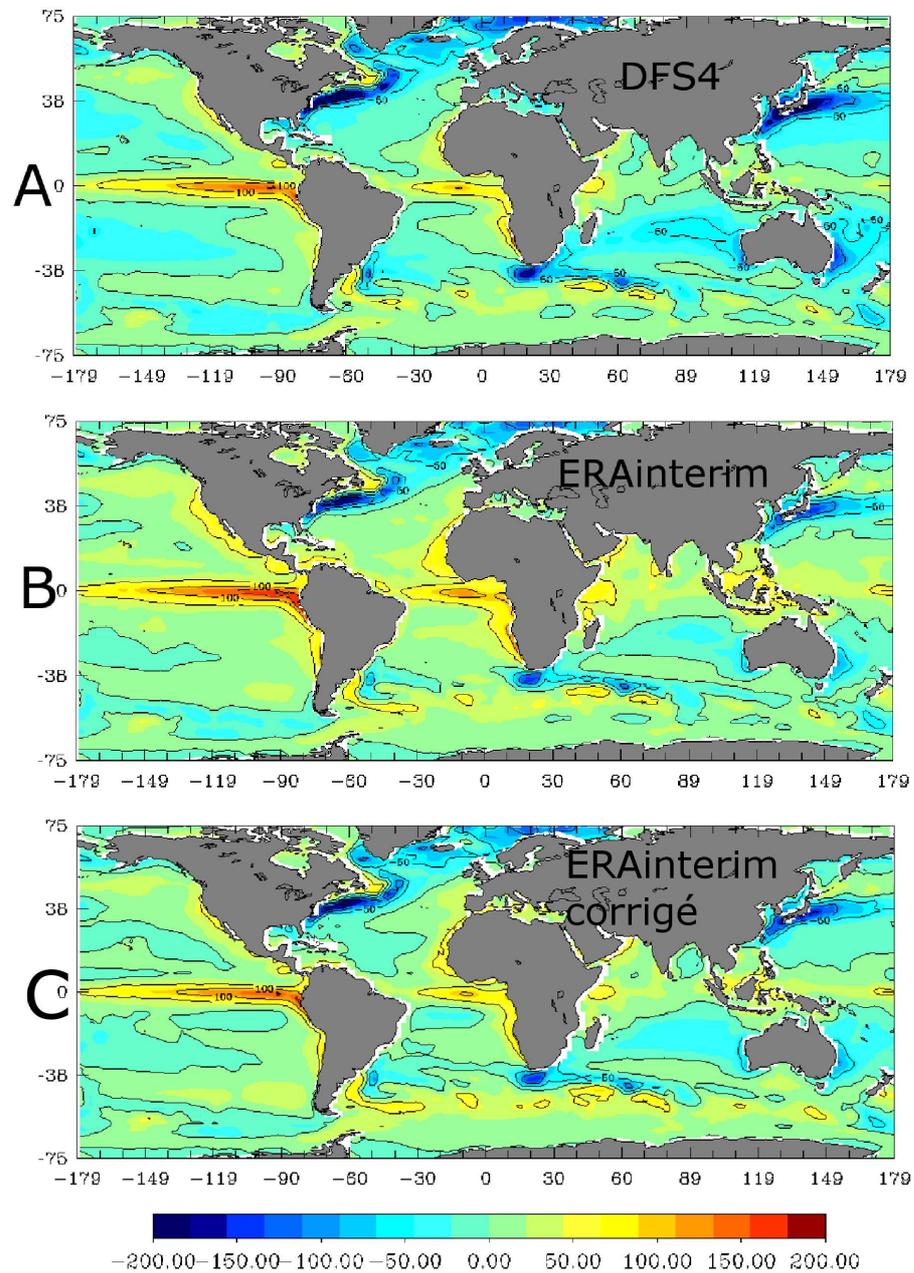


FIG. 7.26 – Cartes des flux nets de chaleur moyens (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS_4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim avec les corrections lissées et masquées (C).

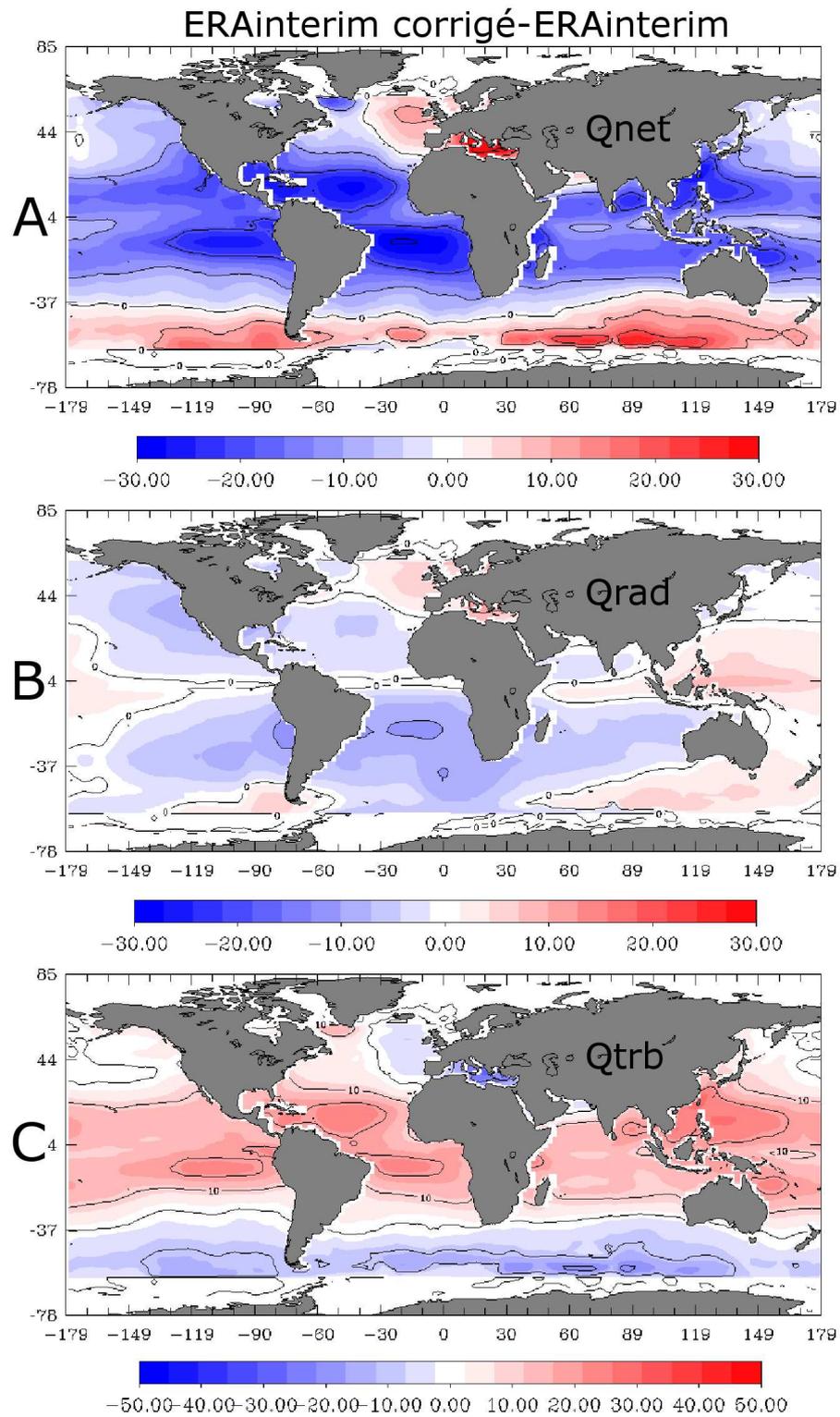


FIG. 7.27 – Cartes de différences entre les flux moyens de chaleur net (A), radiatif (B) et turbulent (C) (en W/m^2) entre 1989 et 2007 issus de ERAinterim et ERAinterim avec les corrections lissées et masquées.

que le flux net (figure 7.28-D) correspondant aux corrections lissées et masquées ne se rapproche plus autant du flux DFS4. Par ailleurs, l'augmentation des flux radiatifs est elle aussi amoindrie, ainsi que celle des flux turbulents. Ces constats n'ont cependant rien de choquant puisqu'en lissant les corrections, on tend à diminuer leur amplitude, et donc leur impact sur les flux.

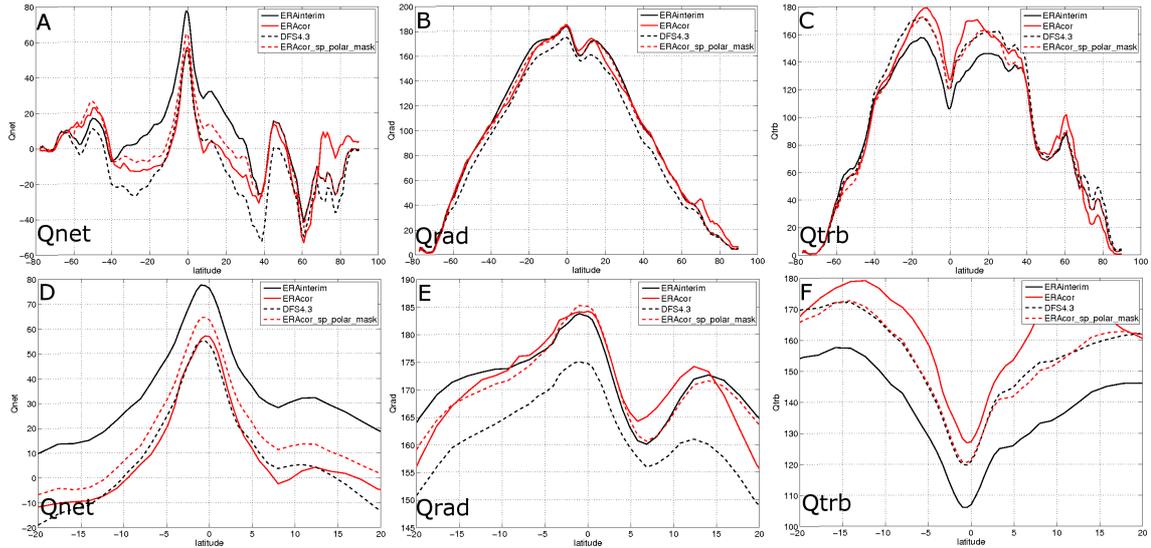


FIG. 7.28 – Moyennes zonales (en W/m^2) entre 1989 et 2007 des flux net (AD), radiatif (BE) et turbulent (CF) de chaleur estimés à partir des variables ERAinterim (en trait plein noir), DFS4 (en pointillés noirs), et ERAinterim avec les corrections lissées et masquées (en rouge) pour tout le domaine (ABC), et dans la bande de latitudes 20N-20S (DEF).

On obtient donc suite au traitement décrit dans ce paragraphe des corrections menant à une diminution du flux net de chaleur calculé par FOTO dans la bande de latitudes 40S-40N, avec une légère baisse de l'apport de chaleur par flux radiatifs, et à l'image de DFS4, une augmentation nette des pertes par échange turbulents. Les corrections moyennées entre 1989 et 2007 peuvent être synthétisées comme suit :

- Les température et humidité de l'air sont diminuées (ce qui conduit à une augmentation des pertes de chaleur via les flux turbulents) aux basses et moyennes latitudes, et légèrement augmentées au delà de 40N et 40S. On observe un comportement similaire des corrections de ces deux variables, tant spatialement que temporellement, ce qui est tout à fait cohérent avec la forte corrélation les reliant.
- Les corrections de flux radiatif infrarouge présentent elles aussi des caractéristiques comparables, à savoir une diminution aux faibles et moyennes latitudes (ce qui amène à davantage de perte de chaleur par réflexion du flux solaire à la surface de l'océan), et une augmentation aux plus hautes latitudes.
- Le flux solaire incident, seule source directe de chaleur pour l'océan est majoritairement diminué, mis part dans une étroite bande de latitudes autour de l'équateur où il reste équivalent aux valeurs originales ERAinterim.

- Le module de vent, contribution essentielle aux échanges turbulents de chaleur qui sont, comme on l’a vu la principale modification apportée par nos corrections, se voit augmenté entre 40N et 40S, et diminué aux plus hautes latitudes.

Ces considérations s’appuient sur des moyennes climatologiques des corrections entre 1989 et 2007, et répondent à la question d’un impact sur le long terme de notre méthode d’assimilation de données de surface visant à la correction de paramètres atmosphériques.

On notera que pour avoir une correction qui soit applicable aux forçages sans induire d’effets pervers dans un modèle, il conviendrait d’ajuster nos corrections au niveau des bords du masque afin d’éviter d’introduire des discontinuités à ces latitudes. Les diagnostics réalisés avec FOTO restent cependant encourageants pour ce qui est de la cohérence des flux estimés avec la SST de Hurrell, et on peut maintenant s’interroger sur leur compatibilité effective avec un modèle d’océan. On utilisera pour cela le modèle ayant servi à calculer ces corrections de paramètres : NEMO, dans sa configuration ORCA2 (voir chapitre 2). La réponse du modèle fera l’objet du chapitre suivant.

Chapitre 8

Réponse du modèle au nouveau jeu de forçage

Sommaire

8.1	Objectifs	146
8.2	Etat du modèle en surface	148
8.2.1	Flux de chaleur	149
8.2.2	Température de surface	153
8.3	Etat de l'océan en trois dimensions	156
8.3.1	Contenu thermique et halin global	157
8.3.2	Intensité de la circulation méridienne de retournement de l'océan ou MOC	159
8.3.3	Transports de masse	161
8.3.4	Sous-courant équatorial	170
8.4	Synthèse	171

8.1 Objectifs

Pour évaluer et valider un jeu de paramètres atmosphériques de forçage, le recours à un diagnostic des flux océan-atmosphère calculés avec une SST fixée tel qu'il a été présenté dans le chapitre 7 ne saurait suffire. En effet, l'objectif de cette thèse résidant dans l'étude, dans un contexte réaliste, d'une nouvelle méthode de correction de la fonction de forçage d'un modèle d'océan par assimilation de données, il apparaît comme une évidence que l'on ne peut considérer ce travail abouti sans avoir au préalable évalué les effets à long terme de la-dite correction dans un modèle d'océan. L'objectif de ce chapitre est donc de comparer sur la période 1989-2007 des simulations forcées par le jeu original ERAinterim, par la base de données atmosphériques choisie comme référence DFS4, et par les variables ERAinterim corrigées. Parmi les simulations réalisées et récapitulées dans le tableau 8.1, on présentera ici les résultats des simulations 1, 2 et 6. Les autres ont constitué les étapes intermédiaires du choix de la stratégie de l'application de nos corrections dans le forçage du modèle et ne seront pas détaillées ici.

TAB. 8.1 – *Simulations libres (sans robust diagnostic, et sans rappel en SST) réalisées pour évaluer les corrections de forçage dans le modèle NEMO-ORCA2.*

Simulation	Paramètres de forçage utilisés
simulation 1	DFS4
simulation 2	ERAinterim
simulation 3	ERAinterim + corrections brutes
simulation 4	ERAinterim + corrections lissées
simulation 5	ERAinterim + corrections lissées auxquelles on applique le masque total
simulation 6	ERAinterim + corrections lissées auxquelles on applique le masque uniquement aux hautes latitudes

Comme on l'a décrit dans le chapitre 2, la démarche envisagée pour mettre en place notre méthode de correction impliquait la réalisation de nombreuses simulations globales, et par conséquent la limitation du coût numérique lié au modèle utilisé. On a donc opté pour le modèle NEMO dans sa configuration globale ORCA2 (voir chapitre 2), modèle qui sera également utilisé ici pour étudier l'effet du forçage corrigé dans une simulation sans rappel en SST et sans *robust diagnostic*.

On notera que le forçage corrigé qui sera diagnostiqué dans la simulation 6 est celui où interviennent le masque et le lissage décrits à la fin du chapitre 7, solutions mises en place dans le but de limiter les effets pervers d'un signal irréaliste dans les corrections. En effet, on constate notamment sur la figure 8.1-B (correspondant à la simulation 3) que les structures de petite échelle identifiées alors dans les corrections des paramètres atmosphériques sont perceptibles sur l'état de l'océan simulé (ici la SST) à l'échelle de temps caractéristique de l'estimation de nos corrections à savoir un mois. Ces défauts conduisent à une représentation de l'état de surface plus bruitée que celui correspondant au jeu de forçage original (figure 8.1-A) et pas forcément cohérent avec la solution d'un modèle à

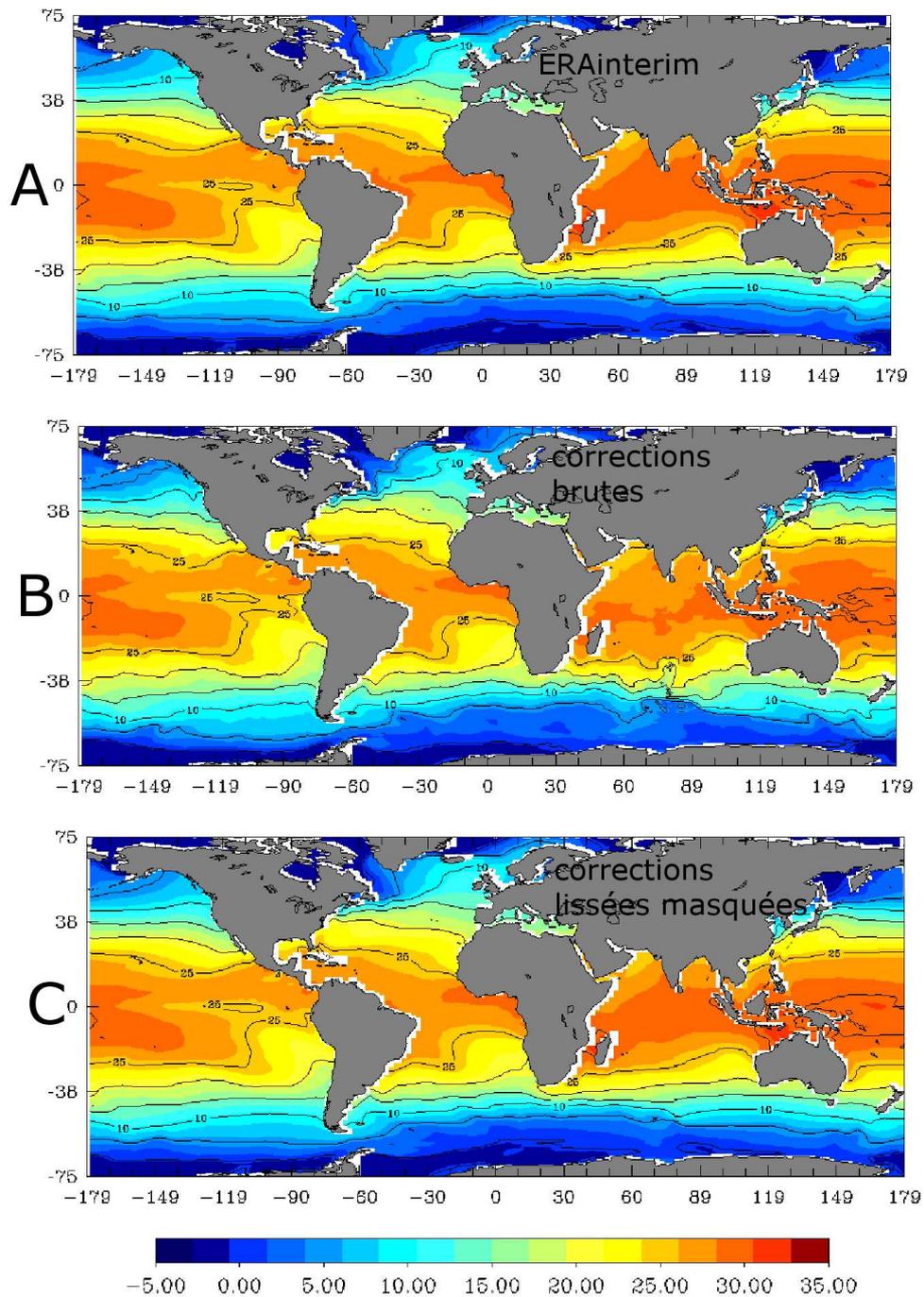


FIG. 8.1 – Cartes des moyennes mensuelles (janvier 2004) de SST (en °C) simulées par le modèle forcé par les variables ERAinterim (A), par les variables ERAinterim auxquelles on a appliqué les corrections brutes (B), et par les variables ERAinterim auxquelles on a appliqué les corrections masquées et lissées (C).

basse résolution qui n'est pas en mesure de résoudre les structures de petite échelle. On notera d'autre part de ces structures ne sont pas présentes dans les champs de données de SST assimilés. L'application au forçage initial des corrections lissées et masquées (simulation 6) mène à une solution du modèle plus lisse (figure 8.1-C). On constate cependant, notamment dans l'océan Indien, que l'impact de la correction est par conséquent moindre sur la SST.

Dans ce chapitre, il s'agira dans un premier temps de mettre en regard des simulations forcées par DFS4, ERAinterim, et ERAinterim corrigé afin de mettre en évidence la manière dont les différences entre les jeux de forçage (voir chapitres 3 et 7) se traduisent dans le modèle en surface via le calcul des flux océan-atmosphère, ainsi que leur signature directe : la SST. En s'appuyant sur cette première partie, on s'intéressera à divers diagnostics de l'état océanique global afin de visualiser l'impact des variations de forçage dans l'océan en trois dimensions. Enfin, une synthèse du diagnostic de ces trois jeux de forçage dans le modèle permettra de proposer des améliorations du forçage corrigé dans le but de l'appliquer au modèle NEMO, que ce soit dans cette configuration, ou à plus haute résolution.

8.2 Etat du modèle en surface

On compare en premier lieu l'évolution de la dénivellation de surface (SSH pour *Sea Surface Height*) dans les trois simulations (figure 8.2), on observe que là où le modèle forcé par DFS4 montrait une nette dérive, la simulation utilisant les paramètres atmosphériques issus d'ERAinterim reste stable. Notre forçage corrigé amène à une simulation qui conserve cette stabilité. On précisera que la dérive observée dans la simulation forcée par DFS4 vient du fait que même si le jeu de forçage contient une contrainte sur le bilan d'eau douce entre 1958 et 2007, il n'est pas équilibré dès lors qu'on considère une partie restreinte de cette période (ici 1989-2007).

Ce premier résultat global nous informe sur le bon fonctionnement du modèle, mais ce n'est que la conséquence d'une multitude d'effets conjoints induits ou non par les différences de forçage. Dans le chapitre 7, on a pu identifier un certain nombre de différences entre les trois bases de données atmosphériques qui nous intéressent, notamment dans la bande intertropicale où :

- Les flux solaires incidents ERAinterim et ERAinterim corrigés sont supérieurs à celui de la base de données DFS4.
- Le module de vent U_{10} est augmenté par nos corrections par rapport au jeu de forçage ERAinterim original, pour atteindre des valeurs comparables à DFS4.
- Les température et humidité de l'air de notre base de donnée corrigée ont toutes deux des valeurs inférieures à celles des autres jeux de forçage.

Savoir comment de telles différences se traduisent dans le modèle est intéressant pour évaluer la qualité d'un forçage atmosphérique. On se propose donc ici de comparer les flux de surface calculés par le modèle forcé par DFS4, ERAinterim et ERAinterim corrigé entre 1989 et 2007 et de les comparer avec les résultats obtenus dans le chapitre 7. Les simulations

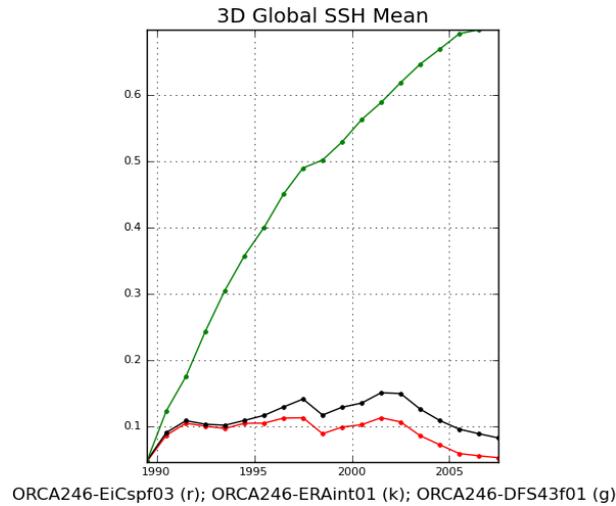


FIG. 8.2 – Evolution entre 1989 et 2007 des SSH moyennes (en m) simulées par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).

vont en effet produire des champs de SST différents entre eux (forçages différents), mais aussi différents de la SST de Hurrell, et les flux calculés par le modèle seront donc différents de ceux estimés par FOTO.

8.2.1 Flux de chaleur

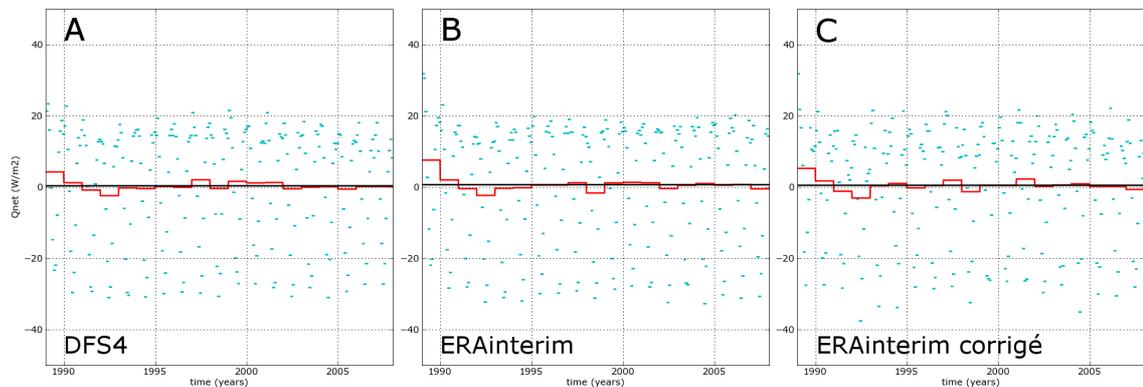


FIG. 8.3 – Séries temporelles (en W/m^2) des flux nets de chaleur calculés par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C), avec les moyennes mensuelles en bleu, annuelles en rouge et sur toute la période 1989-2007 en noir.

En premier lieu, il est important de réitérer les diagnostics présentés dans le chapitre 7 sur les flux de chaleur lorsque ceux-ci sont calculés par le modèle. On avait en effet insisté sur les différences de leur estimation par un schéma faisant intervenir une SST observée et par le modèle faisant intervenir son propre état de surface. Or l'élaboration d'un jeu de forçage et son amélioration tenant à un compromis entre le réalisme des variables at-

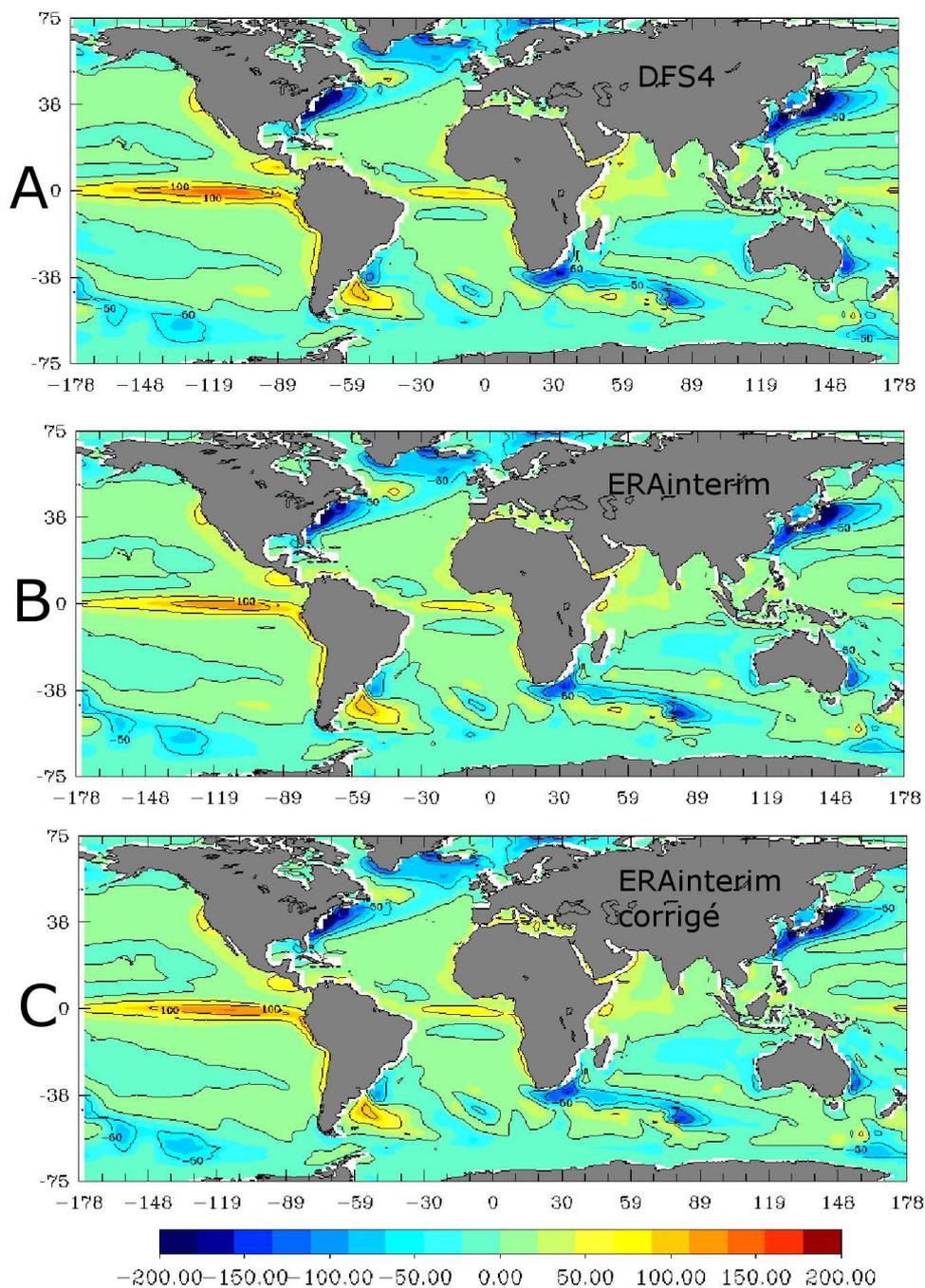


FIG. 8.4 – Cartes des flux nets de chaleur moyens (en W/m^2) entre 1989 et 2007 calculés par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C).

mosphériques et celui du comportement du modèle, la première étape du diagnostic de ce dernier consiste à vérifier que le flux net de chaleur simulé reste équilibré. La figure 8.3 illustre l'importance du rôle de régulateur du modèle d'océan. En effet, alors qu'à SST fixée, les flux moyens estimés pour ERAinterim, DFS4 et ERAinterim corrigé atteignaient des valeurs respectivement de l'ordre de 15 W/m^2 , -7 W/m^2 et 7 W/m^2 (voir chapitre 7), on obtient ici des flux dont la moyenne annuelle globale est pour tous très proche de zéro ($0,4 \text{ W/m}^2$ pour DFS4, $0,6 \text{ W/m}^2$ pour ERAinterim et $0,5 \text{ W/m}^2$ pour ERAinterim corrigé).

On compare maintenant les structures spatiales des flux nets de chaleur moyens entre 1989 et 2007 pour les trois simulations (figure 8.4), et on observe que les caractéristiques spatiales des flux sont similaires dans les trois cas, ce qui justifie le fait de préciser notre diagnostic en ne considérant que les moyennes zonales des flux. En première approche, on constate que les trois flux ont des allures zonales similaires (figure 8.5-A), il convient donc de se focaliser sur une bande de latitudes en particulier afin d'en distinguer davantage. Comme on a pu le voir au cours de ce manuscrit, du fait des limites de notre méthode d'assimilation aux hautes latitudes, c'est dans la bande intertropicale que notre correction est la plus légitime et la moins entachée d'approximations, ce qui nous oriente naturellement vers le choix de cette zone pour comparer de plus près les flux nets de chaleur estimés par le modèle avec les trois jeux de forçage. On observe alors dans la figure 8.5-B, qu'à l'inverse des résultats obtenus à partir d'un diagnostic à SST fixée (voir chapitre 7), le flux net estimé par le modèle forcé avec nos paramètres corrigés est augmenté dans la bande intertropicale.

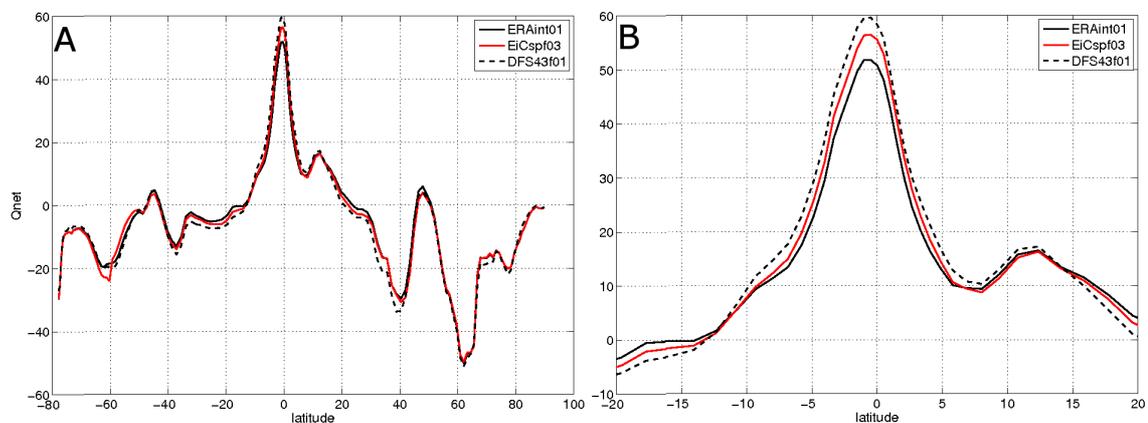


FIG. 8.5 – Moyennes zonales des flux nets de chaleur moyens (en W/m^2) entre 1989 et 2007 calculés par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (pointillés noir), ERAinterim (trait plein noir), et ERAinterim corrigé (trait plein rouge), sur tout le domaine (A), et dans la bande intertropicale 20N-20S.

Les flux nets de chaleur calculés par le modèle montrent donc des caractéristiques différentes de celles de leurs homologues estimés avec une SST observée. Nous allons maintenant regarder leurs diverses composantes, afin de mieux comprendre les mécanismes mis en jeu, et comment la rétroaction de l'océan a pu ainsi inverser la tendance dans la bande intertropicale. La SST n'intervenant pas dans le calcul du flux solaire incident, il

n'est pas étonnant de retrouver les mêmes caractéristiques que celles diagnostiquées par FOTO (figure 8.6-A). Ainsi, on vérifie que nos corrections augmentent l'apport radiatif par rapport à ERAinterim dans la bande intertropicale. On soulignera par contre que la rétroaction négative de la SST (qui va augmenter les pertes via le flux net infrarouge et le flux de chaleur latente) contrebalance l'augmentation du flux solaire incident dans le modèle. Pour ce qui est des autres flux, les liens de causalité qu'on avait pu introduire dans le chapitre 7 entre les modifications apportées aux variables et les flux estimés n'ont plus rien d'évident maintenant qu'entre en jeu la rétroaction du modèle. Si on augmente par exemple le flux radiatif infrarouge descendant on va réchauffer l'océan, et donc augmenter le flux infrarouge ré-émis. Ainsi, la comparaison des flux infrarouges (figure 8.6-B), si elle montre comme FOTO une augmentation des pertes de chaleur dans la bande intertropicale avec nos paramètres corrigés, ne s'accorde pas avec le modèle sur leur amplitude. D'autre part, le flux DFS4 est désormais supérieur au flux ERAinterim (moins de pertes de chaleur), alors qu'avec FOTO ils se cotoyaient de très près. Enfin, les flux estimés par le modèle sont plus importants (perte de chaleur plus grande) que ceux issus de FOTO, avec une différence de l'ordre de $5 W/m^2$. On voit ici une première implication de la SST du modèle dans le calcul des flux, qui même si elle concerne des quantités minimes par rapport au flux solaire incident, jouent un rôle crucial au vu des faibles différences entre les différents flux nets de chaleur, de l'ordre de $5 W/m^2$ valeur.

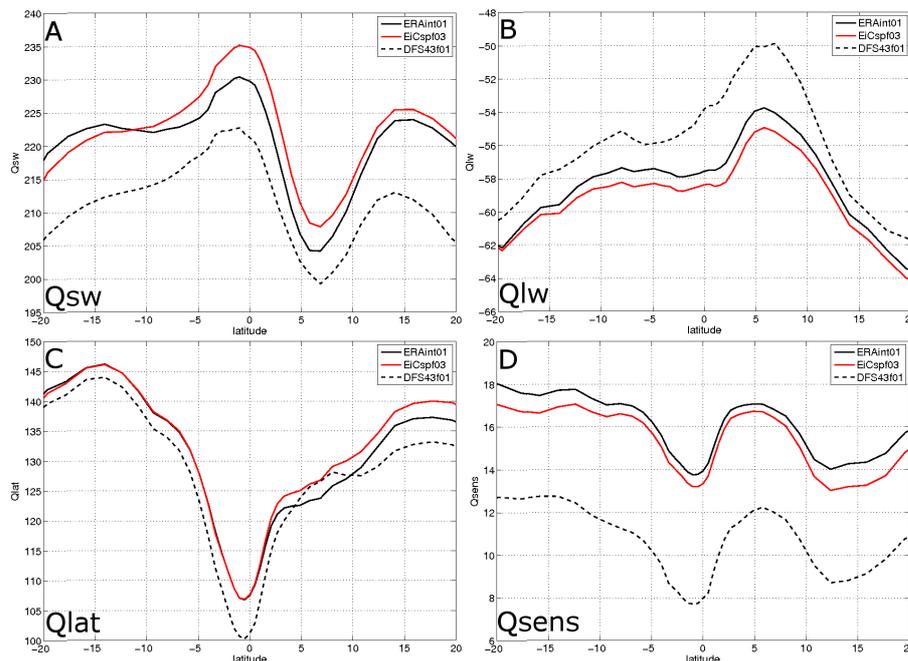


FIG. 8.6 – Moyennes zonales (en W/m^2) des flux de chaleur radiatifs incident (A) et infrarouge (B), et des flux de chaleur latente (C) et sensible (D) entre 1989 et 2007 calculés par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (pointillés noir), ERAinterim (trait plein noir), et ERAinterim corrigé (trait plein rouge) dans la bande intertropicale 20N-20S.

En ce qui concerne les flux turbulents, on note ici encore des différences majeures entre les estimations de FOTO et du modèle. Ainsi dans la bande intertropicale, le flux

de chaleur latente (figure 8.6-C) estimé avec les variables ERAinterim corrigées est supérieur (perte de chaleur plus importante) à celui estimé à partir de DFS4 dans le modèle comme avec FOTO. On notera également que les flux latents estimés dans le modèle sont plus faibles que leurs homologues calculés à SST fixée avec une différence de l'ordre de $20W/m^2$. Enfin, le flux de chaleur sensible (figure 8.6-D) calculé par le modèle avec DFS4 et ERAinterim corrigé donne des résultats très similaires à FOTO, alors qu'une fois de plus, celui correspondant à ERAinterim devient supérieur à ERAinterim corrigé.

On a choisi pour corriger les paramètres atmosphériques de forçage d'assimiler des observations de SST puisque, rappelons-le, cette dernière est la signature en surface des échanges entre l'océan et l'atmosphère. Le diagnostic de la SST simulée arrive donc par conséquent juste après celui des flux, nous renseignant sur l'incrément effectif de nos corrections sur l'état de surface de l'océan.

8.2.2 Température de surface

Une des considérations à long terme concernant la SST est de réduire le biais chaud présent dans les simulations forcées par ERAinterim dans la bande intertropicale. En effet, les différences existant entre les différentes SST simulées et observées sont difficiles à apprécier dès lors qu'on les regarde de manière globale et moyennées sur une longue période (figure 8.7-A). Si on considère donc la moyenne zonale de la SST en réduisant le domaine à la bande intertropicale 20N-20S, on constate alors (figure 8.7-B) que nos corrections conduisent effectivement à réduire la température à ces latitudes, la rapprochant comme DFS4 de la SST de Hurrel. Cette dernière considération constitue le deuxième résultat important quant au comportement du modèle à la surface. On tempérera cependant ces propos par le constat que la SST obtenue par le modèle forcé avec DFS4 est plus proche des observations que celle correspondant au forçage ERAinterim corrigé, et ce malgré la sophistication de la méthode utilisée.

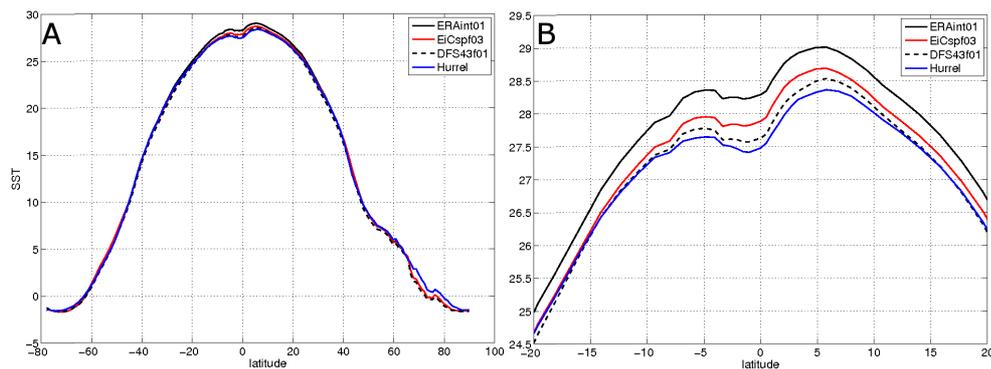


FIG. 8.7 – Moyennes zonales (en °C) entre 1989 et 2007 des SST calculées par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (pointillés noirs), ERAinterim (trait plein noir), et ERAinterim corrigé (trait plein rouge), et pour la SST de Hurrel (trait plein bleu), sur tout le domaine (A), et dans la bande intertropicale 20N-20S (B).

Si on regarde maintenant la distribution spatiale de ces différences, toujours en comparant des moyennes climatologiques entre 1989 et 2007, on constate effectivement une nette

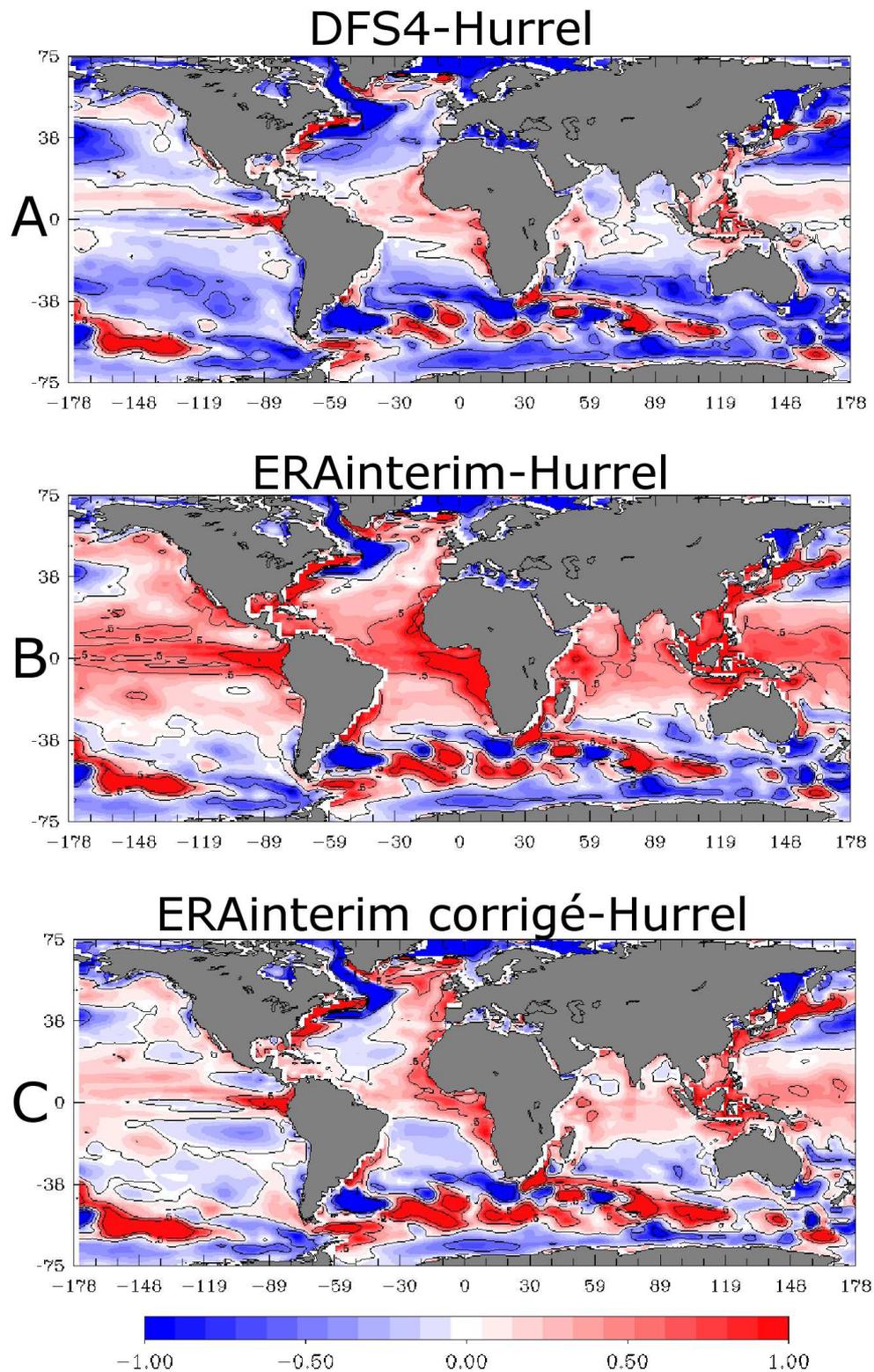


FIG. 8.8 – Cartes des différences des moyennes climatologiques (en °C) entre 1989 et 2007 des SST calculées par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C), avec celle de la SST observée de Hurrell.

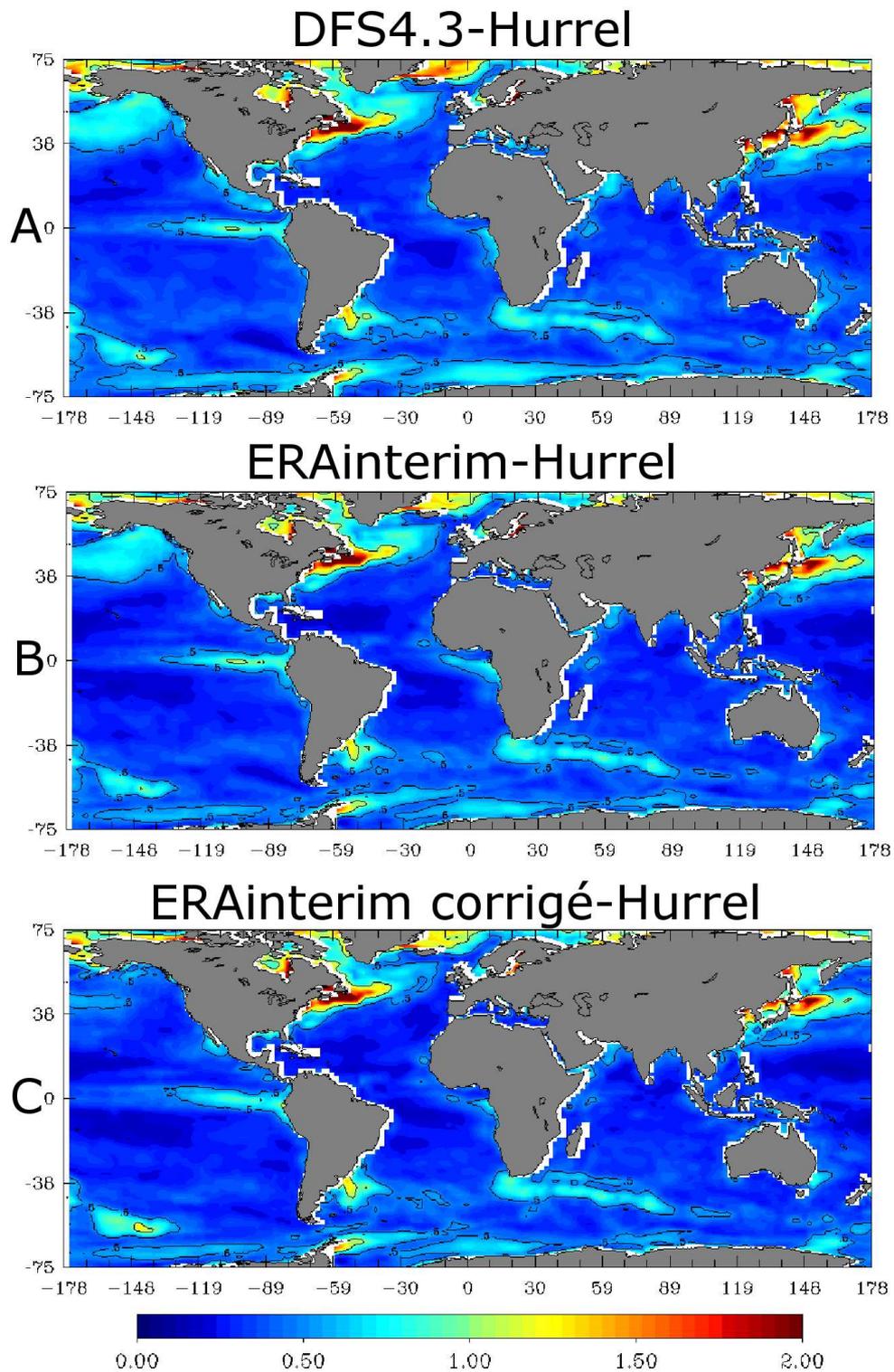


FIG. 8.9 – Cartes des écarts RMS des différences mensuelles entre les SST calculées par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C), avec la SST observée de Hurrel entre 1989 et 2007.

amélioration de l'écart aux observations avec notre jeux de forçage corrigé (figure 8.8-C), alors que la température issue de la simulation forcée par ERAinterim (figure 8.8-B) est visiblement trop élevée. Puisqu'on a limité voire supprimé les corrections de paramètres aux hautes latitudes ainsi que dans les zones majoritairement advectives, il n'est pas étonnant de ne pas constater de modification majeure à ces localisations. Cependant, on constate que dans la simulation forcée par DFS4, on déplore également des différences avec la SST observée du même ordre de grandeur que pour les deux autres. Les cartes présentant les écarts RMS des différences mensuelles de ces mêmes SST entre 1989 et 2007 (figure 8.9) montrent pour les trois simulations des écarts maximaux dans les mêmes zones, et du même ordre de grandeur. On remarquera cependant que dans la bande intertropicale en particulier à l'est du Pacifique et de l'Atlantique, et dans le Pacifique nord (40N-60N) nos corrections réduisent cet écart de $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ par rapport aux deux autres. Ce dernier constat nous informe sur l'amplitude maximale de l'écart des trois simulations aux observations et met en évidence le bénéfice de nos corrections sur la simulation ERAinterim.

Les flux estimés par le modèle forcé avec nos paramètres corrigés conduisent donc à une réduction du biais positif de bilan net de chaleur, avec notamment une SST simulée dans la bande intertropicale plus froide que celle obtenue avec ERAinterim. Fort de ces résultats encourageants en surface, nous allons maintenant nous intéresser aux caractéristiques en trois dimensions de l'état océanique global. Le paragraphe suivant fera donc l'objet de divers diagnostics classiques utilisés pour valider les simulations mises en oeuvre dans le cadre du projet DRAKKAR.

8.3 Etat de l'océan en trois dimensions

Bien que les modifications de la surface soient la traduction directe du forçage atmosphérique, elles ne restent que la partie émergée de l'iceberg. Il est en effet tout aussi important de s'intéresser à ce qui se passe en profondeur. La stratégie de validation de notre forçage corrigé aurait pû être axé sur la comparaison des simulations aux observations disponibles sur l'océan global. On sait cependant qu'un modèle comme NEMO dans sa configuration ORCA2 produit des solutions qui n'ont qu'un accord très qualitatif avec les observations *in situ*. On a donc préféré à cette approche une étude comparative des simulations forcées par DFS4, ERAinterim et ERAinterim corrigé par les diagnostics réalisés systématiquement sur les simulations DRAKKAR afin d'évaluer l'impact de nos corrections sur la solution du modèle.

On se propose donc de comparer l'état de la subsurface des trois simulations. Divers diagnostics sont révélateurs du comportement d'un modèle, et c'est par leur biais qu'on en évalue la qualité et le réalisme. Cette comparaison a été réalisée sur la base du *monitoring* standard des simulations DRAKKAR. Il n'est que partiel, mais propose une première vision de l'état du modèle. On s'intéressera donc au contenu thermique et halin global afin de dégager une vue d'ensemble de l'état de l'océan, puis nous caractériserons la circulation à grande échelle (temporelle et spatiale) par le biais de la MOC (pour *Meridional Overturning Circulation*). Nous présenterons ensuite différents transports caractéristiques de la circulation de chacun des bassins océaniques, pour finir par un trait essentiel de la dynamique équatoriale particulièrement lié au forçage atmosphérique : le sous-courant

équatorial.

8.3.1 Contenu thermique et halin global

Si les trois jeux de forçage conduisent à des conditions de surface comparables, tant en terme de flux net de chaleur que de SST, dès lors qu'on considère le contenu thermique et halin global de l'océan, on distingue des différences plus marquée. Dans la figure 8.10-A, présentant l'évolution de la température globale entre 1989 et 2007, on observe un bon accord sur la variabilité interannuelle. Cependant, le refroidissement observé est plus marqué avec DFS4 et ERAinterim corrigé qu'avec le forçage ERAinterim original avec des différences de l'ordre de $0,005\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$, expression sur toute la colonne d'eau de l'apport de chaleur excessif constaté avec ERAinterim.

La figure 8.10-C permet quant à elle de quantifier cette dérive de contenu thermique selon la profondeur. On observe alors qu'ERAinterim et ERAinterim corrigé conduisent à un réchauffement cumulé de la surface (50 premiers mètres) respectivement de l'ordre de $0,15$ et $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ sur la totalité de la période 1989-2007, alors que DFS4 tend à la refroidir ($-0,05\text{ }^{\circ}\text{C}$). Il est alors intéressant de constater que bien que nos corrections tendent à réduire le biais chaud par rapport aux observations de SST à l'image de DFS4 (en comparant des moyennes climatologiques), elles conduisent dans le temps à une tendance en surface de signe opposé à notre référence. Entre 50 et 250 mètres les trois simulations montrent une tendance au réchauffement puis, en dessous de 250 mètres, on observe un refroidissement. Les amplitudes de ces changement de température sont les plus faibles pour DFS4, et les plus forts pour ERAinterim. L'origine de ce biais chaud, puis froid au niveau de la thermocline principale est directement liée à l'une des composantes du forçage atmosphérique : le vent. En effet, le vent induit un effet de "pompage" qui pousse les isopycnes vers le bas. Si ce phénomène n'est pas assez fort (vent trop faible), les isopycnes remontent dans la thermocline, créant un biais froid en dessous, et un biais chaud au dessus, ce qu'on observe dans les trois simulations. L'une des qualité de DFS4 identifiée lors de son évaluation était le fait de réduire l'écart de température entre les eaux trop chaudes situées entre 50 et 250 m de profondeur et les eaux trop froides entre 250 et 1000 m , traduisant donc un meilleur positionnement des masses d'eau selon la verticale. Nos corrections réduisent elles aussi ce gradient de température même s'il reste plus important que celui occasionné par le forçage DFS4.

En ce qui concerne la salinité, on constate que la dérive présente dans la simulation forcée par DFS4, liée à la dérive de SSH et due à un bilan d'eau douce $E - P + R$ positif, n'est visible ni avec ERAinterim, ni avec nos paramètres corrigés qui amènent à des simulations présentant toutes deux une évolution stable. On rappellera que notre méthode d'assimilation de données exerce un contrôle sur la salinité de surface en assimilant des données climatologiques, et ce justement dans le but d'éviter d'introduire une dérive en sel dans le modèle en ne le contrôlant que via des observations de température de surface. La simulation forcée par les nouveaux paramètres n'altère pas la qualité intrinsèque que montrait ERAinterim par rapport à DFS4 : un bilan d'eau douce équilibré. Selon la profondeur cependant, on distingue la réduction par nos corrections du maximum aux alentours de 100 m de profondeur et du minimum à 450 m . De nouveau, on peut attribuer

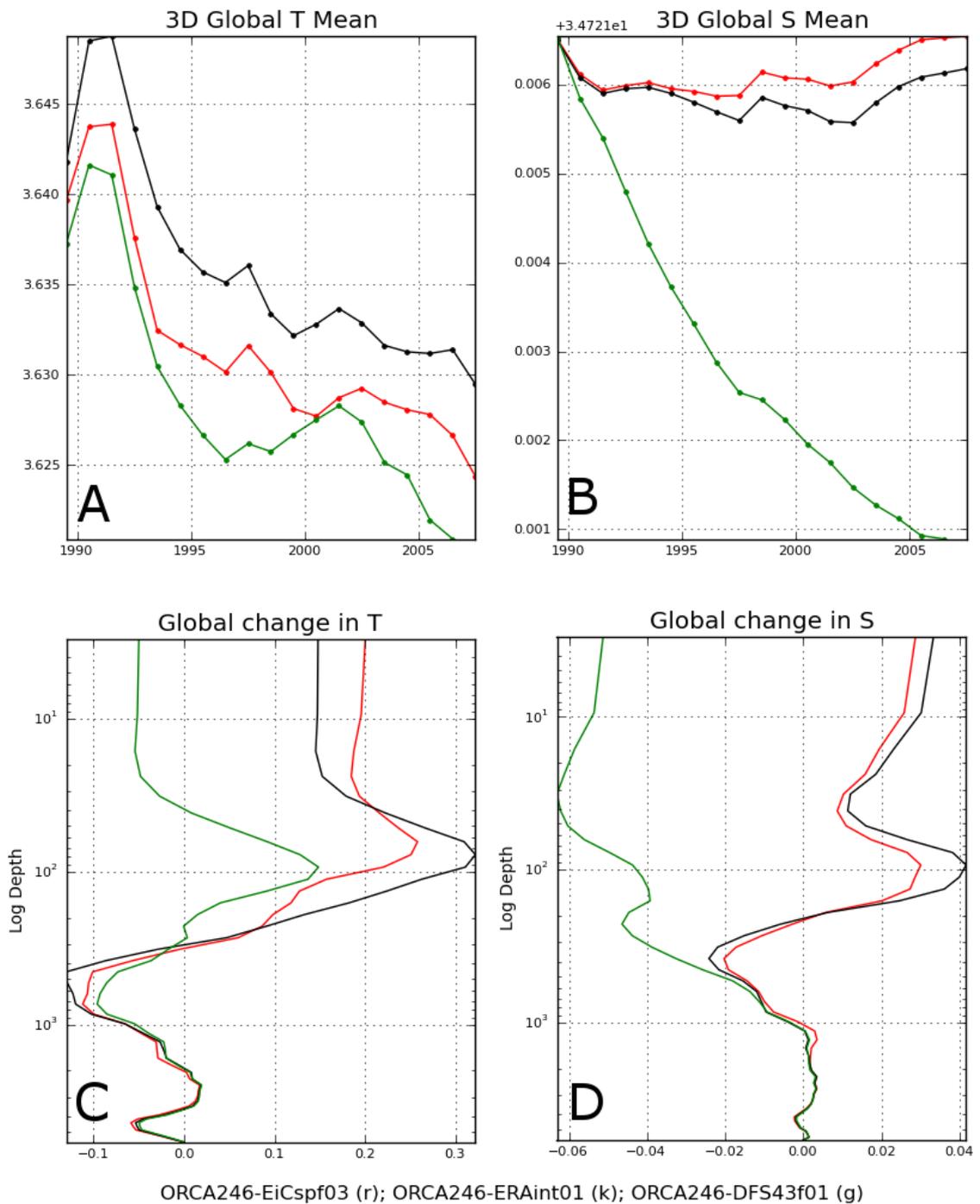


FIG. 8.10 – Evolution des température en °C (A) et salinité en kg/kg (B) moyennes globales entre 1989 et 2007, et dérive totale (dernière année de simulation - condition initiale (Levitus et al., 1998)) des température (C) et salinité (D) en fonction de la profondeur, pour les simulations forcées par DFS₄ (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).

la diminution de ce gradient entre maximum et minimum à l’augmentation du mélange vertical ressenti par l’application de vents plus intenses.

On obtient donc avec le nouveau forçage des caractéristiques globales en sel et températures améliorées par rapport à la simulation forcée par ERAinterim, et qui se rapprochent de celles de DFS4. L’étude de la subsurface contribue donc avantageusement au diagnostic du nouveau jeu de forçage puisqu’elle nous informe sur l’importance de l’intégration des flux en profondeur, et sur leur rôle dans la modification de la dynamique de l’océan. Ayant dorénavant un aperçu de l’état de l’océan de manière “figée”, on s’intéressera davantage dans la suite à ses mouvements.

8.3.2 Intensité de la circulation méridienne de retournement de l’océan ou MOC

La circulation méridienne redistribue dans tout l’océan la chaleur absorbée aux faibles latitudes. Cette figure clé du climat terrestre est en fait composée de plusieurs mécanismes que sont la formation d’eaux denses au niveau des pôles, leur progression en profondeur dans les courants de bord, puis vers la surface lorsqu’elles remontent aux plus basses latitudes (*upwelling*), menant à un mouvement global de retournement de l’océan profond. Il est important de caractériser les changements de cette circulation induits par la modification du forçage atmosphérique. On notera que le jeu de forçage DFS4 avait fait l’objet d’ajustements au niveau des hautes latitudes Nord, alors que dans notre cas, on n’applique aucune correction au delà de $60^{\circ}N$ et $60^{\circ}S$.

La circulation thermohaline pilotée par les gradients méridiens de densité et le mélange intérieur, et la circulation induite par le vent ne sont pas discernables de manière évidente via l’observation de l’océan. Elles contribuent néanmoins toutes les deux aux transports de quantités et sont intimement liées. Un concept communément utilisé pour illustrer ce mouvement global est la cellule méridienne de retournement ou MOC (*Meridional Overturning Cell*). La MOC représente le transport méridien (en volume d’eau) en fonction de la latitude et de la profondeur (d’autres représentations existent comme par exemple en fonction de la densité). Cette quantité est mathématiquement représentée par la double intégrale zonale et verticale de la vitesse méridienne. La MOC peut être facilement diagnostiquée dans un modèle et est en théorie observable. La figure 8.11 montre par exemple sa valeur moyenne dans l’Atlantique pour chacune des trois simulations entre 1989 et 2007. Elle contient tant les courants induits par le vent que la part thermohaline de la circulation. Il s’agit donc d’un diagnostic révélant un mélange de plusieurs mécanismes relevant des forçages thermique, halin, et de quantité de mouvement, ce qui justifie complètement sa présence dans l’évaluation d’un jeu de forçages dans le modèle.

On discerne peu de différences entre les trois simulations sur la figure 8.11, si ce n’est que nos paramètres corrigés semblent conduire, comme DFS4 à une cellule du maximum d’intensité légèrement plus étendue. On constate également lorsqu’on s’intéresse à des séries temporelles sur la figure 8.12-A que le maximum d’intensité de la MOC à $40N$ intégré globalement ne présente pas de différences significatives selon le forçage utilisé. Nos corrections ne mettent donc pas en péril la représentation de la MOC dans l’hémisphère nord. Cependant, on observait déjà un bon accord entre les variabilités interannuelles si-

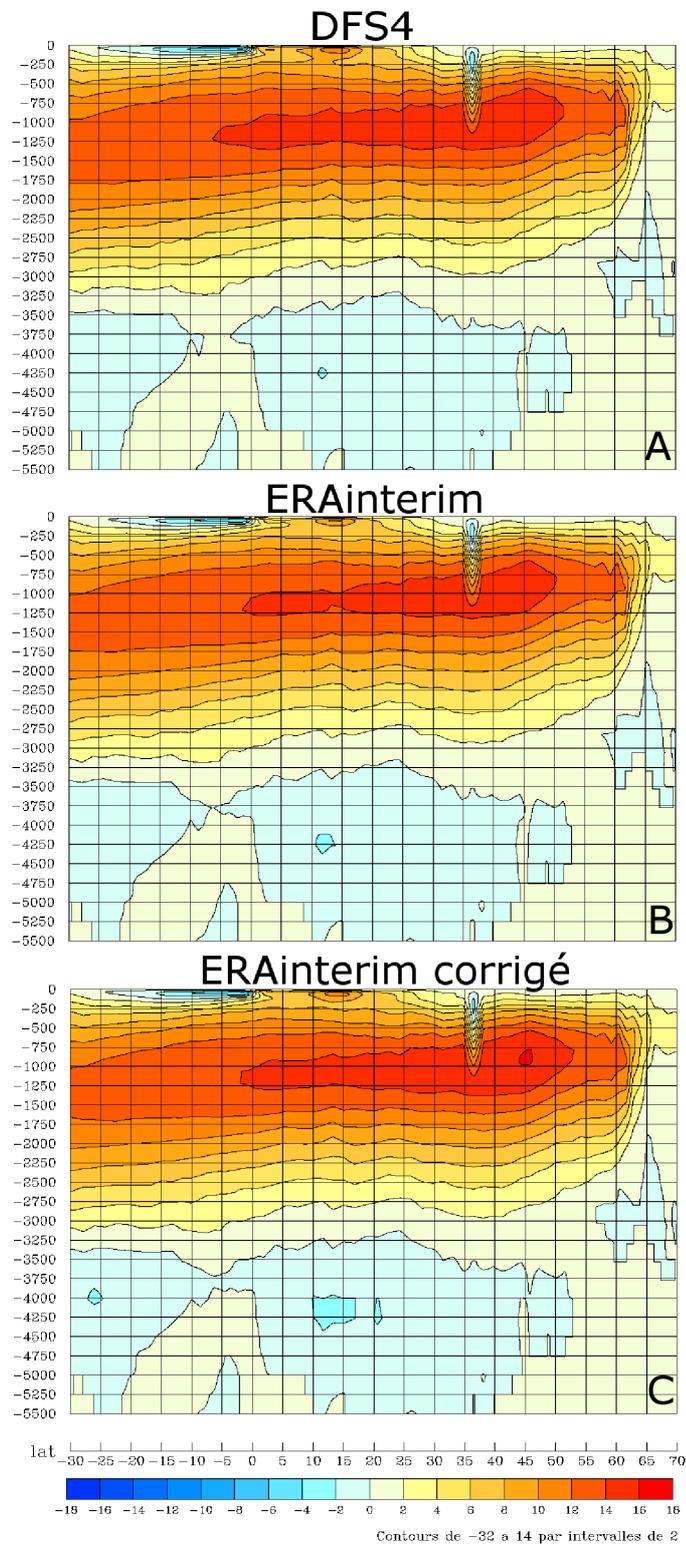


FIG. 8.11 – Intensité moyenne de la MOC dans l'Atlantique (en Sv) entre 1989 et 2007 pour les simulations forcées par DFS₄ (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C).

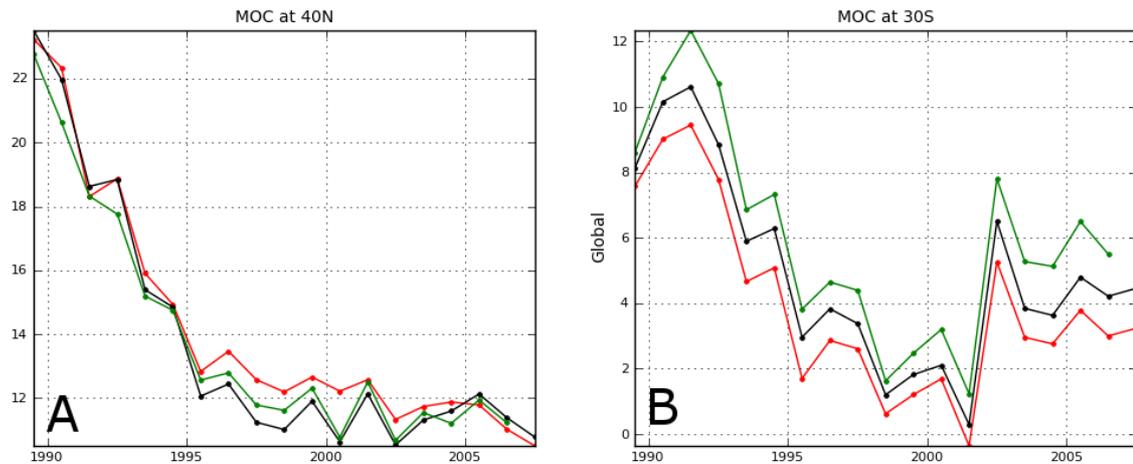


FIG. 8.12 – Evolution du maximum de l'intensité annuelle moyenne de la MOC (en Sv) entre 1989 et 2007 pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).

mulées avec DFS4 et ERAinterim, avec des différences d'intensité de la MOC de l'ordre de quelques dixièmes de Sv seulement. On notera que la dérive observée entre 1989 et 1995 correspond à l'ajustement du modèle. On peut donc en conclure que les différences de forçages telles que celles qu'on envisage ici n'ont pas un impact aisément identifiable sur la caractérisation de la MOC à 40N. Si on s'intéresse maintenant à l'hémisphère Sud (figure 8.12-B), on observe des différences entre chacune des simulations qui sont de l'ordre du Sv. Cependant, on observe aussi que l'intensité du maximum de la MOC à 30S est systématiquement maximal avec DFS4, et minimal avec nos paramètres corrigés, ce qui suggère une plus grande sensibilité du modèle à des variations de forçages dans ces zones-là. Notre correction réduit ainsi la MOC à 30S d'environ 1 Sv, ce qui amène à des différences de l'ordre de 2 Sv par rapport à DFS4.

L'étude de la MOC telle que l'expression des forçages thermique, halin, et de quantité de mouvement nous confirme que les paramètres corrigés amènent à une simulation de la circulation générale océanique a priori cohérente avec celle correspondant au jeu de référence DFS4. Cependant, ce diagnostic implique des mécanismes interdépendants qu'il est complexe de dissocier, on s'intéressera donc dans le paragraphe suivant à diverses branches de ce mouvement général, divers courants significatifs de sections choisies pour renseigner sur le "bon fonctionnement" du modèle.

8.3.3 Transports de masse

Les transports de masse à travers certaines sections choisies de l'océan global permettent de quantifier le débit des grands courants composant la circulation océanique générale. Leur variabilité temporelle ainsi que leur intensité témoignent de la qualité de la simulation, et il s'agit donc ici de vérifier que les principales structures connues du déplacement des masses d'eaux restent correctement représentées lorsqu'on applique nos corrections de paramètres au forçage atmosphérique. Nous présenterons donc ici l'illustration de cinq sous-systèmes caractéristiques respectivement de la circulation en mer

Arctique, de la formation d'eaux denses en Atlantique Nord, de la circulation autour du continent Antartique, de la communication entre l'océan Indien et les autres bassins, ainsi que du déplacement important des masses d'eau dans le Gulf Stream.

Impact des corrections de forçage aux hautes latitudes

Circulation en mer Arctique :

La circulation dans la mer Arctique est modulée par le transport de masses d'eau via trois détroits. L'eau en provenance du Pacifique entre dans la mer Arctique par le détroit de Bering (figure 8.13-B), et en ressort majoritairement par le détroit de Fram (figure 8.13-A), et en plus modeste quantité par celui de Baffin (figure 8.13-C) pour alimenter les courants froids du nord de l'Atlantique.

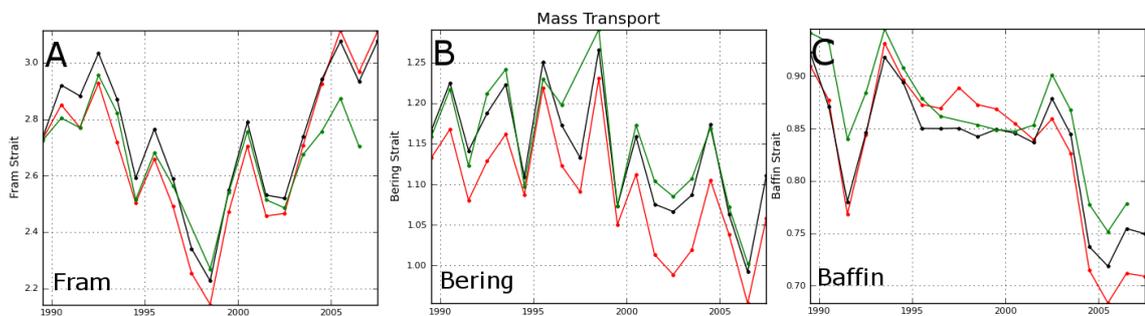


FIG. 8.13 – Evolution du transport de masse (débit en Sv) moyen entre 1989 et 2007 à travers le détroit de Fram (A), celui de Bering (B), et celui de Baffin (C) pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).

Sur la figure 8.13, on observe tout d'abord que les transports à travers chacune de ces sections sont comparables en intensité et variabilité temporelle pour chacune des trois simulations, mais que notre correction de paramètres conduit à un débit d'entrée d'eau systématiquement inférieur à celui des deux autres simulations. Cette modification qui reste cependant assez faible va dans le bon sens, le transport au détroit de Bering étant généralement trop élevé dans les simulations DRAKKAR (Lique et al., 2010). Elle se ressent en sortie quasiment exclusivement sur le débit nourrissant la baie de Baffin. Etant donné qu'on n'applique pas de corrections de paramètres à ces latitudes, il s'agit ici d'une conséquence à grande échelle de la modification de l'équilibre entre le Pacifique et l'Arctique via un changement de circulation du Pacifique, puisque c'est le transport au niveau du détroit de Bering qui gouverne la circulation en mer Arctique (Lique et al., 2010). On a donc une illustration du fait que nos corrections de forçage ont un impact identifiable à grande échelle bien qu'elles ne couvrent pas la globalité de l'océan. Il est cependant difficile d'identifier clairement la correction ayant entraîné cette modification, puisqu'elle se situe bien en amont de cette dernière, que ce soit spatialement ou temporellement.

Il existe cependant à ces hautes latitudes Nord des phénomènes sur lesquels on peut distinguer un impact direct d'une modification de forçage en particulier, comme on s'attachera à le décrire dans le paragraphe suivant.

Formation d'eaux denses en Atlantique Nord :

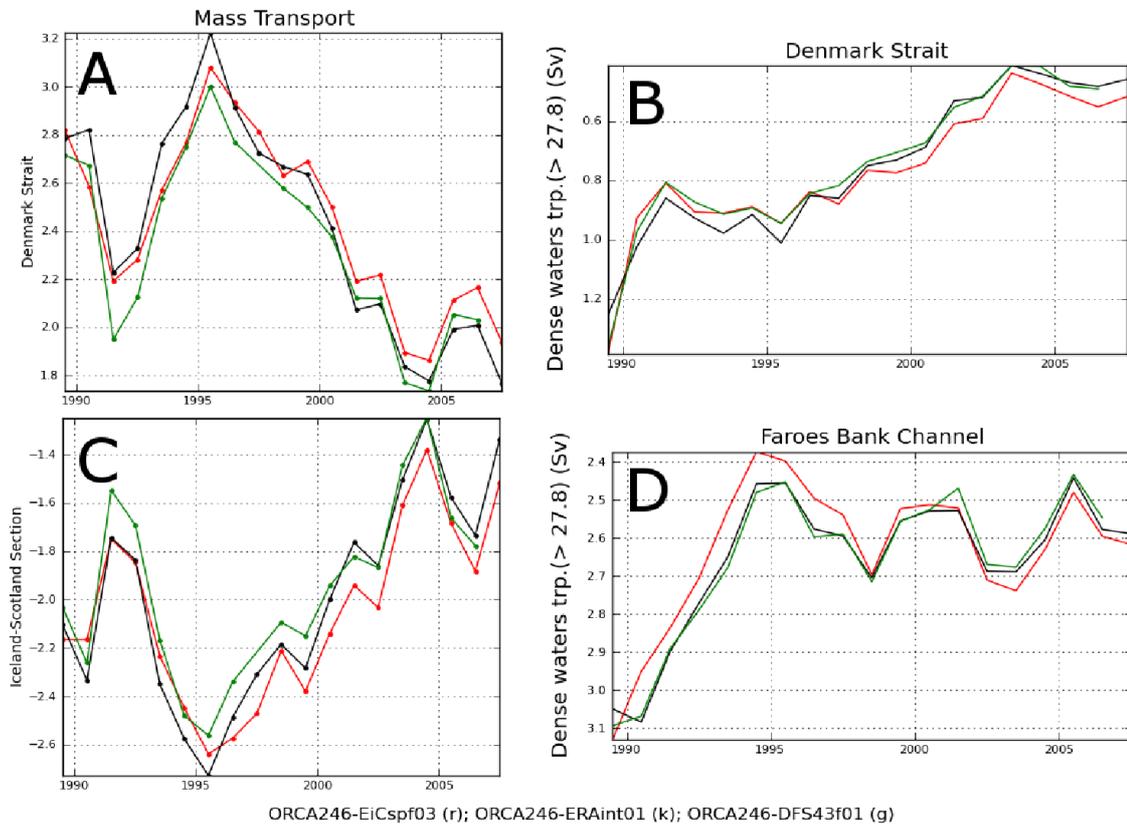


FIG. 8.14 – Evolution du transport de masse (débit en Sv) moyen total (AC), et pour les eaux d'une densité supérieure à $\sigma_0 = 27,8$ (BD) entre 1989 et 2007 à travers le détroit du Danemark (AB), et le canal des îles Faroe (CD) pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).

Le détroit du Danemark (entre le Groenland et l'Islande) et le passage des Iles Faroe (entre l'Islande et l'Ecosse) sont des zones où on observe un comportement des masses d'eaux différent selon la profondeur. En effet, les eaux denses (froide et salée) formées dans les mers nordiques sont injectées à ces latitudes dans la circulation profonde Nord-Atlantique, alors qu'en surface règnent des courants d'eau froide et peu salée plus "légers". Les eaux denses en question viennent de l'équateur chargées en sel et vont plonger vers les profondeurs en se refroidissant, excepté pour la couche de surface dont la salinité est diminuée par l'apport d'eau douce de la glace de mer. Les figures 8.14-A et 8.14-C nous montrent que les transports de masse à travers ces détroits associés à chacune des simulations sont comparables, mais étant donné qu'il s'agit ici d'une quantité intégrée sur toute la verticale, elles renseignent mal la question de la formation d'eaux denses. On a en effet ici le transport correspondant à l'alimentation profonde de l'Atlantique Nord, mais aussi aux courants de surface qui peuvent être dirigés vers les mers nordiques, ou vers l'Atlantique selon les régions. On adoptera donc ici la convention suivante : on notera comme positif

un transport allant des mers nordiques à l'Atlantique, et négatif un transport alimentant les mers nordiques.

On s'intéresse dans les figures 8.14-B et 8.14-D au transport des masses d'eau d'une densité supérieure à 27,8, valeur correspondant à la circulation profonde Nord-Atlantique. On constate alors que si ERAinterim et DFS4 conduisent à des transports d'eau dense comparables, on obtient avec notre forçage corrigé une intensité de transport systématiquement inférieure à celles des autres simulation jusqu'en 1998, puis systématiquement supérieure entre 1998 et 2007. On rappellera cependant qu'aucune correction de forçage n'est appliquée aux latitudes des deux détroits discutés ici puisqu'on se situe au delà de 60N. Il est donc difficile d'identifier par ce seul diagnostic laquelle des modifications des flux aux moyennes latitudes produit cet impact sur les transports à travers ces deux détroits, et par conséquent sur la formation d'eaux denses. Les modifications de vent dans l'Atlantique nord peuvent en effet conduire à une réponse rapide de la formation d'eaux denses dans le modèle. Il est également possible d'envisager que les échanges turbulents de chaleur effectués en amont avec l'atmosphère ont un impact sur ce mécanisme. Avoir une idée plus précise de l'implication des modifications de forçages aux moyennes latitudes sur la formation d'eaux denses dans les mers nordiques nécessiterait donc un diagnostic plus approfondi. Dans un contexte où on s'intéresse aux possibles impacts d'un changement climatique sur la circulation thermohaline, ce résultat met en évidence non-seulement le fait que cet important mécanisme de redistribution de la chaleur est sensible à de faibles modifications de l'état atmosphérique, mais aussi que l'amplitude des modifications en question est du même ordre de grandeur que les incertitudes présentes dans les jeux de données utilisés pour forcer les modèles d'océan.

On peut aussi diagnostiquer cette convection profonde par un diagnostic de profondeur de la couche de mélange pour le mois de Mars de chacune des simulations. La figure 8.15 présente la profondeur moyenne de la couche de mélange en Mars entre 1989 et 2007 pour les zones de convection profondes de l'Atlantique Nord dans une simulation forcée par DFS4 d'une part (figure 8.15-A), et d'autre part les différences entre cette profondeur moyenne et ses homologues issues de simulations forcées par ERAinterim (figure 8.15-B), et ERAinterim corrigé (figure 8.15-C). On constate ainsi que la simulation forcée par ERAinterim conduit à une couche de mélange moins profonde partout entre 40N et 60N (de l'ordre de 50m de différence), et qu'on observe un décalage vers le nord de la zone de convection de la mer du Labrador par rapport à DFS4. On retrouve ces mêmes caractéristiques en comparant les simulations forcées par nos paramètres corrigés et DFS4, avec une diminution encore plus marquée de la profondeur de couche de mélange entre 40N et 60N (de l'ordre de 100m de différence). Le décalage vers le nord de la zone de convection de la mer du Labrador est elle aussi visible et s'accompagne d'un décalage vers l'ouest. Enfin, des différences de 300m au nord de l'Ecosse mettent en évidence une stratification plus forte que dans les deux autres simulations.

La figure 8.16 complète ce dernier diagnostic des écarts RMS (en m) correspondant aux variations de la profondeur de la couche de mélange pour les trois simulations entre 1989 et 2007. On y constate que la variabilité en terme de couche de mélange de la simulation forcée par ERAinterim est plus faible que celle forcée par DFS4, notamment en mer du Labrador. L'utilisation de nos paramètres corrigés pour forcer le modèle conduisent à

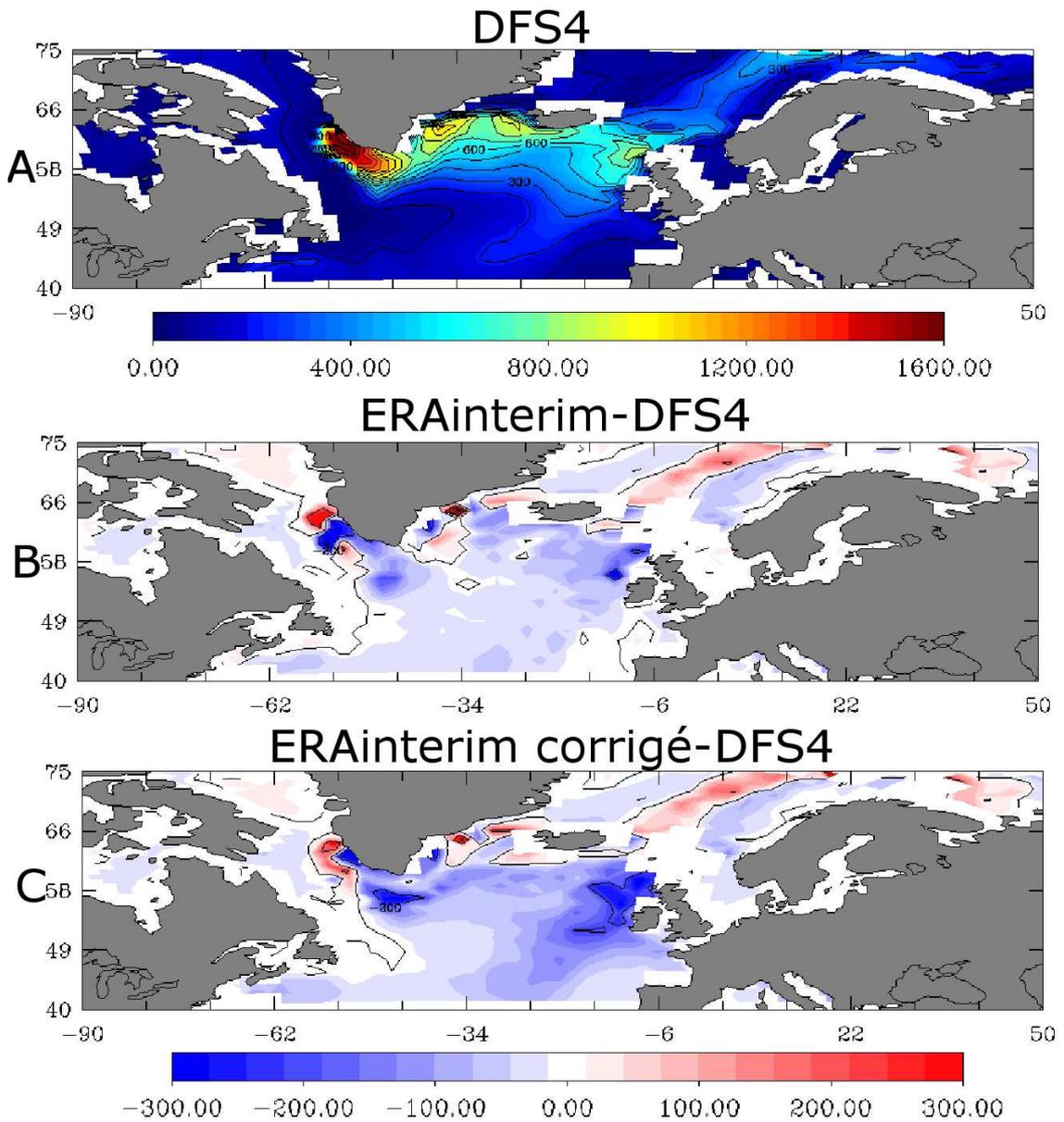


FIG. 8.15 – A : Profondeur moyenne de couche de mélange (en m) au mois de mars entre 1989 et 2004 dans une simulation forcée par DFS4. B et C : Différences entre les profondeurs moyennes de couche de mélange au mois de mars entre 1989 et 2004 pour des simulations forcée par DFS4 et ERAinterim (B), et par DFS4 et ERAinterim corrigé (C).

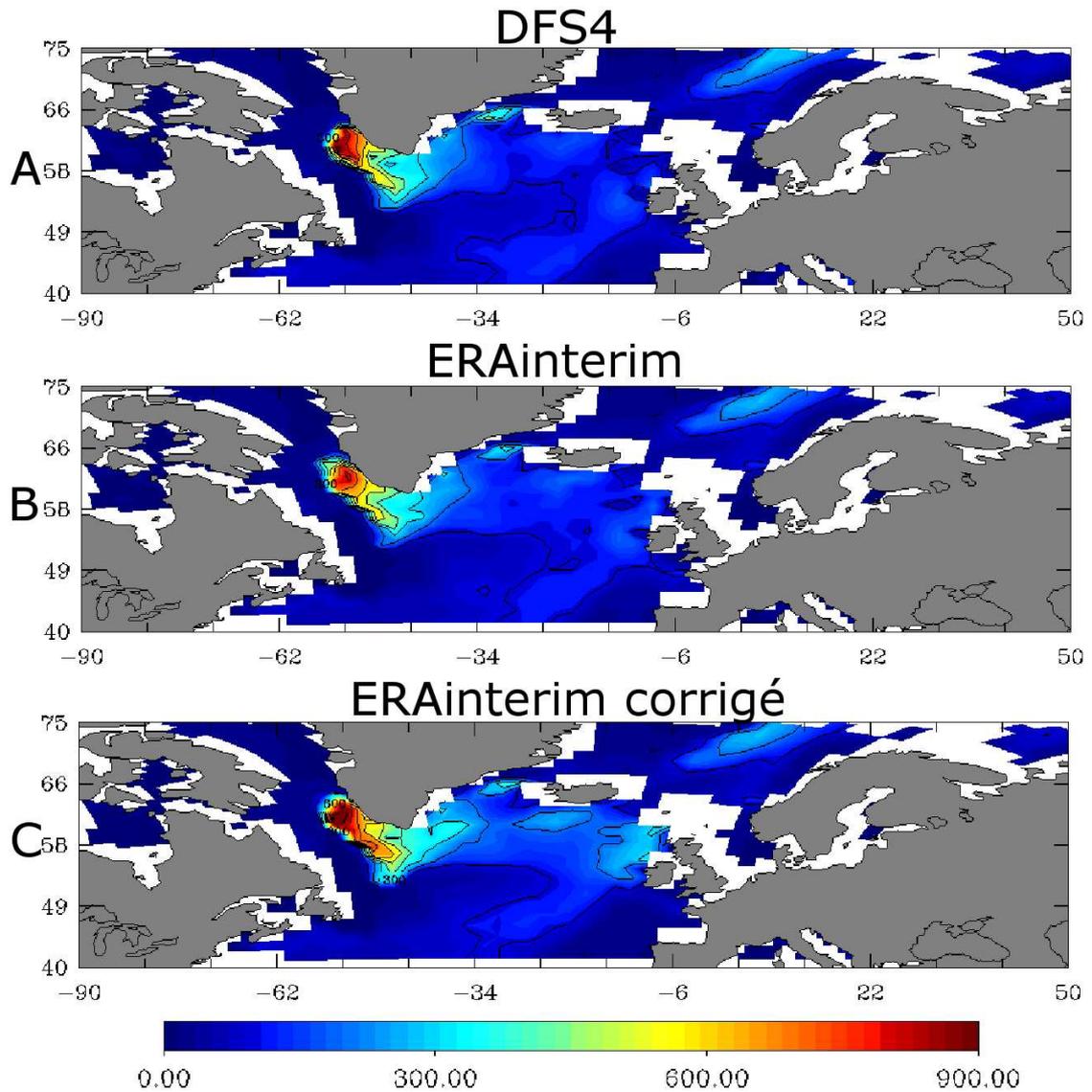


FIG. 8.16 – *Ecart RMS de la profondeur de couche de mélange des mois de mars entre 1989 et 2004 dans une simulation forcée par DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C).*

une augmentation de l'amplitude de la variabilité jusqu'à obtenir des valeurs comparables à celles de la simulation forcée par DFS4 en mer du Labrador (de l'ordre de $900m$), et amplifie également la variabilité au nord de l'Ecosse (de l'ordre de $300m$ pour ERAinterim corrigé, contre $100m$ pour les deux autres simulations).

Des phénomènes similaires existent dans l'hémisphère sud où prennent également naissance des eaux denses qui vont nourrir la circulation thermohaline à l'échelle globale. L'impact de nos corrections de forçage y est cependant différent puisqu'on envisage des latitudes plus faibles et que des modifications y sont donc effectivement apportées. Le dernier volet dédié aux hautes latitudes traite donc de la circulation autour de l'Antarctique.

Le Courant Circumpolaire Antarctique (ou ACC) :

Alors que nos modifications de paramètres de forçage n'interviennent pas directement aux latitudes concernées par la circulation en mer Arctique, et la formation d'eaux denses en Atlantique Nord (au delà de $60N$), il n'en est pas de même pour le cas du courant circumpolaire Antarctique. En effet, la position de ce courant dirigé vers l'ouest et contournant le continent Antarctique est généralement définie avec la latitude $40S$ comme limite nord. Les vents forts soufflant eux aussi d'est en ouest entre $40S$ et $60S$ un transport d'Eckman vers le nord est créé, et ce dernier associé à la production d'eaux denses en bordure du continent Antarctique induit un gradient de pression à l'origine de ce courant géostrophique. Le vent et sa variabilité interannuelle pilote majoritairement le courant circumpolaire (Treguier *et al.*, 2010), et augmenter son intensité dans cette région revient à redresser les isopycnes, et donc à accentuer le courant.

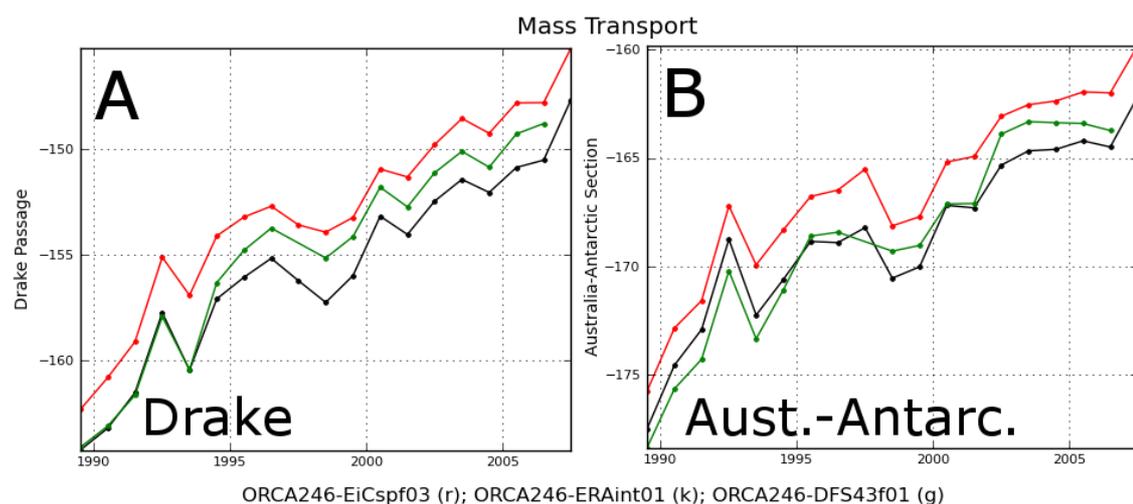


FIG. 8.17 – Evolution du transport de masse (débit en Sv) moyen entre 1989 et 2007 à travers la passage de Drake (A), et la section entre Australie et Antarctique (B) pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).

Sur la figure 8.17, on observe pour les deux sections caractérisant le transport au sein

de l'ACC que les trois simulations présentent des intensités ainsi qu'une variabilité inter-annuelle comparables. On notera cependant que nos corrections de paramètres conduisent systématiquement à sa diminution par rapport à ERAinterim, mais aussi par rapport à DFS4. En effet, on avait pu observer dans le chapitre 7, que nos corrections moyennes du module de vent entre 1989 et 2007 tendaient à l'augmenter dans une large bande inter-tropicale, mais qu'on constatait plutôt sa diminution au delà de 40S. Cette modification du vent est donc vraisemblablement responsable de l'amointrissement du transport de l'ACC dans notre simulation. On remarque également dans la figure 8.17, quel que soit le jeu de forçage utilisé, une tendance à l'affaiblissement du transport avec le temps. Cette tendance n'est cependant pas attribuable aux paramètres atmosphériques, mais plutôt à une représentation peu satisfaisante de la plongée des eaux denses formées au sud par courant gravitaire. La disparition par mélange de ces masses d'eaux réduit le gradient de pression, et donc le transport qui lui est associé (*Dufour, 2011*). On précisera que cette tendance linéaire est aussi observée dans des simulations climatologiques (*Treguier et al., 2010*), ce qui disculpe a priori les paramètres atmosphériques.

On observe donc un réel impact de nos corrections de forçage dans la circulation océanique globale, y compris aux hautes latitudes Nord, où on n'applique pourtant aucune correction. Le rôle du modèle à des fins d'évaluation d'un jeu de paramètres atmosphériques est donc essentiel si l'on souhaite comprendre et améliorer son influence sur l'océan. Dans le cas de notre nouveau forçage, on a pu vérifier ici que l'influence à grande échelle des corrections conduit à une représentation de l'océan aux hautes latitudes cohérente avec celle fournie par la simulation forcée avec notre jeu de référence, et on a mis en évidence des différences dans la circulation générale océanique qui illustrent bien les modifications du forçage. Dans le paragraphe suivant, on s'intéressera davantage à la circulation aux latitudes moyennes où les corrections de paramètres atmosphériques ont un impact davantage localisé.

Impact des corrections de forçage aux moyennes latitudes

Circulation entre l'océan Indien et les autres bassins :

La circulation de l'océan Indien est saisonnière et traduit essentiellement l'alternance de différents régimes atmosphériques de la Mousson. Par conséquent, les courants de surface changent avec la saison à l'image des vents de cette région du globe ce qui fait toute la complexité de la circulation océanique dans l'océan Indien. Nos corrections de forçage, étant donnée leur amplitude et le fait qu'elles aient été estimées indépendamment pour chaque mois, n'ont pas vocation a priori à modifier la variabilité saisonnière de la Mousson. De plus, on s'intéresse dans cette thèse à la variabilité interannuelle de l'océan global, on présente donc dans la figure 8.18 les séries temporelles des transports simulés par le modèle à travers l'archipel indonésien et entre le Mozambique et Madagascar, deux sections caractéristiques de la communication de l'océan Indien avec les deux autres bassins.

Sur la figure 8.18, on peut voir que les transports issus des trois simulations entre le Mozambique et Madagascar présentent des caractéristiques comparables en terme de variabilité temporelle. On observe d'autre part que l'intensité de ce transport est systématiquement plus élevée avec DFS4, un demi Sv plus faible avec nos correction,

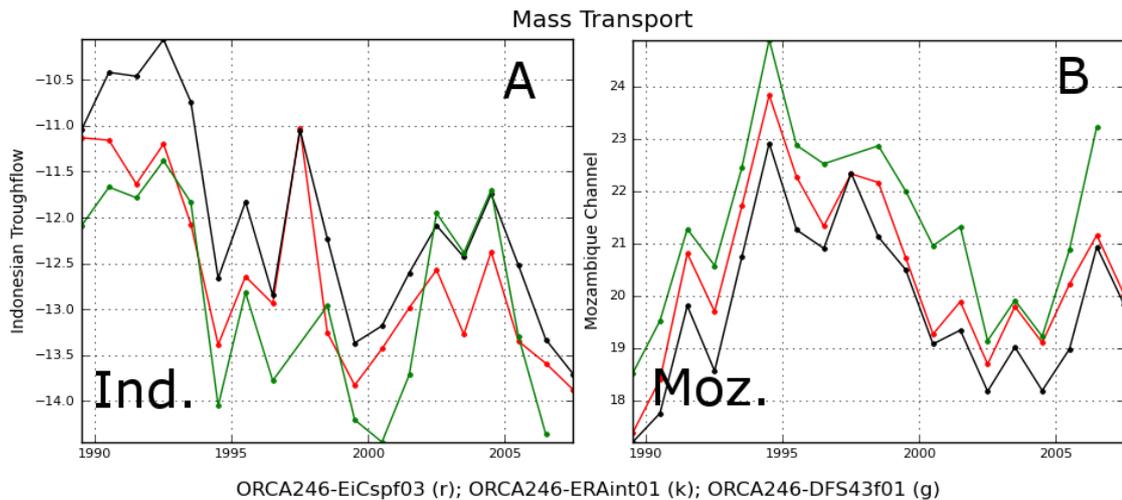


FIG. 8.18 – Evolution du transport de masse (débit en Sv) moyen entre 1989 et 2007 à travers l'archipel indonésien (A), et dans le canal du Mozambique (B) pour les simulations forcées par DFS₄ (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).

et minimale avec ERAinterim. Nos corrections augmentent ainsi le transport d'à peu près 0,5 Sv, ce qui est sans doute attribuable à l'augmentation de l'intensité du vent. A quelques exceptions près, on observe un comportement similaire en ce qui concerne le transport à travers l'archipel indonésien. Là aussi, le vent joue vraisemblablement un rôle important sur l'intensité du transport simulé, mais d'autres mécanismes rentrent à l'évidence en ligne de compte dès qu'il s'agit d'expliquer la variabilité interannuelle du transport à travers cette section.

De même qu'on a pu voir les modifications imprimées par nos corrections de forçage sur la circulation reliant l'océan Indien avec les deux autres, on s'intéresse maintenant à l'Atlantique Nord où parmi les divers mécanismes régissant les courants principaux, on peut distinguer l'influence des différences entre notre jeu de données corrigé et les autres.

Gulf Stream :

Le Gulf Stream, acteur majeur du transport de chaleur de l'équateur vers l'Atlantique Nord, est un courant de bord ouest qui s'étend de la Floride à Terre-Neuve. Il alimente ensuite le courant des Azores ainsi que d'autres branches de recirculation du gyre subtropical, et devient enfin plus au nord le courant Nord-Atlantique dont une partie du débit va se diriger vers les hautes latitudes, et une autre va contribuer au courant des Canaries et au flux de recirculation. Fortement liée au vent soufflant aux moyennes latitudes, le Gulf Stream dépend aussi de l'intensité de la circulation thermohaline, puisque la formation d'eaux denses au nord va intensifier le courant en provenance de l'équateur.

Les deux sections présentées ici sont représentatives de la branche native du Gulf Stream, entre Cuba et la Floride (figure 8.19-A), et entre Floride et les Bahamas (figure 8.19-B), cette dernière sections présentant l'avantage d'être régulièrement documentée par

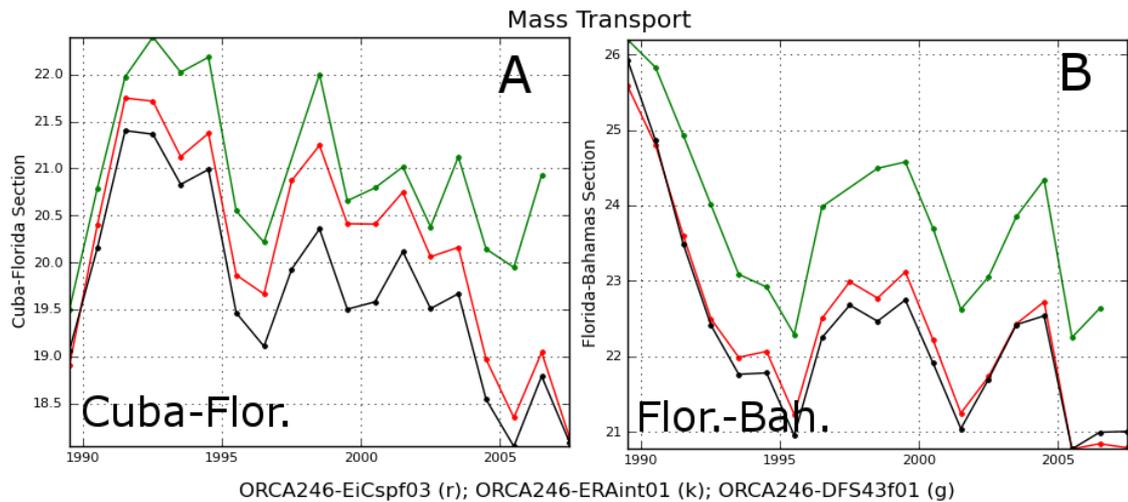


FIG. 8.19 – Evolution du transport de masse (débit en Sv) moyen entre 1989 et 2007 entre Cuba et la Floride (A), et entre la Floride et les Bahamas (B) pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).

des campagnes de mesures. On observe dans les deux cas un accord quasi-parfait entre les variabilités interannuelles des trois simulations, avec systématiquement une intensité des transports maximale dans le cas où le forçage DFS4 a été utilisé, et minimale avec ERAinterim. On observe ici l'influence directe du vent aux moyennes latitudes, puisqu'on rappelle que son module dans le jeu de données DFS4 est supérieur à celui de nos paramètres corrigés, lui-même supérieur à celui issu d'ERAinterim. On a donc ici encore la mise en évidence de l'impact des corrections de vent sur une figure incontournable de la circulation générale océanique.

Chacun des transports qu'on a abordé dans cette partie, quelles que soient les latitudes auxquelles il est localisés, est gouverné par l'association de divers phénomènes. On peut identifier un moteur principal pour certains, comme l'intégration du vent aux moyennes latitudes Nord-Atlantique pour les sections correspondant au Gulf Stream, alors qu'il faudrait mener des études de sensibilité plus poussées pour bien comprendre, par exemple, la modification responsable des différences de transport dans les détroits de la mer Arctique. L'objet de ce chapitre est cependant d'identifier les modifications apportées à une simulation de la circulation océanique par un changement des paramètres de forçage, on s'intéressera donc pour finir à un courant dont on sait qu'il est majoritairement gouverné par l'état de l'atmosphère le surplombant : le sous-courant équatorial.

8.3.4 Sous-courant équatorial

Le sous courant équatorial est un trait majeur de la circulation équatoriale. Il est présent dans tous les bassins, bien qu'uniquement de manière saisonnière dans l'océan Indien, et provient directement de l'influence du vent. Ainsi, l'effet du vent est transmis de la surface vers le bas par échange turbulent, et reste essentiellement contenu dans la couche de mélange de surface, au dessus de la thermocline. Au voisinage de l'équateur, l'épaisseur de cette couche de mélange est de seulement 50 m puisqu'au basses latitudes,

l'absence d'un refroidissement hivernal empêche les couches supérieures de devenir plus denses, et ainsi de favoriser le mélange vertical. La force de Coriolis étant nulle à l'équateur, les vents soufflant d'est en ouest dans cette région entraînent un courant de surface vers l'ouest et accumulant donc les masses d'eau sur les limites ouest des bassins. On observe par conséquent une pente au niveau de la surface de l'océan avec une augmentation du niveau de la mer vers l'ouest, et un ajustement associé de la thermocline qui elle, va plonger en allant vers l'ouest. La couche de mélange étant fine, l'influence du gradient de pression horizontale correspondant à la pente de niveau de l'océan atteint des profondeurs supérieures à celle du vent, et ainsi, en dessous de la couche de mélange, là où le courant résultant du gradient horizontal de pression ne s'oppose plus à celui induit par le vent, on observe dans la thermocline un courant dirigé d'Ouest en Est : le sous-courant équatorial.

Les caractéristiques du sous-courant équatorial sont largement influencées par le vent. On comparera donc ici, pour les trois simulations, les profils verticaux de la composante zonale du courant moyen dans le pacifique équatorial. Afin d'évaluer la qualité de représentation de ce courant par le modèle, on s'appuiera sur les données *in-situ* collectée par les bouées TAO¹ (figure 8.20). On constate en premier lieu qu'on obtient avec les trois simulations une très bonne concordance avec les observations à l'Est du Bassin, mais qu'aux longitudes 140°W et 110°W, l'intensité du sous-courant est sous-estimée quel que soit le jeu de forçage utilisé. On notera cependant que nos corrections tendent à augmenter cette intensité par rapport à la simulation forcée par ERAinterim, pour la rapprocher de celle observée dans le modèle lorsqu'on lui applique le forçage DFS4, excepté à la longitude 110°W. De nouveau, cette modification est caractéristique de l'augmentation de l'intensité de vent dans la bande intertropicale. On obtient donc avec nos corrections une représentation du sous-courant équatorial qui se rapproche de notre simulation de référence, et une illustration supplémentaire des effets de la correction de vent dans les forçages.

8.4 Synthèse

On a montré dans les sections précédentes que bien que chacune des modifications apportée au jeu de forçage original ait un impact observable sur l'état océanique modélisé, ce sont les corrections de vent qui vont jouer de manière plus évidente sur les grandes caractéristiques de la circulation océanique globale. Bien qu'en raison de la méthode utilisée les corrections les plus pertinentes semblaient se situer dans la bande intertropicale, on a pu constater ici que la simulation forcée par nos paramètres corrigés donnait aussi de bons résultats aux plus hautes latitudes.

Ainsi, on a pu observer que l'augmentation nette de flux solaire incident résultant de nos corrections est largement contrebalancée par la rétroaction négative de la SST. Les modifications de température et d'humidité se traduisent pas des variations des flux turbulents de chaleur, mais c'est finalement l'augmentation du vent qui va jouer un rôle prépondérant dans notre forçage corrigé. En surface, il mène à un bilan net de chaleur de l'ordre de 0,5 °C, ce qui le rapproche de l'équilibre thermique non seulement par rapport

¹Tropical Atmosphere Ocean project : <http://www.pmel.noaa.gov/tao/>

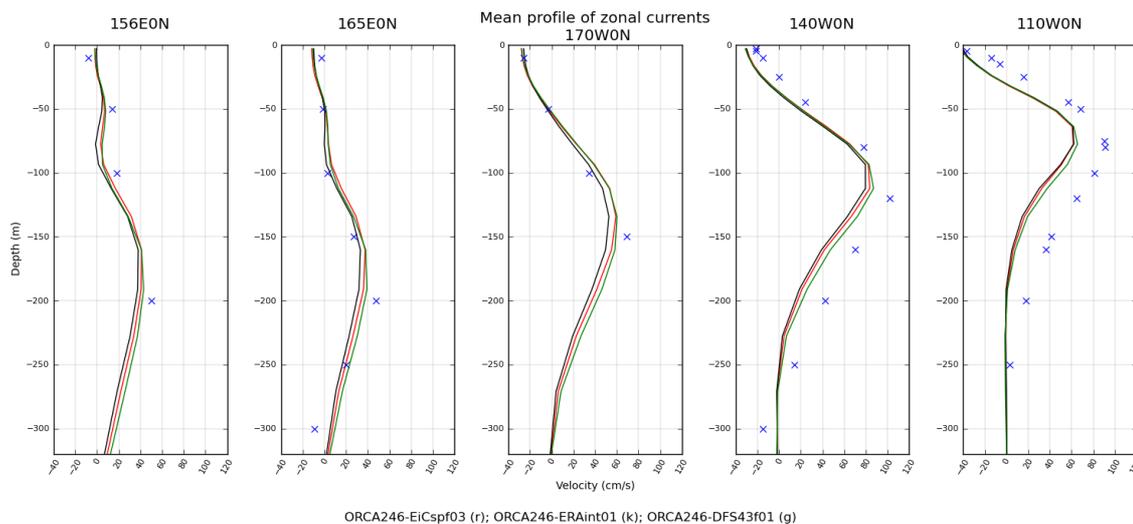


FIG. 8.20 – Profils verticaux du sous-courant équatorial moyen en cm/s (1989-2007) à différentes longitudes pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge), et pour les données climatologiques in-situ TAO (croix).

à ERAinterim. De plus, dans la bande intertropicale, il permet de se rapprocher de la SST observée de *Hurrell*, réduisant ainsi le biais chaud imputable aux variables atmosphériques originales. Du point de vue du contenu thermique global la simulation forcée par les nouveaux paramètres présente des caractéristiques proches de celles obtenues avec le forçage DFS4, avec notamment une action positive du vent sur la profondeur des isopycnes au niveau de la thermocline principale.

Quant aux principales figures de la circulation océanique globale, elles apparaissent cohérentes avec la simulation de référence, et permettent la mise en évidence des mécanismes pouvant être affectés par des corrections de forçage telles que les nôtres. Ainsi, on a pu identifier le rôle immédiat de la modification de vent dans l'intensité du Gulf Stream, de l'ACC, et du sous-courant équatorial, mais aussi l'implication moins directe des flux turbulents de chaleur dans la formation d'eaux denses aux hautes latitudes Nord où on n'applique pourtant aucune correction de forçage.

Par conséquent, les corrections de paramètres atmosphériques estimées avec notre méthode d'assimilation de données de SST semblent donner de bons résultats dans le modèle. Cette affirmation reposant essentiellement sur la comparaison des simulations forcées par DFS4 et par le forçage corrigé, elle s'étendrait avantageusement d'études de sensibilité plus précises aux modifications atmosphériques des mécanismes abordés dans ce dernier chapitre. Parti étant pris de considérer dans cette thèse DFS4 comme jeu de forçage de référence, on peut cependant conclure que notre méthode d'estimation de corrections de paramètres fournit un jeu de données qui remplit les conditions nécessaires pour être appliqué à un modèle à long terme dans un contexte réaliste, exception faite des hautes latitudes où contrairement à DFS4, aucune correction n'a ici été appliquée.

Conclusions et perspectives

On se proposait dans cette thèse d'explorer une méthode originale de correction des paramètres de forçage atmosphérique en vue de les appliquer à des expériences réalistes de simulation rétrospective (*hindcast*) de l'océan global entre 1989 et 2007. On a en effet expliqué qu'actuellement, les incertitudes entâchant les données atmosphériques utilisées dans les modèles d'océan compromettent le diagnostic d'un éventuel changement climatique, et que la SST observée n'est pas utilisée dans la fonction de forçage d'un modèle alors qu'elle est l'une des variables les mieux connues de l'océan. Il s'agissait donc de mettre en œuvre une méthode d'assimilation de données adaptée à un contexte réaliste en se basant sur les travaux réalisés dans des conditions idéalisées, et d'évaluer la qualité du nouveau forçage ainsi obtenu par sa comparaison avec DFS4, la plus récente des bases de données utilisées pour forcer les simulations du projet DRAKKAR. Ce travail a nécessité de faire évoluer la méthodologie existante autour des multiples considérations qui articulent une telle problématique. En effet, il était essentiel de considérer à la fois les limites du modèle utilisé, celles des données atmosphériques qu'on souhaitait corriger (la réanalyse ERAinterim), ainsi que celles de la méthode d'assimilation elle-même. On a donc dégagé un certain nombre d'hypothèses nécessaires aux objectifs de réalisme de notre étude qui nous ont permis de produire un jeu de forçage atmosphérique corrigé entre 1989 et 2007.

Principaux résultats

On peut organiser les principaux résultats selon deux axes : l'évaluation de la méthodologie adoptée d'une part, puis celle du jeu de paramètres corrigé. On a en effet montré qu'il est possible d'utiliser les observations de SST dans un contexte réaliste pour estimer indirectement des corrections de variables atmosphériques de forçage avec une méthode séquentielle, chose qui jusque là, n'avait été envisagée que dans des expériences idéalisées, ou dans un cadre réaliste mais avec une approche variationnelle. Cette démarche implique un développement important en terme de méthodologie. Il a fallu en effet identifier avec soin un certain nombre d'hypothèses garantissant la pertinence de la démarche malgré les nombreuses inconnues. Ainsi on a mis en évidence l'importance de minimiser l'écart entre conditions initiales des expériences d'ensemble et de l'étape d'analyse, et observations de SST assimilées, celle d'estimer avec soin la distribution de probabilité a priori des paramètres de forçage, ainsi que de minimiser les erreurs du modèle susceptibles de parasiter le seul signal attribuable à des perturbations de forçage. L'ensemble de ces hypothèses se réunissent pour un seul et même objectif incontournable : isoler proprement les variations de l'état de l'océan imputables aux interactions avec l'atmosphère des autres sources d'erreurs qu'on ne saurait compenser par une correction abusive des variables atmosphériques. On a ainsi établi une méthode capable d'estimer des corrections de paramètres ayant dans le modèle un impact en surface comparable à l'étape d'analyse elle-même. Ce premier résultat est capital puisqu'il garantit qu'on introduit peu d'effet de compensation d'autres erreurs du modèle via notre correction de flux.

Le diagnostic des corrections et des flux résultant estimés avec la SST de Hurrell a permis de mettre en évidence les limites de la méthode. On citera par exemple l'introduction dans le champ corrigé de structures de petite échelle peu représentatives de la réalité, ou l'intensité parfois excessive des corrections dans les zones de courant de bord ouest où l'erreur du modèle n'est pas essentiellement attribuable au forçage. On a également iden-

tifié qu'on déplore une distribution de probabilité a priori des variables atmosphériques inadaptée aux hautes latitudes, ainsi que la non-prise en compte de la glace de mer par notre méthode. On a ainsi mis en évidence, à l'instar de *Stammer et al.* (2004) avec une approche différente, la difficulté de caractériser l'erreur modèle afin de limiter l'introduction d'effets de compensation dans l'estimation de paramètres. Cette étape de diagnostic, essentielle à la validation du nouveau jeu de forçage, a souligné la nécessité d'appliquer à nos corrections un traitement postérieur à leur estimation en vue de les utiliser dans une simulation globale à long terme. On restera donc prudents quant à l'exploitation de nos résultats en dehors de la bande de latitudes 40N-40S où les limites inhérentes à l'utilisation d'un modèle basse résolution nous préviennent d'accorder une trop grande confiance aux paramètres estimés. L'outil utilisé pour mener ce diagnostic, FOTO, nous a également aiguillé vers une meilleure compréhension de l'impact des différentes corrections sur l'estimation des flux océan-atmosphère par la formulation *Bulk*, démontrant notamment que le flux net de chaleur résultant améliorerait le bilan net de chaleur de l'océan par rapport à ERAinterim, mais avec une répartition des modifications sur ses composantes radiatives et turbulentes différentes des écarts qu'on peut observer entre DFS4 et ERAinterim. Cette première approche nous a encouragé à nous intéresser à l'impact de nos corrections dans un modèle d'océan.

Enfin, la comparaison de simulations libres du modèle NEMO forcé tour à tour avec les trois jeux de paramètres, a permis de compléter avantageusement cette démarche de validation par la mise en évidence de la cohérence de l'état de l'océan correspondant au nouveau jeu de forçage avec celui forcé par DFS4 tant en terme de variabilité temporelle qu'en terme de moyennes climatologiques entre 1989 et 2007. On a d'autre part identifié une réduction de l'écart entre la SST moyenne sur la période 1989-2007 et les observations assimilées. L'application des variables atmosphériques corrigées dans une simulation réaliste a enfin fait ressortir l'impact de nos corrections sur certaines des caractéristiques principales de la circulation générale océanique, nous renseignant sur les mécanismes sensibles aux potentielles erreurs de forçage dans le modèle, comme la formation d'eaux denses en Atlantique Nord l'est aux flux turbulents, ou le Sous-Courant Equatorial aux vents.

Effets positifs et non prescrits de l'estimation optimale des corrections

Lors de l'évaluation des flux corrigés, on a identifié des évolutions originales non prescrites par notre méthode elle-même. En effet, on constate que nos corrections suppriment la tendance négative du flux net présente dans le jeu de donnée ERAinterim, ce qui semble davantage en accord avec le réchauffement global observé. Dans la bande intertropicale, nos corrections réduisent l'apport excessif de chaleur observé dans ERAinterim essentiellement par une augmentation des flux turbulents par le biais d'une augmentation du vent. Il est alors intéressant de remarquer que les vents corrigés dans cette zone sont proches de ceux du jeu de forçage DFS4 dont les vents avaient été calibrés à partir des observations satellitaires issues de la mission QUICKSCAT. On a donc, de ce point de vue là, des corrections qui vont dans le même sens que celles effectuées par DFS4, sans avoir mis de contrainte d'aucune sorte dans notre méthode pour arriver à ce résultat. Enfin, on a également constaté que l'application de notre forçage corrigé dans une simulation libre amène en moyenne sur 1989-2007 à une réduction de l'écart avec les observations de SST

assimilées. Ce dernier résultat valide l'hypothèse selon laquelle l'estimation de corrections sur des séquences indépendantes en isolant les erreurs dues aux flux est adaptée à une application à long terme.

Un résultat incontournable déduit du diagnostic de l'application du nouveau jeu de forçage dans le modèle est la propagation (dans l'espace) de l'impact d'une modification de flux à un endroit donné. Ainsi, une augmentation du flux de chaleur latente à l'équateur va être ressenti sensiblement dans les zones de convection profonde, par exemple. Cette remarque relève l'importance de composer une correction de flux de manière globale et multivariée, et non pas localement en ne traitant qu'un flux à la fois.

Perspectives

Plusieurs perspectives sont envisageables pour poursuivre ce travail centrées d'une part sur les possibles évolutions de la méthodologie, et d'autre part sur l'évaluation du jeu de forçage produit.

Du fait du contexte réaliste de notre étude, un des premiers constats qui découle de sa mise en œuvre est le fait qu'on cherche à corriger un grand nombre de paramètres avec peu de variables observées. On peut donc imaginer que les observations satellitaires de salinité de surface qui seront bientôt disponibles (programme SMOS ou AQUARIUS) pourraient être assimilées au même titre que la SST, apportant une information pertinente notamment en ce qui concerne les composantes du flux d'eau douce. Dans la même logique, on pourrait également assimiler d'autres données océaniques sans se limiter à la surface, tels que des profils issus des bouées TAO ou des flotteurs ARGO. En résumé, toute observation, ou produit d'observations des zones très influencées par les flux air-mer telles que la surface, la couche de mélange, ou les zones de convection profonde sont exploitables par le biais d'une méthode telle que la nôtre pour améliorer la fonction de forçage de l'océan. La progression constante des capacités d'observation de l'océan donne ainsi un fort potentiel à notre approche dans l'objectif d'améliorer la fonction de forçage des modèles d'océan.

La question de la nature de la correction du forçage atmosphérique n'a pas été discutée ici. Pourtant, une approche différente consisterait à évaluer non plus des corrections de variables atmosphériques, mais plutôt des corrections de flux de chaleur et d'eau douce eux-mêmes. Cette démarche présente l'avantage de limiter les paramètres à contrôler, et de faciliter ainsi la détermination de la sensibilité des données observées à leur modification. On notera cependant que la persistance dans le temps des variables atmosphériques est plus probable, alors que la variabilité d'un flux de chaleur et d'eau douce peut être plus grande et plus incertaine. D'autre part, les variables atmosphériques étant directement liées aux flux en question, on peut potentiellement les contraindre par assimilation de données aussi efficacement que les flux eux-mêmes, à condition de considérer les paramètres liés linéairement aux flux. Enfin, comme on l'a déjà expliqué, les variables atmosphériques sont considérées comme étant la principale source d'erreurs dans l'estimation des flux océan-atmosphère. Tout dépend alors des objectifs scientifiques envisagés : s'il s'agit de l'amélioration de l'état de l'océan dans une simulation forcée, l'estimation par assimilation de données d'un terme correctif de flux de chaleur et d'eau douce peut s'avérer cohérent, mais si on s'intéresse ensuite au diagnostic du jeu de forçage corrigé, il sera alors préférable

de corriger les variables atmosphériques elles-mêmes.

On a ici traité le problème de la paramétrisation des échanges entre océan et atmosphère. On a cependant constaté que dans certaines zones du globe comme les courants de bord ouest d'autres sources d'erreur dominant. Ces erreurs peuvent être dues elles aussi à des incertitudes sur d'autres schémas, comme celui de l'advection typiquement dans ces courants de bord. On limite ces erreurs dans notre méthode par un rappel de type *robust diagnostic* vers une climatologie de température et de salinité. On pourrait envisager, afin de diminuer encore ces erreurs de contraindre la position des masses d'eau par un rappel vers une réanalyse océanique. Ainsi, on isolerait mieux les erreurs dues au forçage atmosphérique, ce qui permettrait de ne plus limiter drastiquement les corrections de forçage dans ces zones. Cette démarche amènerait à un champ de variables corrigées valable sur une plus grande partie du domaine.

La distribution de probabilité a priori des paramètres pourrait également être caractérisée différemment, comme par un produit de différences croisées entre plusieurs réanalyses (*Lucas et al.*, 2008) ou autres produits de variables atmosphériques de surface. On réduirait sans doute ainsi les limites de notre méthode aux hautes latitudes, et plus généralement dans les zones où la variabilité intra-saisonnière de la réanalyse ERAinterim n'est pas représentative des incertitudes associées aux paramètres de forçage.

En ce qui concerne l'évaluation du jeu de forçage corrigé, on s'est concentré ici pour évaluer nos corrections sur l'étude comparative de simulations différant entre elles par le forçage. Nos résultats seraient avantageusement complétés par la comparaison des variables atmosphériques corrigées à d'autres jeux de forçages que DFS4, voire aux observations ou autres reconstructions atmosphériques disponibles. A titre d'exemple, la figure 8.21 compare les moyennes zonales des flux nets de chaleur entre 1989 et 2007 issus des bases de données suivantes : ERAinterim, DFS4 et ERAinterim corrigé d'une part, et OAFflux (*Yu et Weller*, 2007), TROPFlux (*Praveen Kumar et al.*, 2011) et NOCS (*Berry et Kent*, 2009). Ainsi, une étude plus approfondie du jeu de forçage corrigé permettrait d'en identifier de manière plus précise les forces et les faiblesses et d'en évaluer le réalisme afin d'apporter un regard plus critique sur la pertinence de la méthodes et des hypothèses énoncées pour l'estimation de ces corrections. En effet, on obtient malgré la sophistication de la méthode, des résultats inhomogènes (corrections problématiques aux hautes latitudes ou dans les zones de forte advection), et n'amenant pas à une amélioration significative du modèle par rapport à l'utilisation des paramètres de forçage DFS4 ayant fait l'objet d'une méthode de correction *had oc*. Dans la continuité des études numériques menées ici, il serait également intéressant d'étudier plus en détail le traitement de nos corrections préalablement à leur application au jeu de forçage d'un modèle. En effet, on a signalé notamment que les discontinuités introduites dans les champs de variables atmosphériques en bordure du masque ne saurait être cohérentes avec un état réaliste de l'atmosphère, et sont donc susceptibles d'amener à des effets indésirables dans le modèle. On pourrait également envisager une autre stratégie d'application de ces corrections, comme en les moyennant zonalement (ce qui a été fait avec DFS4), par exemple, ou en effectuant un lissage aux propriétés différentes.

Enfin, il serait également intéressant de tester le jeu de forçages corrigé dans un modèle

à plus haute résolution. En effet, le coût numérique des configurations à haute résolution interdit la mise en œuvre d'une démarche telle que la notre puisqu'elle requiert de nombreuses simulations. La question de l'impact des corrections estimées à basse résolution dans une configuration du modèle à plus haute résolution traduit un enjeu important dans la problématique de correction de forçages pour les modèles. Brodeau (2007) a d'ailleurs déjà testé DFS4 pour des résolutions du modèle différentes, et a confirmé la cohérence des corrections de forçage entre diverses paramétrisations. Il a été montré ici que l'exploitation directe des paramètres corrigés dans le modèle est impossible dans l'état actuel des choses. L'évaluation de notre jeu de forçage nécessite donc également la comparaison des simulations aux observations océaniques disponibles afin de l'évaluer localement et globalement, et d'identifier des pistes pour l'exploitation de telles corrections.

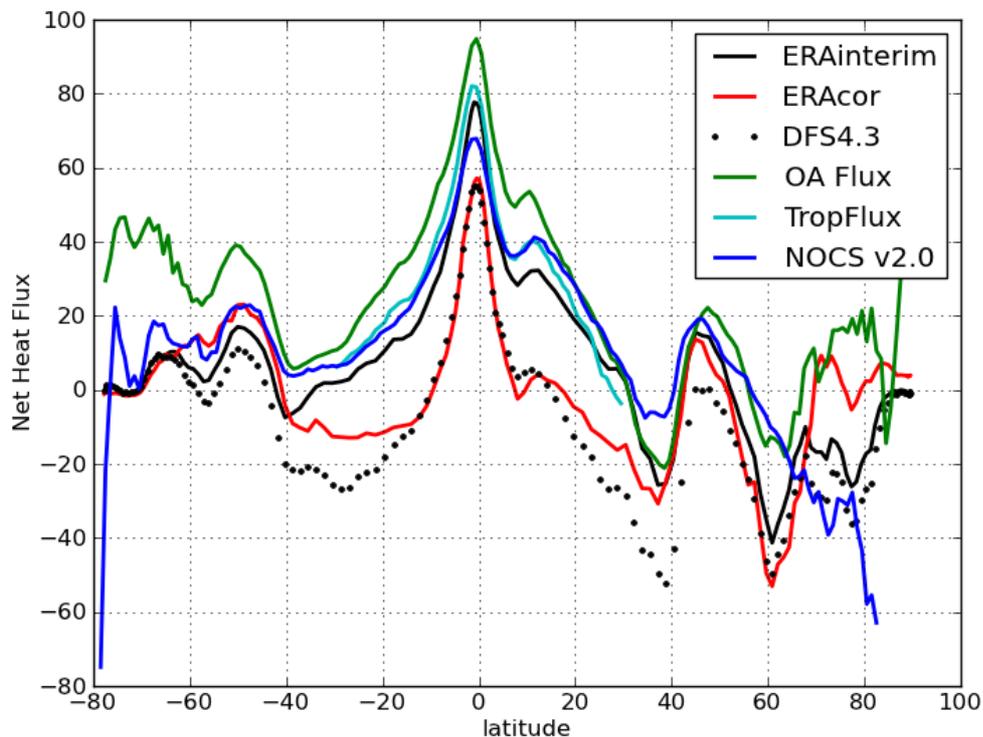


FIG. 8.21 – *Comparaison des moyennes zonales du flux net de chaleur entre 1989 et 2007 de différents produits de flux disponibles.*

Afin de compléter l'utilisation directe des corrections estimées ici dans un modèle à plus haute résolution, on pourrait les exploiter comme guide pour les ajustements classiquement réalisés sur les jeux de forçage. En effet, même si elles peuvent avoir des impacts comparables selon la résolution du modèle utilisée, elles dépendent de la configuration à partir de laquelle elles ont été estimées. On imagine alors aisément que leur application à une configuration de modèle différente pourrait introduire des incohérences entre les flux et la circulation océanique simulée. Devant le coût numérique d'une démarche telle que la notre, il n'est pour l'instant pas envisageable de l'appliquer sur une longue période dès lors qu'on utilise un modèle à plus haute résolution. On pourrait alors se cantonner à quelques périodes courtes, puis identifier les différences de corrections estimées caractéristiques du

changement de résolution. La caractérisation des différences de l'impact du forçage uniquement dues à un changement de résolution est en soi un sujet d'exploration des modèles forcés. De plus, on pourrait alors envisager de produire une série de paramètres corrigés basés sur les résultats de l'assimilation de données dans un modèle à faible coût numérique mais adaptés au forçage d'un modèle à plus haute résolution.

Une perspective plus large concerne la mise en œuvre de réanalyses océaniques. En effet, on a montré ici qu'il est possible de contraindre les variables atmosphériques par l'assimilation d'observations de l'océan. Dans une réanalyse océanique, on pourrait donc envisager d'ajouter les paramètres atmosphériques de forçage au vecteur de contrôle contenant les variables d'état du système océanique. Ainsi, on contrôlerait autant la fonction de forçage atmosphérique que l'état de l'océan, et on éviterait la propagation des erreurs de forçage dans la simulation. Les travaux de *Cerovecki et al.* (2011) par exemple, s'inscrivent dans cette dynamique avec une approche variationnelle. Enfin, on pourrait aussi envisager nos corrections comme une information utile à l'élaboration de réanalyses atmosphériques cette fois. On obtient en effet ici une correction des conditions limite de surface de l'océan, et aussi par conséquent de l'atmosphère.

Bibliographie

- Ballabrera-Poy, J., P. Brasseur, et J. Verron, Dynamical evolution of the error statistics with the seek filter to assimilate altimetric data in eddy-resolving ocean models, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127, 233–253, 2001.
- Barnier, B., *Ocean Modeling and Parametrization*, chap. Forcing the ocean, pp. 45–80, Kluwers Academic Publishers, The Netherlands, 1998.
- Barnier, B., L. Siefridt, et P. Marchesiello, Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ecmwf analyses, *Journal of Marine Systems*, 6, 363 – 380, 1995.
- Bentamy, A., K. Katsaros, A. Mestas-Nuñez, W. Drennan, E. Forde, et H. Roquet, Satellite estimates of wind speed and latent heat flux over the global oceans, *Journal of climate*, 16, 637–656, 2003.
- Béranger, K., B. Barnier, S. Gulev, et M. Crepon, Comparing 20 years of precipitation estimates from different sources over the world ocean, *Ocean Dynamics*, 56, 104–138, 2006.
- Berry, D. I., et E. C. Kent, A new air-sea interaction gridded dataset from icoads with uncertainty estimates, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 645–656, 2009.
- Bindoff, N., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C. Le Quéré, S. Levitus, Y. Nojiri, et al., Observations : oceanic climate change and sea level, 2007.
- Brankart, J., C. Ubelmann, C. Testut, E. Cosme, P. Brasseur, et J. Verron, Efficient parameterization of the observation error covariance matrix for square root or ensemble kalman filters : Application to ocean altimetry, *Monthly Weather Review*, 137, 1908–1927, 2009.
- Brankart, J.-M., E. Cosme, C.-E. Testut, P. Brasseur, et J. Verron, Efficient local error parameterizations for square root or ensemble kalman filters : Application to a basin-scale ocean turbulent flow, *Monthly Weather Review*, 139, 474–493, 2011.
- Brankart, J.-M., C.-E. Testut, D. Béal, M. Doron, C. Fontana, M. Meinvielle, P. Brasseur, et J. Verron, Towards an improved description of oceanographic uncertainties : effect of local anamorphic transformations on spatial correlations, *Ocean Sci.*, soumis á Ocean Sci.

- Brasseur, P., et J. Verron, The seek filter method for data assimilation in oceanography : a synthesis, *Ocean Dynamics*, *56*, 650–661, 2006, 10.1007/s10236-006-0080-3.
- Brodeau, L., Contribution à l’amélioration de la fonction de forçage des modèles de circulation générale océanique, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble 1, 2007.
- Brodeau, L., B. Barnier, A.-M. Treguier, T. Penduff, et S. Gulev, An era40-based atmospheric forcing for global ocean circulation models, *Ocean Modelling*, *31*, 88 – 104, 2010.
- Broquet, G., P. Brasseur, D. Rozier, J.-M. Brankart, et J. Verron, Estimation of model errors generated by atmospheric forcings for ocean data assimilation : experiments in a regional model of the bay of biscay, *Ocean Dynamics*, *58*, 1–17, 2008, 10.1007/s10236-007-0128-z.
- Castro, S. L., G. A. Wick, et W. J. Emery, Further refinements to models for the bulk-skin sea surface temperature difference, *J. Geophys. Res.*, *108*, 3377–, 2003.
- Cerovecki, I., L. Talley, et M. Mazloff, A comparison of southern ocean air-sea buoyancy flux from an ocean state estimate with five other products, *Journal of Climate*, 2011.
- Cox, M., et K. Bryan, A numerical model of the ventilated thermocline, *J. phys. Oceanogr*, *14*, 674–687, 1984.
- Dufour, C., Rôle des tourbillons océaniques dans la variabilité récente des flux air-mer de CO₂ dans l’océan Austral., Ph.D. thesis, Université de Grenoble, 2011.
- Evensen, G., Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using monte carlo methods to forecast error statistics, *J. Geophys. Res.*, *99*, 10,143–10,162, 1994.
- Evensen, G., The ensemble kalman filter : theoretical formulation and practical implementation, *Ocean Dynamics*, *53*, 343–367, 2003, 10.1007/s10236-003-0036-9.
- Evensen, G., The ensemble kalman filter for combined state and parameter estimation, *Control Systems Magazine, IEEE*, *29*, 83–104, 2009.
- Fairall, C., B. Barnier, D. Berry, M. Bourassa, F. Bradley, C. Clayson, G. de Leeuw, W. Drennan, S. Gille, S. Gulev, et al., Observations to quantify air-sea fluxes and their role in climate variability and predictability, *Proceedings of OceanObs’ 09 : Sustained Ocean Observations and Information for Society*, *2*, 2010.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, et J. B. Edson, Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes : Updates and Verification for the COARE Algorithm, *Journal of Climate*, *16*, 571–591, 2003.
- Fichefet, T., et M. A. M. Maqueda, Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics, *J. Geophys. Res.*, *102*, 12,609–12,646, 1997.
- Freilich, M., et R. Dunbar, The accuracy of the nscat 1 vector winds : Comparisons with national data buoy center buoys, *Journal of Geophysical Research*, *104*, 11,231–11, 1999.

- Griffies, S., A. Biastoch, C. Böning, F. Bryan, G. Danabasoglu, E. Chassignet, M. England, R. Gerdes, H. Haak, R. Hallberg, et al., Coordinated ocean-ice reference experiments (cores), *Ocean Modelling*, *26*, 1–46, 2009.
- Hosom, D., R. Weller, R. Payne, et K. Prada, The imet (improved meteorology) ship and buoy systems, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *12*, 527, 1995.
- Hurrell, J. W., J. J. Hack, D. Shea, J. M. Caron, et J. Rosinski, A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the community atmosphere model, *Journal of Climate*, *21*, 5145–5153, 2008.
- Josey, S., Air-sea fluxes of heat, freshwater and momentum, *Operational Oceanography in the 21st Century*, p. 155, 2011.
- Josey, S. A., et S. R. Smith, Guidelines for evaluation of air-sea heat, freshwater and momentum flux datasets, *CLIVAR Global Synthesis and Observations Panel (GSOP) White Paper*, <http://www.clivar.org/organization/gsop/docs/gsofpg.pdf>, pp. 14, GSOP report, July 2006.
- Juza, M., Modélisation numérique et observations de l’océan global : développement des interfaces, évaluation de simulations et de réseaux d’observations, investigations dynamiques., Ph.D. thesis, Université de Grenoble, 2011.
- Kalman, R. E., A new approach to linear filter and prediction problems, *J. Basic. Eng.*, *82*, 35–45, 1960.
- Kent, E., P. Taylor, B. Truscott, et J. Hopkins, The accuracy of voluntary observing ship’s meteorological observations-results of the vsop-na, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *10*, 591–608, 1993.
- Kent, E., P. Challenor, et P. Taylor, A statistical determination of the random observational errors present in voluntary observing ships meteorological reports, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *16*, 905–914, 1999.
- Large, W., et S. Yeager, Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models : The data sets and flux climatologies. NCAR Tech, *Note TN-460+ STR*, 2004.
- Large, W., et S. Yeager, The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set, *Climate Dynamics*, *33*, 341–364, 2009, 10.1007/s00382-008-0441-3.
- Large, W., G. Danabasoglu, S. Doney, et J. McWilliams, Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model : Annual-mean climatology, *Journal of Physical Oceanography*, *27*, 2418–2447, 1997.
- Le Dimet, F. X., et O. Talagrand, Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations : theoretical aspects., *Tellus*, *38A*, 97–110, 1986.
- Levitus, S., T. Boyer, M. Conkright, T. O’Brien, J. Antonov, C. Stephens, L. Stathoplos, D. Johnson, et R. Gelfeld, World ocean database 1998, *NOAA Atlas NESDID 18*, US Government Printing Office, Washington, DC, 1998.

- Lique, C., A. Treguier, B. Blanke, et N. Grima, On the origins of water masses exported along both sides of greenland : A lagrangian model analysis, *Journal Of Geophysical Research-oceans*, 115, 1–20, 2010.
- Lucas, M. A., N. Ayoub, B. Barnier, T. Penduff, et P. de Mey, Stochastic study of the temperature response of the upper ocean to uncertainties in the atmospheric forcing in an atlantic ogcm, *Ocean Modelling*, 20, 90 – 113, 2008.
- Luong, B., Techniques de contrôle optimal pour un modèle quasi-géostrophique de circulation océanique. application À l’assimilation variationnelle des données altimétriques satellitaires, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I, 1995.
- Luong, B., J. Blum, et J. Verron, A variational method for the resolution of a data assimilation problem in oceanography, *Journal of inverse Problem*, 14, 979–997, 1998.
- Madec, G., Nemo reference manual, ocean dynamics component : Nemo opa.preliminary version, *Notes techniques de modélisation, Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), France, Tech. Rep. 27*, ISSN No 1288–1619, 2008.
- Mitchell, H., P. Houtekamer, et G. Pellerin, Ensemble size, balance, and model-error representation in an ensemble kalman filter, *Monthly weather review*, 130, 2791–2811, 2002.
- Palmer, T., J. Barkmeijer, R. Buizza, E. Klinker, et D. Richardson, L’avenir de la prévision d’ensemble., 2002.
- Paulson, C., et J. Simpson, Irradiance measurements in the upper ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 7, 952–956, 1977.
- Pham, D. T., J. Verron, et M. C. Roubaud, Singular evolutive extended kalman filter with eof initialization for data assimilation in oceanography, *J. Mar. Sys.*, 16, 323–340, 1998.
- Praveen Kumar, B., J. Vialard, M. Lengaigne, V. Murty, et M. McPhaden, TropFlux : air-sea fluxes for the global tropical oceans-description and evaluation, *Climate Dynamics*, pp. 1–23, 2011.
- Reynolds, R. W., D. E. Harrison, et D. C. Stokes, *Observing the Oceans in the 21st Century*, chap. Specific Contributions to the Observing System : Sea Surface Temperatures, pp. 87–101, GODAE Project Office, Bureau of Meteorology, 2001.
- Roquet, H., S. Planton, et P. Gaspar, Determination of ocean surface heat fluxes by a variational method, *J. Geophys. Res.*, 98, 10,211–10,221, 1993.
- Rosati, A., et K. Miyakoda, A General Circulation Model for Upper Ocean Simulation, *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1601–1626, 1988.
- Roulet, G., et G. Madec, Salt conservation, free surface, and varying levels : a new formulation for ocean general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 105, 23,927–23,942, 2000.
- Sarmiento, J. L., et K. Bryan, An ocean transport model for the north atlantic, *J. Geophys. Res.*, 87, 394–408, 1982.

- Skachko, S., J.-M. Brankart, F. Castruccio, P. Brasseur, et J. Verron, Improved Turbulent Air-Sea Flux Bulk Parameters for Controlling the Response of the Ocean Mixed Layer : A Sequential Data Assimilation Approach, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 538–555, 2009.
- Skandrani, C., J.-M. Brankart, N. Ferry, J. Verron, P. Brasseur, et B. Barnier, Controlling atmospheric forcing parameters of global ocean models : sequential assimilation of sea surface mercator-ocean reanalysis data, *Ocean Science*, 5, 403–419, 2009.
- Stammer, D., K. Ueyoshi, A. Kohl, W. G. Large, S. A. Josey, et C. Wunsch, Estimating air-sea fluxes of heat, freshwater, and momentum through global ocean data assimilation, *J. Geophys. Res.*, 109, C05,023–, 2004.
- Taylor, P., Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields-final report of the joint wcrp/scor working group on air-sea fluxes., *WCRP-112, WMO/TD, 1036*, 306, 2000.
- Testut, C.-E., Assimilation de données satellites avec un filtre de kalman de rang réduit dans un modèle aux équations primitives de l’océan atlantique, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I, 2000.
- Treguier, A., J. Le Sommer, J. Molines, et B. De Cuevas, Response of the southern ocean to the southern annular mode : interannual variability and multidecadal trend, *Journal of Physical Oceanography*, 40, 1659–1668, 2010.
- Yu, L., et R. A. Weller, Objectively Analyzed Air-Sea Heat Fluxes for the Global Ice-Free Oceans (1981-2005), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88, 527–539, 2007.

Table des figures

1.1	<i>Positions des profils hydrographiques relevés lors de l'année 1958 à l'aide de deux types d'instrumentation : bathythermographes (en violet) et de bathysondes (en jaune). Figure extraire de Juza (2011).</i>	10
1.2	<i>Positions, au 7 Février 2010, des 3198 flotteurs ARGO déployés.</i>	11
1.3	<i>Représentation schématique de la problématique générale, avec le principe du forçage d'un modèle par la formulation Bulk (en couleurs) et la boucle d'assimilation de SST observée pour corriger les variables atmosphériques de forçage (en gris). Les variables atmosphériques issues de réanalyses ou d'observations (en jaune) sont utilisées pour forcer le modèle. Les précipitations sont appliquées directement à la surface de l'océan et les flux radiatifs sont déduits des radiations solaires incidente et infrarouge et de la SST du modèle (en bleu). les température et humidité de l'air, et la vitesse du vent et la SST du modèle vont servir au calcul via les formules Bulk (en vert) des flux de forçage turbulent (en rouge) que sont les flux de chaleur latente et sensible et le flux de quantité de mouvement. On assimilera alors une SST observée (en gris) afin d'estimer des corrections des variables atmosphériques menant à un meilleur accord entre SST observée et simulée.</i>	14
2.1	<i>Représentation schématique du forçage d'un modèle. A partir des variables atmosphériques issues des réanalyses (en jaune : température, humidité et vitesse du vent), et des variables de surface de l'océan dans le modèle (en bleu : SST, courants de surface), les formules Bulk (en vert), permettent d'estimer des valeurs instantanées des flux turbulents (en rouge : évaporation, tension de vent, flux de chaleur sensible et latente). Les flux radiatifs (en rouge également) sont estimés à partir des données de radiations satellitaires et de la température de surface du modèle d'océan (en bleu). Ces flux sont ensuite utilisés comme conditions limites à la surface de l'océan. Les flux d'eau douce (en jaune : précipitations et contributions continentales) sont quant à eux directement issus des réanalyses atmosphériques.</i>	28
3.1	<i>Moyennes mensuelles pour janvier 2004 des humidité spécifique en kg/kg (A-B), intensité de vent en m/s (C-D) et flux solaire incident en W/m^2 (E-F), issus de DFS4 (A-C-E) et ERAinterim (B-D-F)</i>	37

3.2	<i>A gauche : moyennes zonales pour janvier 2004 des humidité spécifique en kg/kg (A), intensité de vent en m/s (B), et flux solaire incident en W/m² (C) pour DFS4 (en pointillés) et ERAinterim (en trait plein). A droite, pour le jeu de données ERAinterim : anomalie de la moyenne zonale de ces mêmes variables pour chaque mois de janvier, par rapport à la moyenne de tous les mois de janvier de la période 1989-2007.</i>	39
3.3	<i>Moyennes zonales sur la période 1989-2007 des humidité spécifique en kg/kg (A), intensité de vent en m/s (B), et flux solaire incident en W/m² (C) pour DFS4 (en pointillés) et ERAinterim (en trait plein).</i>	40
3.4	<i>Moyennes zonales sur la période 1989-2007 des flux nets de chaleur (A), des flux incidents radiatifs (B), des flux de chaleur sensible (C) et des flux de chaleur latente (D) en W/m² estimés à partir des variables DFS4 (en pointillés) et ERAinterim (en trait plein).</i>	42
3.5	<i>Cartes des différences en W/m² entre les flux estimés à partir des variables ERAinterim et DFS4 pour le flux net de chaleur (A), le flux solaire incident (B), le flux de chaleur sensible (C) et le flux de chaleur latente (D).</i>	44
3.6	<i>Cartes des différences en °C entre les SST moyennes (1989-2007) issues du modèle forcé par ERAinterim (A) ou DFS4 (B) et la SST observée de Hurrell.</i>	45
3.7	<i>Moyenne zonale du flux net de chaleur en W/m² pour l'année 2004 estimé à partir des moyennes mensuelles des variables atmosphériques de la réanalyse ERAinterim (en pointillés), et de celui estimé à partir des mêmes variables mais à leur fréquence originale (en trait plein).</i>	47
4.1	<i>Ecart moyen sur les 10 ans d'une expérience d'assimilation de données entre le flux net de chaleur original (NCEP), et le flux net de chaleur corrigé par assimilation de données (ECCO) en W/m². Figure extraite de Stammer et al. (2004).</i>	55
4.2	<i>Ecart moyen sur les 10 ans d'assimilation de données entre les flux de quantité de mouvement méridional (A) et zonal (B) originaux (NCEP), et les flux de quantité de mouvement corrigés par assimilation de données (ECCO) en N/m². Figure extraite de Stammer et al. (2004).</i>	56
4.3	<i>Représentation schématique de la méthode utilisée. Cette approche nécessite la détermination de la matrice de covariance d'erreurs de prévision \mathbf{P}^f, qu'on estime par le biais d'expériences d'ensemble. Dans ces dernières, on négligera les erreurs de conditions initiales ($\mathbf{P}^a = \mathbf{0}$), ainsi que les autres erreurs présentes dans le modèle afin de considérer $\mathbf{P}^f = \mathbf{Q}$ comme représentative uniquement de l'impact des erreurs de forçage dans le modèle.</i>	61
4.4	<i>Moyennes temporelles entre juin 1993 et juin 1994 des corrections de température en °C (A) et d'humidité en kg/kg (B). Figure extraite de Skandrani et al. (2009).</i>	63

4.5	<i>A : Différence moyenne en W/m^2 entre les climatologies (1984-2000) de flux de chaleur turbulent ($Q_{turb} = Q_{lat} + Q_{sens}$) estimées avec les algorithmes Bulk COA3 et LY04 (paramétrisations différentes des coefficients de transfert). Ces climatologies ont été construites à partir des variables atmosphériques de DFS4 et de la SST de Hurrell. Figure extraite de Brodeau (2007). B : Différence moyenne en W/m^2 entre les climatologies (1984-2000) de flux net de chaleur estimées avec des contributions radiatives issues de sources différentes (ISCCP et ERA40). Ces climatologies sont construites en utilisant l'algorithme Bulk LY04, et où parmi les variables atmosphériques, seules les radiations cjangent. Figure extraite d'une communication personnelle de L.Brodeau.</i>	66
4.6	<i>Différence entre les moyennes mensuelles de SST de janvier 2004 en $^{\circ}C$ pour la simulation d'où sont extraites les conditions initiales "idéales", et pour celle à laquelle on aura appliqué les corrections de forçages sur un mois.</i>	67
5.1	<i>Schématisation de la part du signal total conservée pour déterminer les perturbations de forçage, exemple du mois d'avril. On fait l'hypothèse que les erreurs sur les paramètres ont une variabilité de même nature que la variabilité interannuelle de ces paramètres sur une fenêtre de 3 mois : mars, avril, et mai. Le signal conservé pour construire les perturbations est donc composé des paramètres ERAinterim des mois de mars, avril et mai pour chaque année entre 1989 et 2007.</i>	72
5.2	<i>Schématisation du protocole expérimental. Etape 1 : Construction de conditions initiales proches de l'état observé (en rouge). Etape deux : Construction d'un ensemble de paramètres de forçage perturbés spécifique au mois considéré (en orange). Etape 3 : Réalisation de simulations d'ensemble (en noir). Etape 4 : Détermination de la matrice de covariance d'erreurs $\mathbf{P}^f = \mathbf{Q}$ (en saumon).</i>	75
5.3	<i>Déviatiion standard de la distribution en SST de l'ensemble (A), et différence entre les moyennes mensuelles de SST issue de la simulation forcée par les paramètres ERAinterim originaux et des observations (B) pour janvier 2004 ($^{\circ}C$).</i>	78
5.4	<i>Déviatiion standard de la distribution de l'ensemble en terme (A) de température de l'air ($^{\circ}C$), (B) de radiation solaire incidente (W/m^2), (C) de vitesse méridionale du vent (m/s), et (D) de vitesse zonale du vent (m/s).</i>	79
5.5	<i>Représentateurs correspondant à une observation (points noirs) située à $30^{\circ}W-30^{\circ}N$ (A-C-E-G), et à une observation située à $160^{\circ}W-5^{\circ}S$ (B-D-F-H), pour la température de l'air (A-B) en $^{\circ}C/^{\circ}C$, le flux solaire incident (C-D) en $W/m^2/^{\circ}C$, les vitesses méridionale (E-F) et zonale (G-H) du vent en $m/s/^{\circ}C$.</i>	82
5.6	<i>Représentateurs correspondant à une anomalie de SST de $1^{\circ}C$ entre modèle et observation située à $160^{\circ}W-5^{\circ}S$ (points noirs), pour la température de l'air (A) en $^{\circ}C/^{\circ}C$, le flux solaire incident (B) en $W/m^2/^{\circ}C$, les vitesses méridionale (C) et zonale (D) du vent en $m/s/^{\circ}C$.</i>	83
5.7	<i>Localisation des points du domaine où on étudiera les corrélations multivariées de l'ensemble.</i>	84

5.8	<i>Représentation pour tous les membres de l'ensemble dans l'Atlantique Nord (30°W-30°N) du flux net de chaleur (A), de la température de l'air (B), de la vitesse de vent zonal (D) et du flux solaire incident (E) en fonction de la SST, et de l'humidité de l'air (C) et du flux net infrarouge (F) en fonction de la température de l'air.</i>	85
5.9	<i>Représentation pour tous les membres de l'ensemble dans le Pacifique Nord (162°W-35°N) du flux net de chaleur (A), de la température de l'air (B), de la vitesse de vent zonal (D) et du flux solaire incident (E) en fonction de la SST, et de l'humidité de l'air (C) et du flux net infrarouge (F) en fonction de la température de l'air.</i>	86
5.10	<i>Représentation pour tous les membres de l'ensemble au coeur du Gulf Stream (72°W-35°N) du flux net de chaleur (A), de la température de l'air (B), de la vitesse de vent zonal (D) et du flux solaire incident (E) en fonction de la SST, et de l'humidité de l'air (C) et du flux net infrarouge (F) en fonction de la température de l'air.</i>	86
5.11	<i>Représentation pour tous les membres dans le Pacifique équatorial (162°W-5°S) du flux net de chaleur (A), de la température de l'air (B), de la vitesse de vent zonal (D) et du flux solaire incident (E) en fonction de la SST, et de l'humidité de l'air (C) et du flux net infrarouge (F) en fonction de la température de l'air.</i>	87
6.1	<i>Différences de moyennes mensuelles de SST (en °C) pour Janvier 2004 entre les observations et (A-C) la simulation dont sont extraites les conditions initiales pour l'analyse, et (B-D) le résultat de l'étape d'analyse du filtre SEEK, avec des conditions initiales issues (A-B) d'une simulation libre forcée par les variables ERAinterim, et (C-D) de la même simulation à laquelle on a appliqué une contrainte forte vers les observations.</i>	94
6.2	<i>Différences de température (en °C) entre les conditions initiales fabriquées pour estimer les corrections de paramètres pour le mois de février 2004, et celles issues du modèle forcé au cours du mois précédent par les paramètres corrigés (les conditions initiales pour le mois de janvier étant "idéales", il s'agit donc d'une différence perceptible au bout d'un seul mois de simulation) : en surface (A), à 30m (B), à 60m (C), et à 90m (D).</i>	95
6.3	<i>Représentation spatiale de l'erreur d'observation en SST et SSS (respectivement en °C et kg/kg).</i>	98
6.4	<i>Différences en °C entre moyennes mensuelles de SST pour janvier 2004 résultant de l'étape d'analyse et SST observée pour (A) une erreur d'observation raisonnable et une zone d'influence de 10 points de grille (cas 3), et (B) une erreur d'observation très faible et une zone d'influence de 3 points de grille (cas 4).</i>	99
6.5	<i>Schématisation de la troncature de la distribution de probabilité a priori des corrections.</i>	100

6.6	<i>A : écart type des perturbations appliquées à la température de l'air (en °C) pour réaliser l'expérience d'ensemble de janvier 2004. B et C : corrections calculées par l'étape d'analyse du filtre SEEK pour la température de l'air (en °C) dans les cas (B) de l'absence de troncature de la probabilité de distribution a priori des paramètres, et (C) d'une troncature avec γ égal à 1,5.</i>	101
6.7	<i>Différences en °C pour janvier 2004 entre moyennes mensuelles de SST observée et (A) simulée par le modèle forcé avec les paramètres ERAinterim originaux, (B) issue de l'étape d'analyse, (C) simulée par le modèle forcé par les paramètres corrigés.</i>	103
6.8	<i>Différences en °C pour janvier 2004 entre moyennes mensuelles de SST simulée par le modèle forcé avec les paramètres ERAinterim originaux et (A) issue de l'étape d'analyse, (B) simulée par le modèle forcé par les paramètres corrigés.</i>	104
7.1	<i>Séries temporelles des moyennes globales des corrections de température en °C (A), d'humidité en kg/kg (B), et de flux solaire incident en W/m² (C) en moyennes mensuelles en bleu, annuelles en rouge, et moyennées sur la période 1989-2007 en noir.</i>	111
7.2	<i>Moyenne entre 1989 et 2007 des humidités en kg/kg issues des jeux de forçage DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C).</i>	113
7.3	<i>Moyenne entre 1989 et 2007 des flux solaires incidents en W/m² issus des jeux de forçage DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C).</i>	114
7.4	<i>Moyenne entre 1989 et 2007 des modules de vent en m/s issus des jeux de forçage DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C).</i>	115
7.5	<i>Moyenne entre 1989 et 2007 des différences entre ERAinterim et DFS4 (ACE), et entre ERAinterim et ERAinterim corrigé (BDF) pour la température de l'air en °C (AB), l'humidité de l'air en kg/kg (CD) et les flux radiatifs incident en W/m² (EF).</i>	117
7.6	<i>Moyenne entre 1989 et 2007 des différences entre ERAinterim et DFS4 (ACE), et entre ERAinterim et ERAinterim corrigé (BDF) pour le flux radiatif infrarouge descendant en W/m² (AB), le module de vent en m/s (CD) et les précipitations en mm/s (EF).</i>	118
7.7	<i>Moyennes zonales des paramètres de forçage entre 1989 et 2007 issus de DFS4 (en pointillés noir), ERAinterim (en trait plein noir), et ERAinterim corrigé (en rouge), pour la température en °C (A), l'humidité en kg/kg (B), le flux radiatif incident en W/m² (C), le flux infrarouge descendant en W/m² (D), la norme de la vitesse de vent en m/s (E), et les précipitations en mm/s (F).</i>	120
7.8	<i>Moyennes zonales dans la bande intertropicale 20N-20S des paramètres de forçage entre 1989 et 2007 issus de DFS4 (en pointillés noir), ERAinterim (en trait plein noir), et ERAinterim corrigé (en rouge), pour la température en °C (A), l'humidité en kg/kg (B), le flux radiatif incident en W/m² (C), le flux infrarouge descendant en W/m² (D), la norme de la vitesse de vent en m/s (E), et les précipitations en mm/s (F).</i>	121

7.9	<i>Moyennes entre 1989 et 2007 des contributions radiative (A) et turbulente (en valeur absolue) (B) au flux net de chaleur (W/m^2) estimé avec DFS4. Le flux net de chaleur sera la différence $Q_{rad} - Q_{trb}$.</i>	123
7.10	<i>Séries temporelles du flux radiatif net global (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim corrigé (C) : moyennes journalières en bleu, annuelles en rouge, et moyenne sur toute la période en noir.</i>	123
7.11	<i>Cartes du flux radiatif net moyen (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim corrigé (C).</i>	124
7.12	<i>Cartes de différences entre les flux radiatifs moyens (en W/m^2) entre 1989 et 2007 issus de ERAinterim et DFS4 (A), et de ERAinterim et ERAinterim corrigé (B). Les valeurs positives (rouge) correspondent aux zones où l'apport de chaleur par les flux radiatifs est plus important dans ERAinterim.</i>	125
7.13	<i>Moyennes zonales (en W/m^2) entre 1989 et 2007 du flux radiatif total (A), du flux solaire incident (B), et du flux infrarouge net (C), estimés par FOTO à partir des variables ERAinterim (en trait plein noir), DFS4 (en pointillés noirs), et ERAinterim corrigé (en rouge), et de la SST de Hurrel.</i>	126
7.14	<i>Séries temporelles des flux turbulents globaux (valeur absolue) (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim corrigé (C) : moyennes journalières en bleu, annuelles en rouge, et moyenne sur toute la période en noir. Ce flux est une perte de chaleur pour l'océan.</i>	127
7.15	<i>Cartes du flux turbulent moyen (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim corrigé (C).</i>	128
7.16	<i>Cartes de différences entre les flux turbulents moyens (en W/m^2) entre 1989 et 2007 issus de ERAinterim et DFS4 (A), et de ERAinterim et ERAinterim corrigé (B). Les valeurs inférieures à zéro (bleu) indiquent que la perte de chaleur océanique par les flux turbulents est plus faible dans ERAinterim.</i>	129
7.17	<i>Moyennes zonales (en W/m^2) entre 1989 et 2007 du flux turbulent total (A), du flux de chaleur latente (B), et du flux de chaleur sensible (C), estimés à partir des variables ERAinterim (en trait plein noir), DFS4 (en pointillés noirs), et ERAinterim corrigé (en rouge).</i>	129
7.18	<i>Séries temporelles des flux nets de chaleur globaux (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim corrigé (C) : moyennes journalières en bleu, annuelles en rouge, et moyenne sur toute la période en noir.</i>	131
7.19	<i>Cartes du flux net de chaleur moyen (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim corrigé (C).</i>	132
7.20	<i>Cartes de différences entre les flux nets de chaleur moyens (en W/m^2) entre 1989 et 2007 issus de ERAinterim et DFS4 (A), et de ERAinterim et ERAinterim corrigé (B). Les valeurs positives (en rouge) correspondent aux zones où l'apport de chaleur par le flux net est plus important dans ERAinterim.</i>	133
7.21	<i>Moyennes zonales (en W/m^2) entre 1989 et 2007 des flux nets de chaleur estimés à partir des variables ERAinterim (en trait plein noir), DFS4 (en pointillés noirs), et ERAinterim corrigé (en rouge).</i>	133
7.22	<i>Carte de la correction moyenne après lissage entre 1989 et 2007 pour la température ($^{\circ}C$).</i>	137

7.23	<i>Carte de la correction moyenne de température ($^{\circ}\text{C}$) après lissage entre 1989 et 2007 à laquelle on a appliqué un masque de validité construit sur la base des limites connues de la méthode d'assimilation.</i>	137
7.24	<i>Cartes des corrections moyennes lissées et masquées entre 1989 et 2007 pour les température en $^{\circ}\text{C}$ (A) et humidité en kg/kg (B) de l'air, le flux solaire incident (C) et le flux infrarouge descendant (D) en W/m^2, et le module de vent en m/s(E).</i>	138
7.25	<i>Séries temporelles entre 1989 et 2007 des flux net (A), radiatif (B) et turbulent (C) de chaleur (en W/m^2) pour ERAinterim avec les corrections lissées et masquées.</i>	139
7.26	<i>Cartes des flux nets de chaleur moyens (en W/m^2) entre 1989 et 2007 pour DFS4 (A), ERAinterim (B) et ERAinterim avec les corrections lissées et masquées (C).</i>	140
7.27	<i>Cartes de différences entre les flux moyens de chaleur net (A), radiatif (B) et turbulent (C) (en W/m^2) entre 1989 et 2007 issus de ERAinterim et ERAinterim avec les corrections lissées et masquées.</i>	141
7.28	<i>Moyennes zonales (en W/m^2) entre 1989 et 2007 des flux net (AD), radiatif (BE) et turbulent (CF) de chaleur estimés à partir des variables ERAinterim (en trait plein noir), DFS4 (en pointillés noirs), et ERAinterim avec les corrections lissées et masquées (en rouge) pour tout le domaine (ABC), et dans la bande de latitudes 20N-20S (DEF).</i>	142
8.1	<i>Cartes des moyennes mensuelles (janvier 2004) de SST (en $^{\circ}\text{C}$) simulées par le modèle forcé par les variables ERAinterim (A), par les variables ERAinterim auxquelles on a appliqué les corrections brutes (B), et par les variables ERAinterim auxquelles on a appliqué les corrections masquées et lissées (C).</i>	147
8.2	<i>Evolution entre 1989 et 2007 des SSH moyennes (en m) simulées par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).</i>	149
8.3	<i>Séries temporelles (en W/m^2) des flux nets de chaleur calculés par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C), avec les moyennes mensuelles en bleu, annuelles en rouge et sur toute la période 1989-2007 en noir.</i>	149
8.4	<i>Cartes des flux nets de chaleur moyens (en W/m^2) entre 1989 et 2007 calculés par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C).</i>	150
8.5	<i>Moyennes zonales des flux nets de chaleur moyens (en W/m^2) entre 1989 et 2007 calculés par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (pointillés noir), ERAinterim (trait plein noir), et ERAinterim corrigé (trait plein rouge), sur tout le domaine (A), et dans la bande intertropicale 20N-20S.</i>	151
8.6	<i>Moyennes zonales (en W/m^2) des flux de chaleur radiatifs incident (A) et infrarouge (B), et des flux de chaleur latente (C) et sensible (D) entre 1989 et 2007 calculés par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (pointillés noir), ERAinterim (trait plein noir), et ERAinterim corrigé (trait plein rouge) dans la bande intertropicale 20N-20S.</i>	152

8.7	<i>Moyennes zonales (en °C) entre 1989 et 2007 des SST calculées par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (pointillés noir), ERAinterim (trait plein noir), et ERAinterim corrigé (trait plein rouge), et pour la SST de Hurrel (trait plein bleu), sur tout le domaine (A), et dans la bande intertropicale 20N-20S (B).</i>	153
8.8	<i>Cartes des différences des moyennes climatologiques (en °C) entre 1989 et 2007 des SST calculées par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C), avec celle de la SST observée de Hurrel.</i>	154
8.9	<i>Cartes des écarts RMS des différences mensuelles entre les SST calculées par le modèle pour des simulations forcées par DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C), avec la SST observée de Hurrel entre 1989 et 2007.</i>	155
8.10	<i>Evolution des température en °C (A) et salinité en kg/kg (B) moyennes globales entre 1989 et 2007, et dérive totale (dernière année de simulation - condition initiale (Levitus et al., 1998)) des température (C) et salinité (D) en fonction de la profondeur, pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).</i>	158
8.11	<i>Intensité moyenne de la MOC dans l'Atlantique (en Sv) entre 1989 et 2007 pour les simulations forcées par DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C).</i>	160
8.12	<i>Evolution du maximum de l'intensité annuelle moyenne de la MOC (en Sv) entre 1989 et 2007 pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).</i>	161
8.13	<i>Evolution du transport de masse (débit en Sv) moyen entre 1989 et 2007 à travers le détroit de Fram (A), celui de Bering (B), et celui de Baffin (C) pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).</i>	162
8.14	<i>Evolution du transport de masse (débit en Sv) moyen total (AC), et pour les eaux d'une densité supérieure à $\sigma_0 = 27,8$ (BD) entre 1989 et 2007 à travers le détroit du Danemark (AB), et le canal des îles Faroe (CD) pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).</i>	163
8.15	<i>A : Profondeur moyenne de couche de mélange (en m) au mois de mars entre 1989 et 2004 dans une simulation forcée par DFS4. B et C : Différences entre les profondeurs moyennes de couche de mélange au mois de mars entre 1989 et 2004 pour des simulations forcée par DFS4 et ERAinterim (B), et par DFS4 et ERAinterim corrigé (C).</i>	165
8.16	<i>Ecart RMS de la profondeur de couche de mélange des mois de mars entre 1989 et 2004 dans une simulation forcée par DFS4 (A), ERAinterim (B), et ERAinterim corrigé (C).</i>	166
8.17	<i>Evolution du transport de masse (débit en Sv) moyen entre 1989 et 2007 à travers la passage de Drake (A), et la section entre Australie et Antartique (B) pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).</i>	167

8.18	<i>Evolution du transport de masse (débit en Sv) moyen entre 1989 et 2007 à travers l'archipel indonésien (A), et dans le canal du Mozambique (B) pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).</i>	169
8.19	<i>Evolution du transport de masse (débit en Sv) moyen entre 1989 et 2007 entre Cuba et la Floride (A), et entre la Floride et les Bahamas (B) pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge).</i>	170
8.20	<i>Profils verticaux du sous-courant équatorial moyen en cm/s (1989-2007) à différentes longitudes pour les simulations forcées par DFS4 (vert), ERAinterim (noir), et ERAinterim corrigé (rouge), et pour les données climatiques in-situ TAO (croix).</i>	172
8.21	<i>Comparaison des moyennes zonales du flux net de chaleur entre 1989 et 2007 de différents produits de flux disponibles.</i>	179

Liste des tableaux

3.1	<i>Récapitulatif des variables atmosphériques et de leur implication dans le calcul des flux océan-atmosphère.</i>	32
3.2	<i>Convention de signe utilisée pour le diagnostic des flux océan-atmosphère. Les pertes et gains de chaleur sont relatives à l'océan.</i>	41
5.1	<i>Protocole de mise en œuvre des expériences d'ensemble.</i>	71
5.2	<i>Caractéristiques de la simulation de référence.</i>	78
6.1	<i>Différentes configurations testées pour l'étape d'analyse.</i>	92
8.1	<i>Simulations libres (sans robust diagnostic, et sans rappel en SST) réalisées pour évaluer les corrections de forçage dans le modèle NEMO-ORCA2. . . .</i>	146