

Faculté des sciences

Mise en évidence de l'impact des flux turbulents calculés par la formulation CORE dans le modèle océanique NEMO-LIM autour de l'Antarctique

Auteur : Baptiste Roussieau

Promoteurs : Pr Hugues Goosse, Dr Charles Pelletier

Lecteur : Pr Kristof Van Oost

Année académique 2019-2020

Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie, à finalité approfondie

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier mes promoteurs, le Pr Hugues Goosse et le Dr Charles Pelletier pour leur disponibilité et leur suivi, ainsi que pour leurs retours constructifs et éclairés, tant par leur expertise technique que scientifique.

Par ailleurs, les présents travaux ont bénéficié de moyens de calcul mis à disposition sur le super-calculateur Tier-1 de la Fédération Wallonie-Bruxelles, infrastructure financée par la Région wallonne sous la convention n°1117545.

Je souhaiterais également exprimer ma gratitude à ma famille, en particulier ma soeur, pour les encouragements et le soutien qu'ils m'ont témoignés. Enfin, merci à mes camarades présent dans la salle des mémorants pour le soutien mutuel apporté. Plus spécifiquement, merci à Klara Dvorakova pour la relecture et les cafés, ainsi qu'à Corentin Visée et Emilie Castin pour la relecture.

Résumé

Les flux turbulents entre l'atmosphère et l'océan jouent un rôle central dans l'état du système climatique. Une part non négligeable de ces flux provient de phénomènes à une échelle inférieure à celle des modèles et est paramétrisée au moyen d'une formulation semi-empirique. Dans le cadre d'un modèle couplé océan-atmosphère, les formulations utilisées sont différentes que celles choisies pour un modèle contraint à la surface par des données climatologiques. Il existe alors une ambiguïté sur l'origine des différences entre les résultats des deux types de modèles, qui peuvent provenir des changements dans la dynamique même du modèle, ou du changement de formulation. Afin de mettre en évidence l'influence de ces flux au sein du modèle NEMO-LIM, les coefficients de transfert de chaleur latente, de chaleur sensible, et la tension de surface du vent, calculés par la formulation CORE, ont été augmentés de 20% selon différentes combinaisons. Les flux de chaleur ont un impact sur la température de surface, et par extension sur la profondeur de la couche de mélange et la formation de glace de mer. Le flux de mouvement modifie la vitesse d'écoulement du courant circumpolaire antarctique, ainsi que la salinité en surface. Par l'effet de la salinité, la profondeur de la couche de mélange est également modifiée, mais dans une moindre mesure. La paramétrisation permet de réduire l'incertitude du modèles dans certains cas, mais peut également l'aggraver dans d'autres. L'importance relative des différents effets varie dans le temps et dans l'espace, en particulier dans le courant circumpolaire antarctique et dans les mers de Ross et de Weddell.

Abstract

Ocean-atmosphere turbulent exchanges have a major influence on the state of the climate system. A significant part of these exchanges is due to subgrid-scale processes and has to be computed through the use of a semi empirical bulk formula. In the case of a coupled ocean-atmosphere model, the bulk formula used is different than the one chosen for a model that is forced at the surface by a data set. Uncertainties thus arise concerning the source of the differences between the results of such models. They may be caused by changes in the model dynamics themselves, or by the choice of a different bulk formula. In order to highlight the effect of turbulent exchanges on the NEMO-LIM model, the transfer coefficients for sensible heat, latent heat, and momentum have been raised by 20% in different configurations. Heat fluxes mainly influence the temperature, which in turn has an effect on the mixed layer depth and sea ice formation. Momentum flux is a driver for the flow velocity in the Antarctic Circumpolar Current, as well as for salinity. Salinity also influences the mixed layer depth, though to a lesser extent. Some parameters reduce uncertainties in some circumstances, but increase them in other cases. The relative importance of the different effects is highly variable in space and time, especially in the Antarctic Circumpolar Current, in the Ross sea, and in the Weddell sea.

Table des matières

1	Introduction	1
2	Revue de littérature	3
2.1	Importance des interactions	3
2.2	Les modèles climatiques	3
2.3	Paramétrisation	5
2.4	Conditions limites	5
2.5	Flux turbulents	5
3	Matériel et méthode	6
3.1	Zone d'étude	6
3.2	Ressources	6
3.2.1	NEMO (Madec et al., 2017)	6
3.2.2	Conditions limites en surface	7
3.2.3	Autres conditions limites	8
3.2.4	LIM3 (Rousset et al., 2015)	9
3.2.5	Formulation CORE (Large, 2006)	9
3.2.6	Données	11
3.3	Méthode	11
4	Résultats	12
4.1	Contrôle	12
4.1.1	Vitesse d'écoulement	12
4.1.2	Température de surface et couche de mélange	13
4.1.3	Salinité en surface	13
4.1.4	Banquise	13
4.1.5	Liens entre variables	18
4.2	Différences entre le contrôle et les autres expériences	18
4.2.1	Vitesse d'écoulement	18
4.2.2	Température de surface et couche de mélange	19
4.2.3	Salinité en surface	20
4.2.4	Banquise	20
4.2.5	Liens entre variables	21
5	Analyse et discussion	23
5.1	Température de surface	23
5.2	Glace de mer	24
5.3	Salinité en surface	25
5.4	Couche de mélange	25
5.5	Constance sur la glace de mer	28
5.6	Dynamique du modèle	28

5.7 Variations régionales	28
6 Conclusion	29
Table des figures	35
CV et contact	

Chapitre 1

Introduction

Le système climatique est un système complexe de par la diversité de ses sous-composantes et de leurs interactions. Trois de ses composantes principales sont l'océan, l'atmosphère, et la glace de mer. L'océan et l'atmosphère interagissent l'un avec l'autre au travers de leur interface commune, la surface océanique. Les échanges entre ces deux composantes ont un impact non négligeable sur l'évolution du système dans son ensemble. En cela, l'étude de ces interactions est indispensable pour la compréhension et l'étude du climat (Jourdain et al., 2011).

Étant donné qu'il est impossible de recréer tout le système et sa complexité en laboratoire comme cela peut se faire dans d'autres sciences, la climatologie a recours au développement de modèles numériques pour réaliser ses expériences. Ces modèles sont par nature imparfaits mais cherchent à rendre compte au mieux de la physique du système climatique en choisissant les phénomènes physiques à représenter en fonction des besoins de l'expérience. La famille des *global circulation models* (GCM) comprend les modèles alliant globalité dans les échelles spatio-temporelles, et complexité dans la richesse des processus physiques représentés. Les GCM se basent sur les équations de Navier-Stokes, associées à certaines hypothèses simplificatrices, pour représenter au mieux la circulation océanique ou atmosphérique. Ces GCM traduisent la nécessité d'un compromis entre une représentation complète des phénomènes physiques et la résolution spatiale et temporelle des résultats.

Pour des raisons tant historiques que scientifiques, le développement s'est fait pour des modèles océaniques ou atmosphériques, mais pas pour les deux dans un même modèle. Les modèles océaniques sont ainsi forcés par des flux issus de données atmosphériques (conditions limites), et inversement pour les modèles atmosphériques. Rendre compte des effets de rétroaction entre océan et atmosphère peut être fait via le couplage de deux modèles au moyen d'une interface de couplage qui injecte dans chaque modèle des flux obtenus à partir de l'état de l'autre. Les systèmes océanique et atmosphérique ne sont alors plus contraints par des jeux de données mais par la dynamique de l'autre système.

Une autre difficulté de la modélisation est de résoudre les phénomènes se produisant à une échelle inférieure à celle du maillage du modèle (*subgrid*). Ces phénomènes, tels que les écoulements turbulents, ne peuvent pas être représentés par la résolution des équations à cette échelle mais jouent cependant un rôle dans l'évolution du système. Ces phénomènes sont donc paramétrisés, c'est à dire qu'ils sont pris en compte au moyen d'une autre méthode de calcul que la résolution des équations de base du modèle. Le résultat d'une paramétrisation est par nature simplifié par rapport à la réalité physique qu'elle représente puisqu'il s'agit d'une approximation, mais elle permet de tout de même tenir compte à l'échelle du modèle, dans une certaine mesure, des phénomènes à plus petite échelle. Les flux océan-atmosphère font partie des phénomènes physiques représentés par des paramétrisations. Il existe une multitude de méthodes pour les représenter, chacune adaptée à un besoin scientifique particulier.

Un modèle couplé et un modèle contraint par un jeu de donnée montrent des résultats différents, et peuvent faire appel à des méthodes de paramétrisation différentes. L'un des défis majeurs relatifs

au couplage océan-atmosphère est alors de distinguer l'impact des paramétrisations utilisées par le coupleur de la dynamique de couplage en elle-même (Gross et al., 2018).

Ce mémoire s'inscrit dans cette perspective en essayant de quantifier l'effet des incertitudes de la paramétrisation, et donc leur participation dans les biais du modèle. Nous essayerons pour cela de mettre en évidence les effets des flux de chaleur et de mouvement dans le modèle de type GCM NEMO-LIM3, et plus particulièrement dans l'océan Austral entourant l'Antarctique.

Chapitre 2

Revue de littérature

2.1 Importance des interactions

Les interactions glace-océan-atmosphère au niveau de l'Antarctique jouent un rôle clé dans l'état du système climatique global (Jourdain et al., 2011).

Tout d'abord, les échanges de chaleur entre l'océan et l'atmosphère influent fortement sur la température de surface de l'eau. Cette température de surface joue sur la stabilité de la colonne d'eau, qui est elle-même la principale composante des formations d'eaux profondes (FEP) (Budillon et al., 2003). Ces FEP ont un impact non négligeable sur la circulation thermohaline (Budillon et al., 2003). La température de surface modifie également le taux de fonte de la glace. Les eaux de fontes ainsi relâchées diminuent la salinité de l'océan près de la ligne de fonte, impactant la stabilité de la colonne d'eau (Goosse and Fichefet, 1999; Rignot, 2002).

La glace de mer isole l'océan, empêchant les échanges thermiques avec l'atmosphère. Cela donne lieu à des différences de température entre l'atmosphère et l'océan pouvant aller jusqu'à 20 à 40°C en hiver (Yu et al., 2017). Lors de l'ouverture de fissures au sein de la banquise, on peut alors observer des flux de chaleur de plusieurs centaines de W/m^2 (Yu et al., 2017). Le brusque refroidissement de la surface ainsi occasionné a à nouveau pour effet de déstabiliser la colonne d'eau, renforçant de ce fait la convection (Yu et al., 2017). L'ouverture et la fermeture de ces fractures est la cause de 30 à 70% des flux de chaleur vers l'atmosphère dans les zones couvertes de glace (Eisen and Kottmeier, 2000). Par ailleurs dans la mer de Weddell, la répartition spatiale de ces flux, plus importants à l'ouest qu'au centre et à l'est du bassin cause une production de glace 3 fois plus élevée à l'ouest de par un refroidissement plus important (Eisen and Kottmeier, 2000).

Enfin, la température et l'état de la glace de mer jouent un rôle bien au delà des régions polaires. Par exemple, Hudson and Hewitson (2001) met en évidence le lien entre l'étendue de la banquise antarctique et la circulation atmosphérique globale. La glace de mer aux hautes latitudes a également un impact sur le climat au niveau des tropiques (Chiang and Bitz, 2005). La température de l'océan influence également les échanges de gaz avec l'atmosphère (Takahashi et al., 2002; Liss et al., 2004). Certains de ces gaz échangés, tels que le CO_2 , sont des gaz à effet de serre et modifient donc le bilan radiatif global.

2.2 Les modèles climatiques

Les modèles climatiques se basent sur les équations primitives, représentant différents aspects physiques et chimiques du système climatique. Ces équations sont discrétisées numériquement car il n'existe pas à ce jour de solution analytique connue aux équations en question. L'existence même de telles solutions n'a pu être démontrée que dans des cadres très idéalisés, loin de la complexité effective des

modèles actuels.

Il résulte de cette discrétisation l'apparition de plusieurs composantes dans les modèles : une partie non-fluide, reprenant par exemple les éléments radiatifs, et une partie fluide résolue, reprenant les éléments fluides dont la finesse du maillage permet la prise en compte et le calcul. Ces deux premières parties forment le coeur dynamique du modèle. La troisième et dernière partie est composée des éléments fluides non résolus, dont l'échelle spatiale est plus petite que la résolution du modèle, et qui ne peuvent donc pas être représentés par la résolution numérique. Cette dernière partie, bien que non résolue explicitement, joue néanmoins un rôle essentiel dans les résultats finaux, et doit donc être approchée au moyen d'un ensemble de paramétrisations. Ces paramétrisations sont abordées dans la section suivante (Gross et al., 2018).

Il existe également au sein des différentes composantes plusieurs processus. Pour différentes raisons, la représentation de ces différents processus est développée et implémentée sous la forme de différents petits modules. Etant donné que la recherche ne se focalise que sur certains processus à la fois, l'évolution de la compréhension du système n'est pas homogène. Le fractionnement en modules permet donc d'implémenter plus facilement les avancées en modifiant un module sans toucher au modèle dans son ensemble (Gross et al., 2018).

Ce fractionnement présente néanmoins plusieurs inconvénients. Tout d'abord, l'isolement des différentes composantes rend plus compliquée l'analyse de l'impact d'un paramètre sur l'état du système (Gross et al., 2018). Ensuite il est la cause de plusieurs sources d'erreurs. En effet, étant donné que les différents processus sont calculés séparément, il n'y a pas de prise en compte de leurs interactions au sein d'un même pas de temps. Il y a deux approches pour la résolution d'un modèle ainsi compartimenté. La première approche est un calcul en série qui consiste à appliquer les modules l'un après l'autre en se basant sur l'état de sortie du précédent (fig. 2.1) (Gross et al., 2018). L'ordre de prise en compte est très important et il est suggéré de résoudre d'abord les processus ayant la plus longue échelle de temps (Beljaars et al., 2004). L'autre méthode, le calcul en parallèle, résout tous les processus sur base du même état et synthétise ensuite leurs résultats (fig. 2.1).

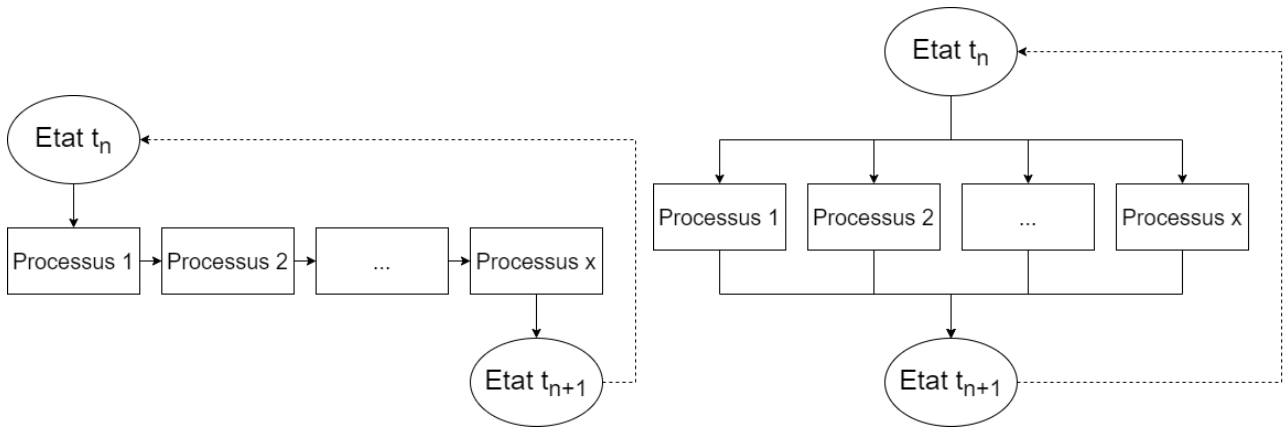


FIGURE 2.1 – Calcul des processus en série (gauche) ou en parallèle (droite).

Ces deux méthodes sont inexactes dans leur représentation de la réalité et introduisent donc des erreurs. L'origine des erreurs a également évolué avec le temps. Dans les années 1960, les erreurs des premiers modèles provenaient principalement de leur résolution spatiale qui était bien plus grossière qu'aujourd'hui. L'évolution des capacités de calcul a permis des résolutions plus fines, et un calcul plus détaillé des différents processus physiques. Suite à ces évolutions, les principales sources d'erreurs sont désormais dans la compréhension et la représentation des phénomènes physiques et de leur couplage entre eux. Ainsi, l'amélioration d'un module n'a d'intérêt que si les erreurs introduites par le couplage sont réduites également (Gross et al., 2018).

2.3 Paramétrisation

Certains processus opèrent à une échelle inférieure à la résolution du modèle (*subgrid*) et ne peuvent donc pas être résolus explicitement. Ces processus sont cependant essentiels à la représentation du système, même à échelles relativement grossières, et doivent donc tout de même être pris en compte. La solution est alors d'avoir recours à une paramétrisation. Une paramétrisation permet d'approcher des phénomènes "micro" à partir des variables d'état obtenue à l'échelle "macro". Ces approximations sont par définition inexactes, mais permettent un compromis entre la prise en compte de ces processus *subgrid* et l'utilisation d'une échelle moins demandeuse en termes de capacités de calcul (Gross et al., 2018).

Certains processus, tels que la convection atmosphérique, se situent à la limite entre échelles représentées ou non : ils doivent être paramétrisés pour une simulation grossière, mais peuvent être représentés explicitement pour des simulations à plus haute résolution, utilisées par exemple dans des configurations régionales. On parle alors de "zone grise" où la résolution du processus n'est que partielle. Cette résolution partielle peut créer un conflit au sein du modèle, avec la double prise en compte du processus, ou pas de prise en compte du tout (Gross et al., 2018).

Pour l'exemple de la convection atmosphérique, la zone grise se situe à une résolution spatiale de l'ordre de 1 à 10 *km*. Dans le cas des flux turbulents, elle se situe à quelques centaines de mètres de résolution (Gross et al., 2018).

2.4 Conditions limites

Les conditions aux limites désignent l'information physique externe injectée en bordure de la zone de calcul. Cette zone correspond dans le cas d'un modèle océanique à la surface et au fond de l'océan et, si les calculs ne sont pas effectués sur toute la surface terrestre, aux limites de la boîte composée par les latitudes et longitudes minimum et maximum de la zone étudiée. Ces conditions reprennent des valeurs telles que, par exemple, les composantes de la vitesse ou la température et contraignent le modèle dans leur voisinage proche (Soloviev and Lukas, 2014). En surface, comme nous allons le voir en section 3.2.2, les échelles "subgrid" turbulentes jouent un rôle prépondérant sur les conditions aux limites.

2.5 Flux turbulents

Au voisinage de la surface océanique, les vagues, le cisaillement et la convection génèrent d'importantes turbulences (Soloviev and Lukas, 2014). Dans le cas d'une bordure indépendante de l'influence de la déformation par les vagues, la couche est alors assimilable à un "mur", tel que décrit par Von Karman and Tsien (1938). La vitesse moyenne de l'écoulement turbulent en un point est alors proportionnelle au logarithme de la distance qui le sépare du mur, et varie également avec la stabilité de la colonne d'eau (Von Karman and Tsien, 1938; Soloviev and Lukas, 2014). Les ondulations de la surface ont un impact sur les flux hydrodynamiques, mais l'ampleur de cet effet est encore incertaine et mal représentée dans les modèles (Soloviev and Lukas, 2014). Par exemple, Borue et al. (1995) montre que les effets sont faibles, mais une étude plus récente, Ardhuin and Jenkins (2006), indique une induction de vorticité plus importante.

Il existe une multitude de formulations plus ou moins adaptées selon les objectifs du modèle. Parmi les formulations utilisées par le modèle NEMO, utilisées dans ce mémoire et abordées dans le chapitre suivant, on peut citer CLIO et CORE. C'est cette dernière formulation, développée par Large (2006) et également abordée dans le chapitre suivant, qui est utilisée ici.

Chapitre 3

Matériel et méthode

3.1 Zone d'étude

L'étude porte sur l'océan austral, défini comme l'étendue d'eau située entre 60°S de latitude et le continent antarctique (fig 3.1). Les calculs sont cependant effectués jusqu'à 30°S de latitude, afin d'éliminer les interférences liées à la bordure. Les calculs sont également effectués sur tout le tour de la Terre, soit 360° en longitude.



FIGURE 3.1 – Océan Austral (Encyclopædia Britannica).

3.2 Ressources

3.2.1 NEMO (Madec et al., 2017)

Le *Nucleus for European Modeling of the Ocean* (NEMO) est un modèle océanique aux nombreuses applications. Il s'agit d'un modèle relativement complexe, avec un total de l'ordre de 100 000 lignes de code. Il comprend les parties Océan Parallélisé (OPA) pour la dynamique et thermodynamique

océanique et *Louvain-la-Neuve Ice Model* (LIM) pour la représentation de la glace de mer. Plus précisément, c'est la version LIM3 (Rousset et al., 2015), détaillée dans la section suivante, qui est utilisée ici. Le modèle est également compatible avec CICE, un autre modèle de glace de mer.

Le modèle reprend les équations de Navier-Stokes, ainsi qu'une équation non linéaire permettant de lier la température et la salinité avec la densité de l'eau. Les approximations suivantes sont de plus formulées :

- La terre est parfaitement sphérique. La gravité est donc toujours parallèle au rayon de la Terre.
- La profondeur de l'océan est négligeable par rapport au rayon terrestre.
- Les flux turbulents (*subgrid*) sont exprimés comme des effets à grande échelle. Ce point en particulier est abordé dans la section suivante.
- Approximation de Boussinesq : les variations de densité sont négligeables (sauf lorsque que l'on calcule la flottabilité).
- Hypothèse hydrostatique : le mouvement vertical ne dépend que de la flottabilité et du gradient de pression
- La divergence de la vitesse est nulle (incompressibilité)

Les 6 équations de base du modèle reprennent donc une équation du mouvement horizontal (3.1), l'équilibre hydrostatique (3.2), l'incompressibilité (3.3), la conservation de la température et de la salinité (3.4, 3.5) et la fonction d'état de l'océan (3.6). Cette dernière est donnée par Feistel (2012).

$$\frac{\partial \vec{U}_h}{\partial t} = - \left((\nabla \times \vec{U}) \times \vec{U} + \frac{1}{2} \nabla (\vec{U}^2) \right)_h - f \vec{k} \times \vec{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + \vec{D}^U + \vec{F}^U \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{U} = 0 \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (T\vec{U}) + D^T + F^T \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (S\vec{U}) + D^S + F^S \quad (3.5)$$

$$\rho = \rho(T, S, p), \quad (3.6)$$

Où \vec{U} est la vitesse, l'indice h indique le caractère horizontal de la variable (dans le plan (\vec{i}, \vec{j})), t est le temps, ∇ est l'opérateur de dérivée dans l'espace (en $(\vec{i}, \vec{j}, \vec{k})$), f est l'accélération de Coriolis $= 2\vec{\omega} \times \vec{k}$ avec $\vec{\omega}$ étant le vecteur de vitesse angulaire de la Terre, ρ_0 est la densité de référence, p est la pression, \vec{D} et \vec{F} sont des termes de paramétrisation (D) et de forçage (F) relatifs aux variables notées en exposant, z est la coordonnée verticale, ρ est la densité, g est l'accélération gravitationnelle, T est la température, et S est la salinité.

3.2.2 Conditions limites en surface

Les conditions de bord en surface sont représentées par 6 champs : les deux composantes de la tension en surface (τ_u et τ_v), les flux radiatifs d'origine solaire et non-solaire entrants (Q_{ns} et Q_{sr}), le bilan hydrique en eau douce (emp) et le flux de salinité causé par la formation ou la fonte de glace (sfx). La pression atmosphérique au niveau de la mer (p_a) peut également être prise en compte mais il s'agit d'un paramètre optionnel.

Certains de ces champs incluent une part non négligeable de flux provenant de phénomènes à l'échelle *subgrid*. Il sont donc paramétrisés à partir des valeurs des champs à grande échelle et au moyen de coefficients de transfert calculés par la formulations CORE, détaillée dans la section 3.2.5. Parmi ces phénomènes, on peut noter Q_H , le flux de chaleur sensible (3.8) et Q_E , le flux de chaleur latente (3.9),

qui sont deux composantes importantes du flux non-solaire, ainsi que $\vec{\tau}$, le flux d'énergie cinétique (3.7) (Large and Yeager, 2004).

$$\vec{\tau} = \rho_a C_D |\vec{U}| \vec{U}, \quad (3.7)$$

$$Q_H = \rho_a c_p C_H (\theta(z_0) - SST) |\vec{U}|, \quad (3.8)$$

$$Q_E = \Lambda_v E = \Lambda_v (\rho_a C_E (q(z_q) - q_{sat}(SST)) |\vec{U}|), \quad (3.9)$$

où ρ_a est la densité de l'air, C_D , C_H et C_E sont les coefficients de transfert de la friction, de la chaleur sensible et de la chaleur latente respectivement, \vec{U} est le vent la hauteur z_u , c_p est la chaleur spécifique de l'air, $\theta(z_0)$ est la température potentielle de l'air, SST est la température de l'eau en surface et Λ_v est la chaleur latente de vaporisation de l'eau. Le flux de chaleur sensible est le flux de chaleur résultant d'une éventuelle différence de température entre océan et atmosphère. Le flux de chaleur latent est associé aux changements de phase (évaporation, condensation) à la surface océanique. Dans (3.9), E est un flux massique d'évaporation proportionnel au flux de chaleur latent. Enfin, $q(z_q)$ est l'humidité spécifique de l'air à la hauteur z_q , et q_{sat} est une formule permettant d'estimer l'humidité spécifique de l'air près de la surface, considéré comme saturé en eau, selon l'équation (3.10).

$$q_{sat}(SST) = \rho_a^{-1} q_1 e^{(q_2/SST)}, \quad (3.10)$$

où $q_1 = 0,98 * 640380 \text{ kg/m}^3$ et $q_2 = -5107,4 \text{ K}$ sont des coefficients déterminés empiriquement (Large and Yeager, 2004).

La détermination de C_D , C_H et C_E constitue un des défis majeurs dans la formulation des flux. La méthode utilisée ici pour les obtenir est détaillée dans la section 3.2.5.

Enfin, la formulation CORE n'est valide que pour l'océan liquide, et les coefficients de transfert au dessus de la glace de mer sont ici constants. Certaines études commencent cependant à également proposer des paramétrisations pour la glace de mer (Lüpkes et al., 2012), mais elles ne sont pas utilisées ici.

3.2.3 Autres conditions limites

Le modèle étant intégré sur 360° dans la direction zonale, les conditions de bord Est et Ouest sont cycliques (fig. 3.2).

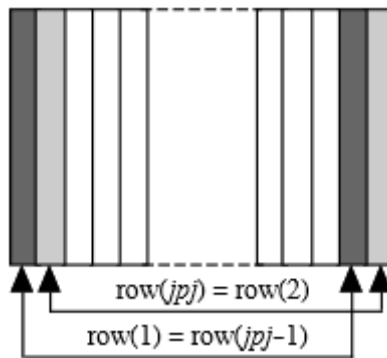


FIGURE 3.2 – Conditions de bord Est et Ouest (Madec et al., 2017).

Les conditions de bord aux extrémités ouvertes (ici la bordure Nord) sont prescrites par des moyennes mensuelles issues de réanalyses océaniques (Zuo et al., 2019). Les champs prescrits sont la thermodynamique (température conservative et salinité absolue), la dynamique 2D (variations de hauteur de surface de mer, et vitesses barotropes associées) et la dynamique 3D (vitesses baroclines).

Aucune donnée liée à la glace de mer n'est prescrite, puisque la frontière se situe en dehors de la couverture saisonnière maximale de la banquise.

Les échanges de salinité avec le fond marin sont considérés comme nuls. Un flux géothermique constant est fixé à $8,64^{-4} \text{ W/m}^2$, réchauffant légèrement le fond de l'océan.

3.2.4 LIM3 (Rousset et al., 2015)

La représentation de la glace de mer, dont l'importance a été présentée dans la section 2.1, est gérée par la version 3 du *Louvain-la-Neuve sea Ice Model* (LIM3). Le modèle repose sur un coeur dynamique élastique-plastique-visqueux. L'écoulement de la glace est donc considéré comme plastique en conditions normales mais adopte le comportement fluide hautement visqueux lorsque les contraintes augmentent. L'introduction d'une oscillation élastique permet de mieux rendre compte de la réaction de la glace aux variations des contraintes à l'échelle journalière (Hunke and Dukowicz, 1997; Bouillon et al., 2009).

Le modèle représente des processus thermodynamiques tels que la diffusion verticale de chaleur dans la glace et la neige, la formation et la fonte de glace ou de neige, la formation de glace par congélation de l'eau de mer, le drainage des eaux saumâtres, et le vieillissement de la glace. Ce dernier a un impact sur les propriétés physiques du matériau. Les poches d'eau saumâtres ont quant à elle un effet sur la diffusion et le stockage de chaleur.

3.2.5 Formulation CORE (Large, 2006)

Les coefficients de transfert C_D , C_H et C_E sont calculés au moyen de la formulation *bulk Coordinated Ocean-Ice Reference Experiment* (CORE), basée sur les travaux de Large and Yeager (2004). Les champs nécessaires en entrée sont les deux composantes de la vitesse de l'air à 10 m, la température de l'air à 2 m, l'humidité spécifique à 2 m, le flux radiatif d'origine solaire incident, le flux radiatif d'origine non-solaire incident, les précipitations totales (sous formes liquide et solide) et les précipitations solides.

Dans la suite, on appelle z_θ et z_q les hauteurs des données de température et d'humidité, soit 2 m, et z_u la hauteur des données de vent, soit 10 m d'altitude. La formulation CORE est un processus itératif se déroulant comme suit :

1. Pour l'initialisation, on considère $\theta(z_u) = \theta(z_\theta)$ et $q(z_u) = q(z_q)$, de manière à pouvoir déterminer la température potentielle virtuelle $\theta_v = \theta(z_u)(1 + 0,608q(z_u))$.

En prenant $U_N = |\vec{U}|$, une première approximation des coefficients de transfert neutres C_{DN} , C_{HN} et C_{EN} est ensuite obtenue via une formulation empirique, représentée graphiquement par la figure 3.3.

Les échelles turbulentes u^* , θ^* et q^* sont alors données par

$$u^* = \sqrt{\frac{|\vec{\tau}|}{\rho_a}} = \sqrt{C_D} |\vec{U}| \quad (3.11)$$

$$\theta^* = \frac{Q_H}{\rho_a c_p u^*} = \frac{C_H}{\sqrt{C_D}} (\theta(z_\theta) - SST) \quad (3.12)$$

$$q^* = \frac{E}{\rho_a u^*} = \frac{C_E}{\sqrt{C_D}} (q(z_q) - q_{sat}(SST)). \quad (3.13)$$

2. La boucle itérative commence ici. Les paramètres de stabilité ζ_u , ζ_q et ζ_θ sont donnés par z_u/L , z_q/L et z_θ/L respectivement. L est la longueur de Monin-Obukhov, donnée par $L = u^{*3}/(kB_o)$, où $k = 0,4$ est le paramètre de von Kármán et B_o est le flux de flottabilité, donnée par :

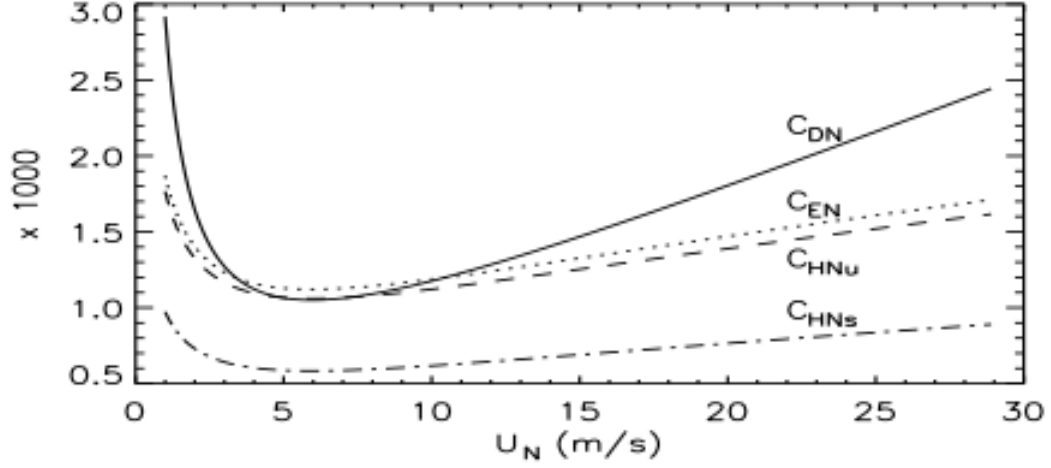


FIGURE 3.3 – Coefficients de transfert neutres en fonction de la vitesse du vent neutre à 10 m (Large, 2006)

$$B_o = q u^* \left(\frac{\theta^*}{\theta_v} + \frac{q^*}{q + 0,608^{-1}} \right). \quad (3.14)$$

Les effets dus à la stratification du fluide sur la colonne sont implémentés via les fonctions de stabilité suivantes :

$$\psi_m(\zeta) = \begin{cases} -5\zeta & \text{si } \zeta < 0 \\ 2\ln\left(\frac{1+Y}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+Y^2}{2}\right) - 2\tan^{-1}(Y) + \frac{\pi}{2} & \text{si } -1 < \zeta < 0 \end{cases} \quad (3.15a)$$

$$\psi_s(\zeta) = \begin{cases} -5\zeta & \text{si } \zeta < 0 \\ 2\ln\left(\frac{1+Y^2}{2}\right) & \text{si } -1 < \zeta < 0. \end{cases} \quad (3.15b)$$

3. La température et l'humidité sont ensuite portées à la hauteur du vent z_u par

$$\theta(z_u) = \theta(z_\theta) - \frac{\theta^*}{k} \left(\ln\left(\frac{z_\theta}{z_u}\right) + \psi_s(\zeta_u) - \psi_s(\zeta_\theta) \right) \quad (3.16)$$

$$q(z_u) = q(z_q) - \frac{q^*}{k} \left(\ln\left(\frac{z_q}{z_u}\right) + \psi_s(\zeta_u) - \psi_s(\zeta_q) \right). \quad (3.17)$$

4. Les coefficients de transfert sont recalculés en z_u et ζ_u avec

$$C_D(z_u, \zeta) = C_{DN} \left(1 + \frac{\sqrt{C_{DN}}}{k} (\ln(z_u/10m) - \psi_m(\zeta_u)) \right)^{-2} \quad (3.18)$$

$$C_H(z_u, \zeta) = C_{HN} \left(1 + \frac{C_{HN}}{k\sqrt{C_{DN}}} (\ln(z_u/10m) - \psi_s(\zeta_u)) \right)^{-2} \quad (3.19)$$

$$C_E(z_u, \zeta) = C_N \left(1 + \frac{C_{EN}}{k\sqrt{C_{DN}}} (\ln(z_u/10m) - \psi_s(\zeta_u)) \right)^{-2}. \quad (3.20)$$

5. L'itération reprend au point 2, avec les nouvelles valeurs de $q(z_u)$, $\theta(z_u)$, θ_v , C_D , C_H et C_E , ainsi que les échelles de turbulence u^* , θ^* et q^* , recalculées par les équations (3.11), (3.12) et (3.13). La stabilité est généralement proche de la neutralité sur l'océan, et seules cinq itérations sont nécessaires dans le cadre de cette étude.

La procédure décrite ci-dessus est fortement non linéaire, notamment via les termes logarithmiques, la paramétrisation des coefficients neutres (fig. 3.3), et les fonctions de stabilité définies en (3.15).

3.2.6 Données

Plusieurs sources de données sont utilisées. Le modèle est initialisé à partir de la simulation GO7 du *UK Met Office* (Storkey et al., 2018). Les variables atmosphériques utilisées dans le calcul des flux sont apportées par les réanalyses ERA5 (Service, C3S). Les conditions limites latérales sont issues des réanalyses ORAS5 (Zuo et al., 2019). Les flux de fonte des icebergs sont données par Jourdain et al. (2019). Enfin, la géométrie du continent Antarctique provient du modèle de calotte glaciaire f.ETISH de Pattyn (2017). La géométrie des autres continents provient du jeu de données ETOPO1 (Amante and Eakins, 2009).

3.3 Méthode

Afin de mettre en évidence les effets des flux turbulents sur la dynamique et les champs à grande échelle, une première expérience de contrôle est réalisée. Celle-ci est effectuée en appliquant le modèle à partir des données du premier janvier 2009 jusqu'au 31 décembre 2018, avec une résolution spatiale de $0,25^\circ$. Les résultats journaliers sont synthétisés en prenant leur moyenne mensuelle.

Trois autres expériences sont ensuite réalisées avec les mêmes paramètres. La première est effectuée en augmentant les coefficients de transfert des chaleurs sensible et latente C_H et C_E de 20%, soit l'ordre de grandeur de la variation des coefficients d'une formulation à l'autre. La seconde expérience est menée en effectuant la même opération sur le coefficient de transfert de quantité de mouvement C_D . Enfin, la dernière combine les deux autres en augmentant de 20% les trois coefficients à la fois.

Les résultats sont ensuite comparés à l'expérience de référence. L'analyse se concentre sur la vitesse de l'écoulement, la température et la profondeur de la couche de mélange, la salinité et le volume et l'étendue de la glace de mer. Des corrélations sont également effectuées afin d'analyser les liens entre les différentes variables. Celles-ci sont réalisées de deux manières. La première méthode donne la corrélation temporelle entre les deux variables en chaque point et produit une carte où chaque cellule donne le coefficient de corrélation pour cette cellule. La seconde méthode donne la corrélation spatiale entre les deux variables à chaque temps et produit une série temporelle des coefficients de corrélation.

Chapitre 4

Résultats

4.1 Contrôle

4.1.1 Vitesse d'écoulement

L'expérience de contrôle indique une vitesse d'écoulement de 0,4 à 0,5 m/s dans le courant circumpolaire antarctique (CCA) (fig. 4.1). Cet écoulement est globalement dirigé vers l'Est, mais abrite également des structures à plus petite échelle comme des tourbillons (fig. 4.2). La vitesse atteint 2 m/s dans des zones restreintes au sud des masses continentales. Enfin, un léger courant d'Est en Ouest pouvant atteindre 0,2 à 0,3 m/s se développe le long des côtes antarctiques entre février et avril.

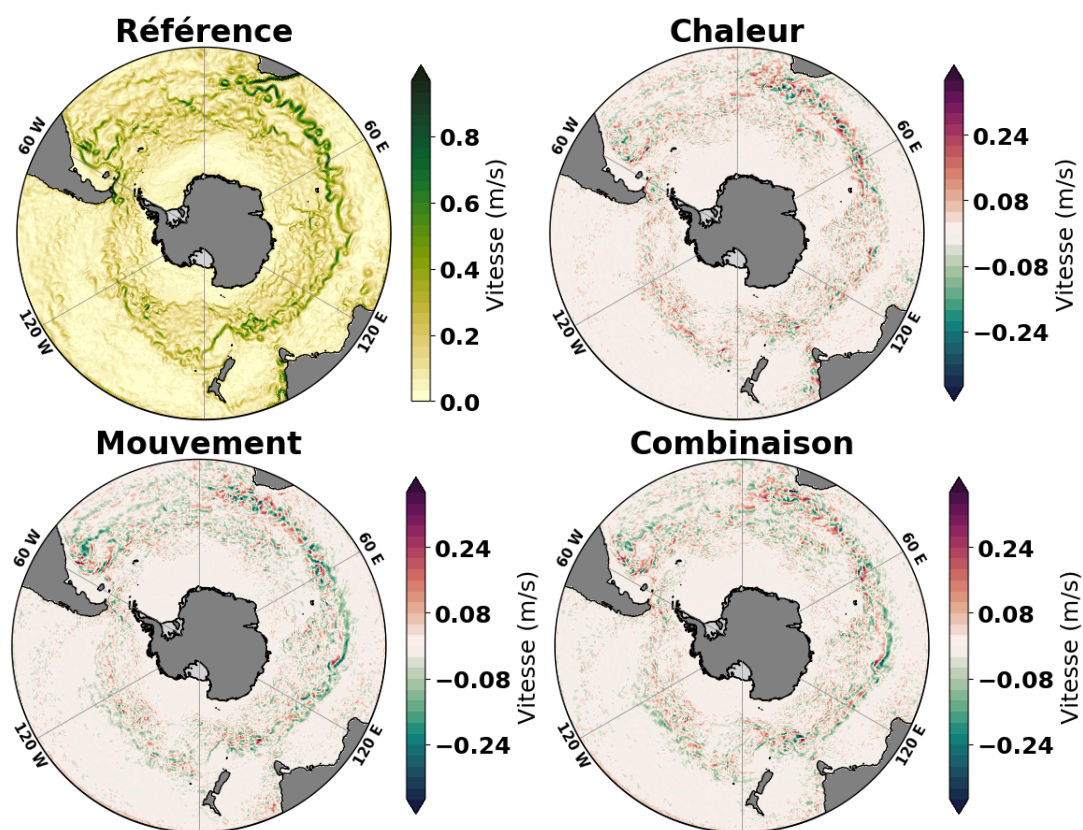


FIGURE 4.1 – Vitesse d'écoulement de référence et comparaison avec les autres expériences pour le mois de février.

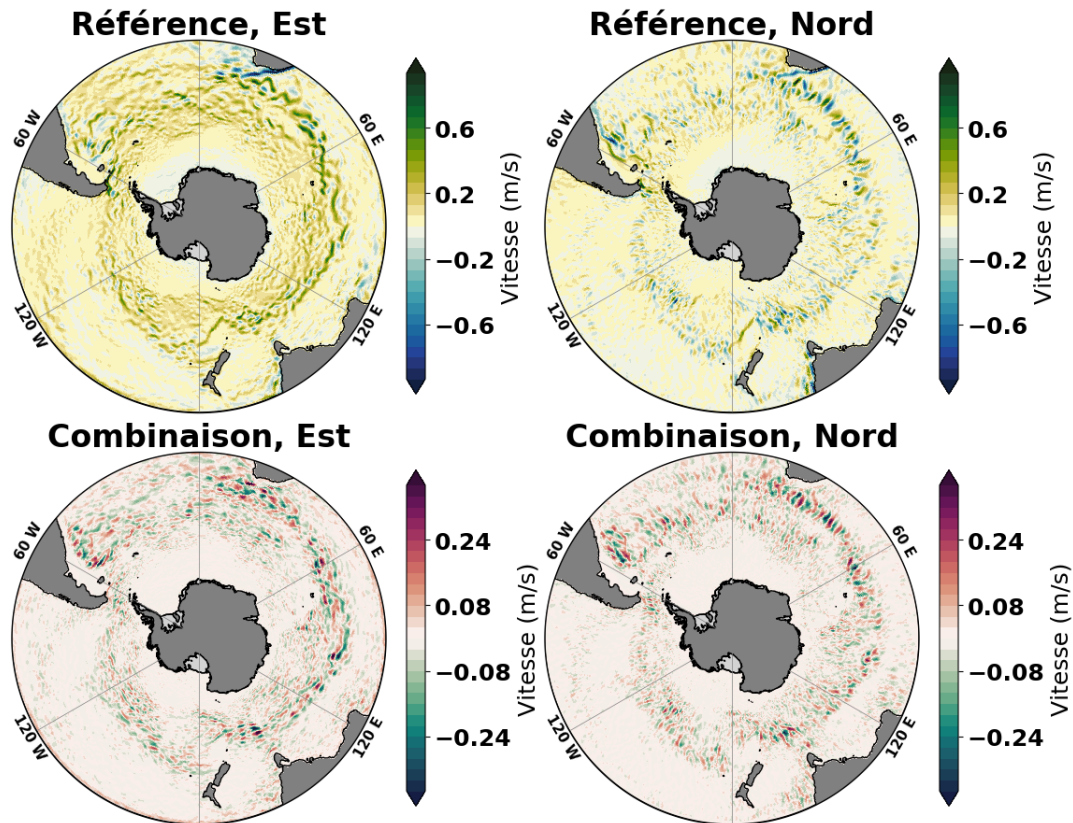


FIGURE 4.2 – Vitesse d’écoulement de référence dans les composantes zonale et méridionale et comparaison avec l’augmentation des 3 flux pour le mois de février.

4.1.2 Température de surface et couche de mélange

La température de surface est principalement liée à la latitude et oscille de manière saisonnière (fig. 4.3). La profondeur de la couche de mélange oscille elle aussi avec les saisons. Elle est à son minimum de 50 à 70 m en janvier et atteint 300 à 400 m, avec des pics à 525 m en septembre (fig. 4.4).

4.1.3 Salinité en surface

La salinité en surface est de 34 – 34,5 g/kg tout au long de l’année mais descend à 32,5 g/kg en été à mesure que la banquise fond (fig. 4.6). Cette diminution est rapidement dissipée et prend donc la forme d’une ligne suivant la bordure de la banquise et le déplaçant vers le pôle au fil des mois d’été (fig. 4.5).

4.1.4 Banquise

La surface de la banquise varie entre 1,25 à $3,75 \times 10^6 \text{ km}^2$ en février-mars et 19 à $21 \times 10^6 \text{ km}^2$ entre août et octobre. Son volume est quant à lui compris entre 2 et $4 \times 10^3 \text{ km}^3$ en mars et 18 à $21 \times 10^3 \text{ km}^3$ en octobre-novembre. Le maximum est vers la fin du mois d’octobre pour le volume, et celui-ci commence à diminuer tout de suite après (fig. 4.8). De son côté, l’étendue atteint son maximum vers août et garde des valeurs similaires jusque novembre avant de diminuer également (fig. 4.7).

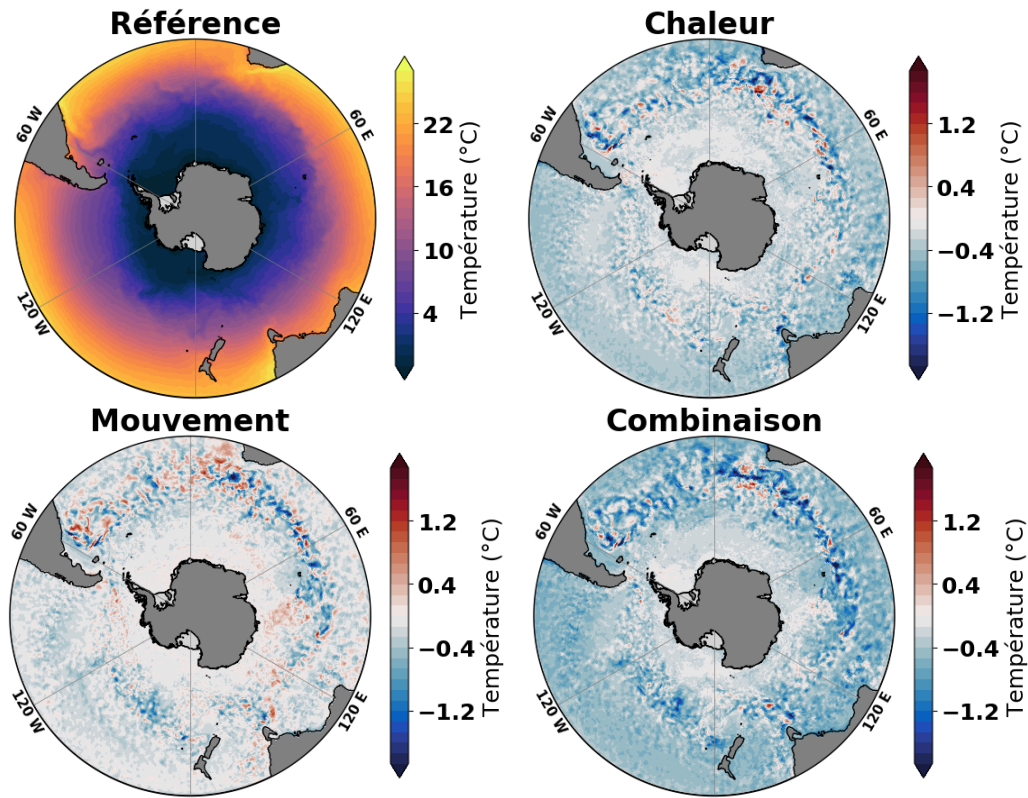


FIGURE 4.3 – Température de surface de référence et comparaison avec les autres expériences pour le mois de février.

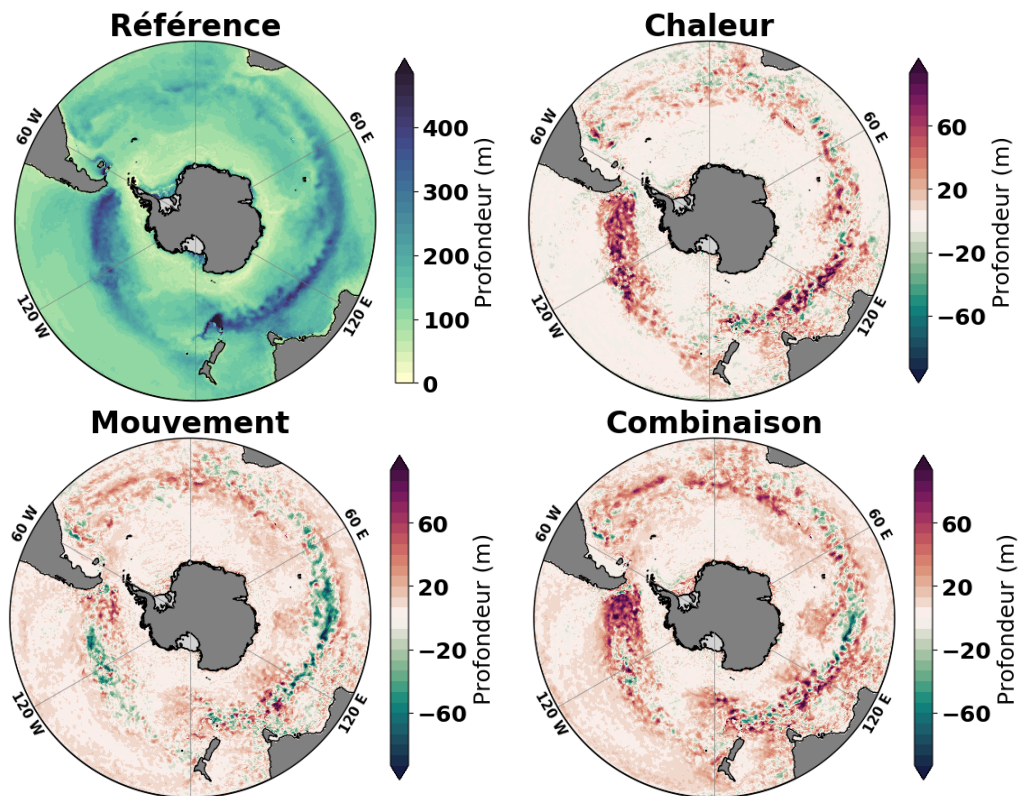


FIGURE 4.4 – Profondeur de référence de la couche de mélange et comparaison avec les autres expériences pour le mois d'août.

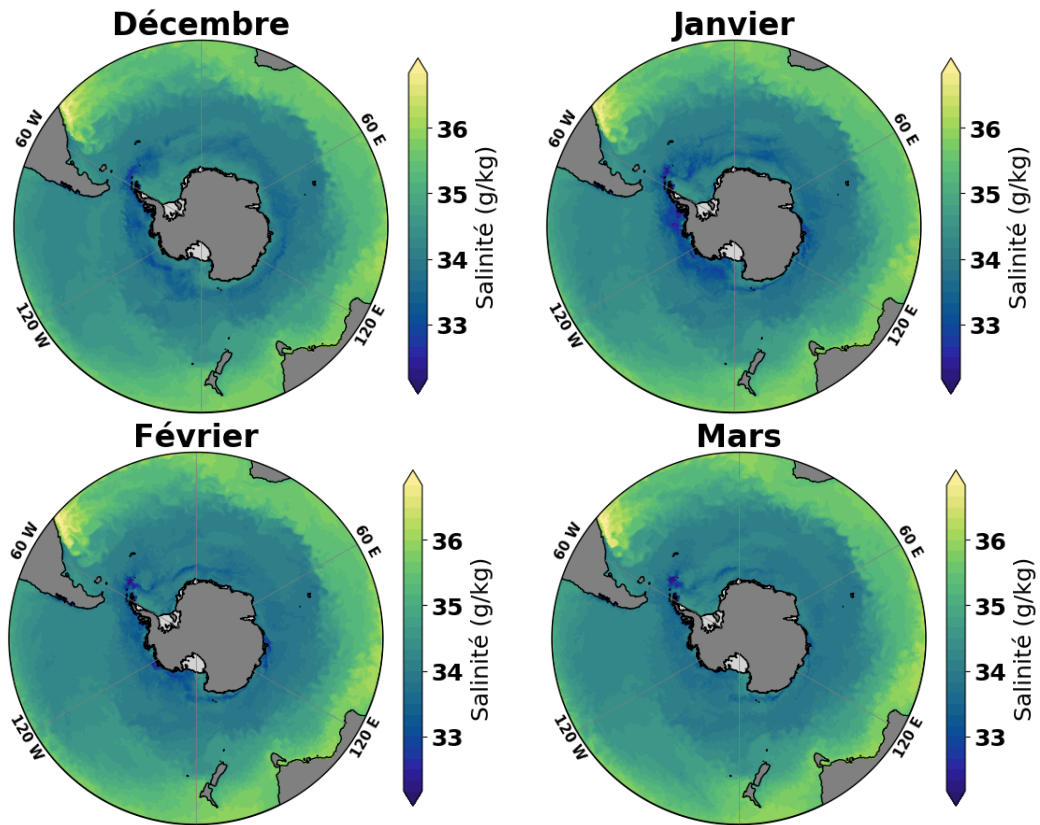


FIGURE 4.5 – Salinité de référence pour les mois de décembre à mars.

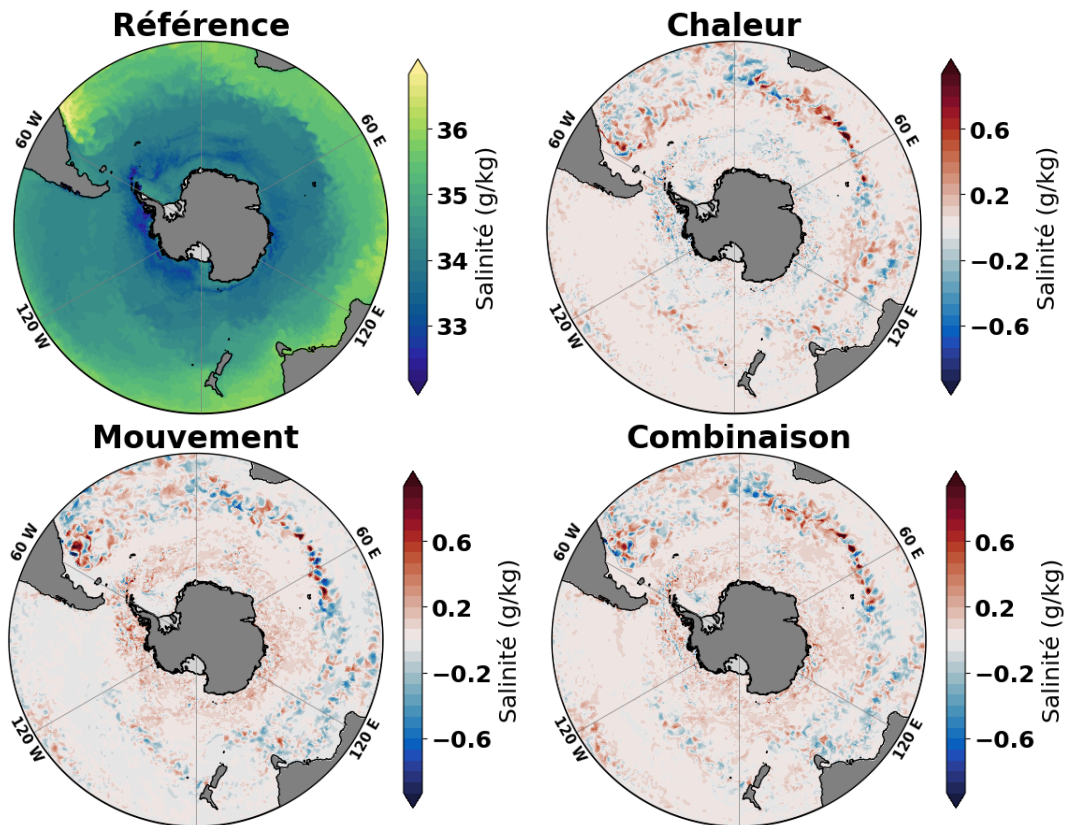


FIGURE 4.6 – Salinité de référence et comparaison avec les autres expériences pour le mois de janvier.

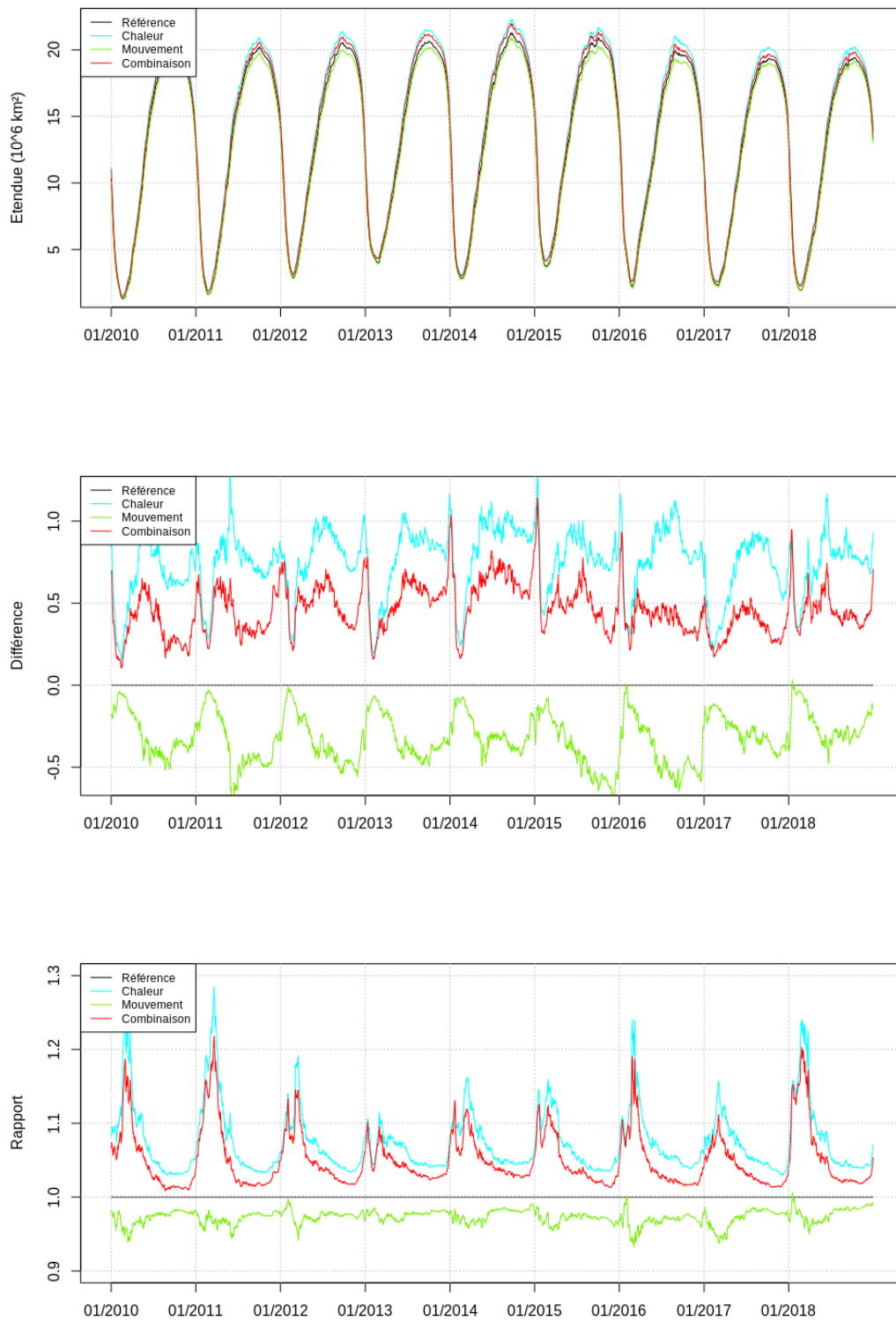


FIGURE 4.7 – Etendue de référence de la banquise en fonction du temps et comparaison avec les autres expériences.

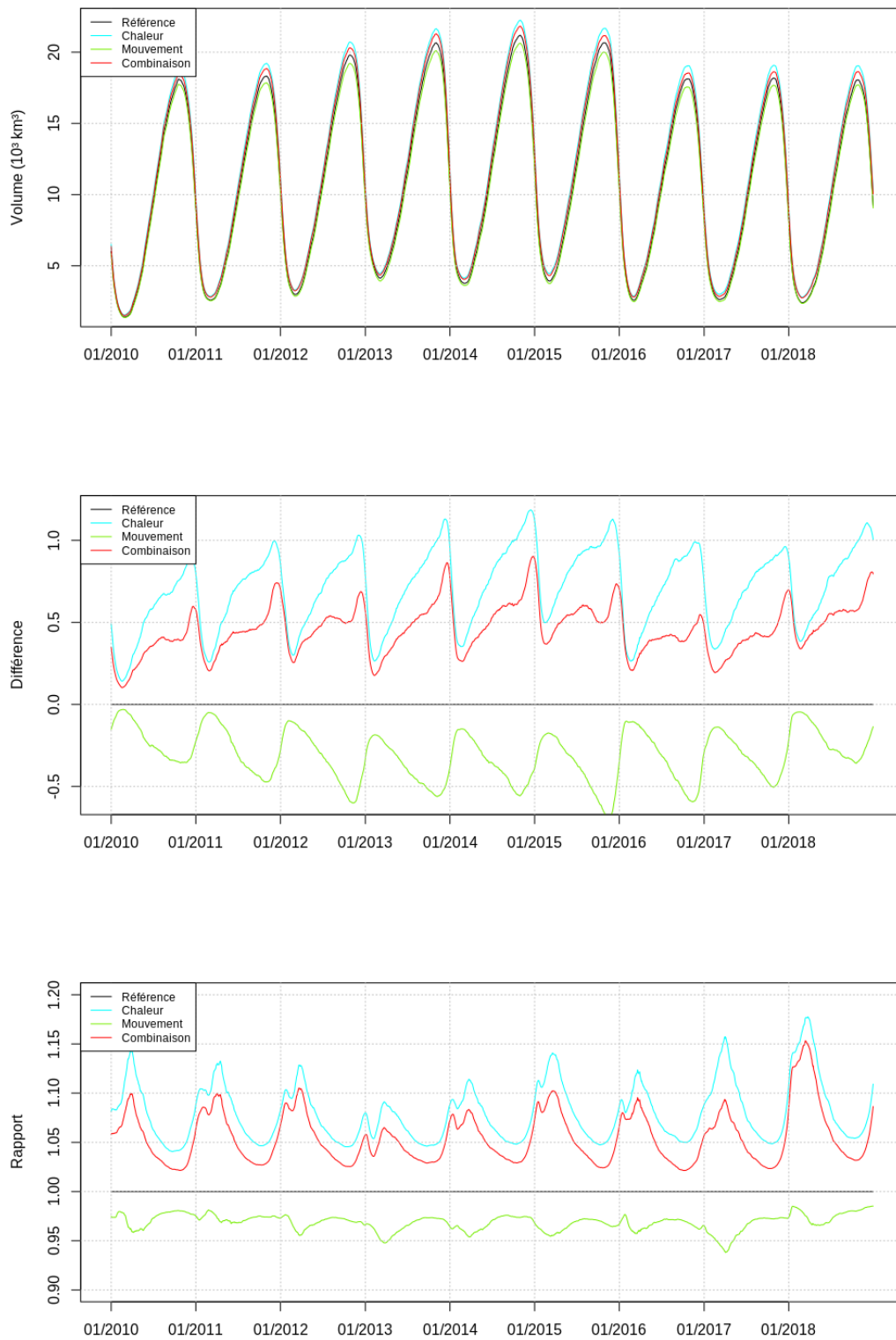


FIGURE 4.8 – Volume de référence de la banquise en fonction du temps et comparaison avec les autres expériences.

4.1.5 Liens entre variables

La corrélation entre les champs varie dans l'espace et dans le temps. La vitesse d'écoulement a un lien limité avec la profondeur de la couche de mélange. La corrélation est négative autour de la pointe sud de l'Amérique, et positive dans la Mer de Ross. La composante zonale est plus corrélée que la composante méridionale, avec un coefficient allant de 0,35 en janvier à 0,05 en hiver pour la vitesse zonale, contre 0,10 en janvier et autour de 0 le reste de l'année pour la vitesse méridionale.

Le lien entre la couche de mélange et la salinité et température en surface est fortement spatialisé. Il y a une forte corrélation positive avec la salinité dans les zones typiquement couvertes de glace et dans le CCA, avec une corrélation relativement neutre ailleurs (fig. 4.9). Le coefficient de corrélation spatiale varie de 0,20 en août-septembre à $-0,20$ en mars-avril.

Entre la profondeur de la couche de mélange et la température, la corrélation est globalement négative, et encore plus basse au nord du CCA (fig. 4.9). Le coefficient est autour de 0,20 entre juillet et septembre, descend à $-0,25$ en novembre, remonte brusquement à 0,1 en janvier et redescend à 0,20 en mars.

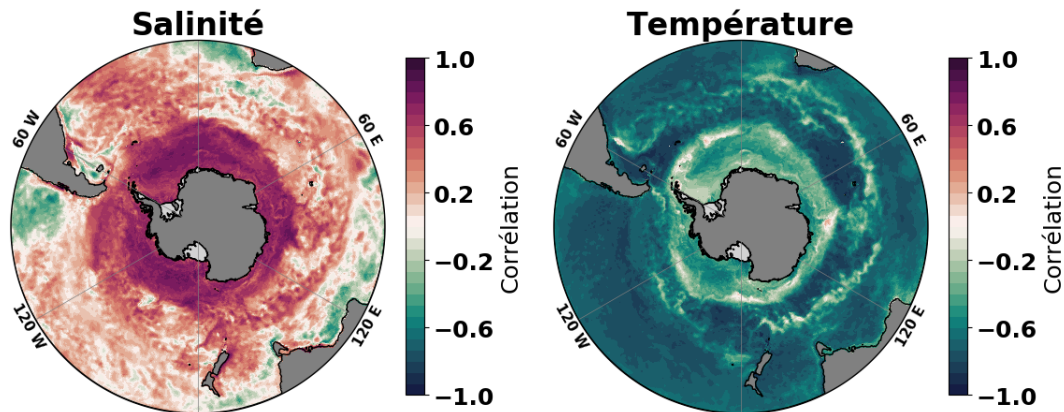


FIGURE 4.9 – Corrélation temporelle entre la profondeur de la couche de mélange et la salinité ou la température en surface pour toute la période de simulation.

La corrélation temporelle entre la vitesse d'écoulement et la salinité en surface est globalement neutre et ne présente pas de structure spatiale cohérente. Le coefficient spatial oscille avec des valeurs proches de 0, sans présenter de structure spatiale cohérente temporelle non plus. Le lien entre la vitesse d'écoulement et la température de surface est similaire, mais présente en plus une zone légèrement négative le long des côtes antarctiques et une légèrement positive à l'ouest de l'Amérique latine.

Enfin, la température et la salinité en surface présentent une corrélation négative sous les zones de glace et autour de la pointe Sud de l'Amérique, une corrélation fortement positive près des côtes Sud de l'Océanie et de l'Afrique, et un lien neutre entre ces zones (fig. 4.10). Le coefficient global varie entre 0,85 en février-mars et 0,75 en novembre-décembre.

4.2 Différences entre le contrôle et les autres expériences

4.2.1 Vitesse d'écoulement

Les différences de vitesses d'écoulement dans le CCA se présentent sous la forme de tourbillons (fig. 4.2). Elles sont généralement inférieures à $\pm 0,1$ m/s dans le CCA si les flux de chaleur sont amplifiés. Ces différences peuvent cependant atteindre des valeurs plus importantes de manière localisée (jusqu'à ± 1 m/s à l'est des continents vers $40^\circ S$ de latitude) (fig. 4.1).

Dans le cas d'une augmentation des échanges de mouvement, les différences ont la même allure

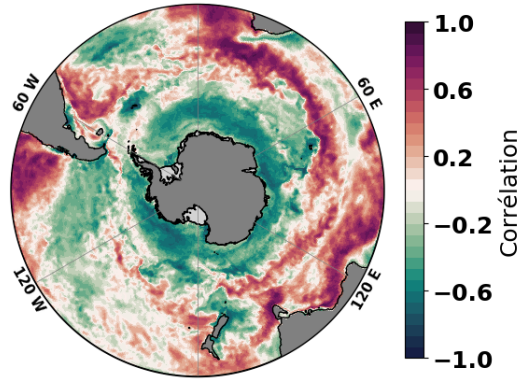


FIGURE 4.10 – Corrélation temporelle entre la température et la salinité en surface pour toute la période de simulation.

mais prennent des valeurs plus souvent positives et montrent une augmentation globale de la vitesse de jusqu'à $0,2\text{ m/s}$ dans le CCA, et $1,5\text{ m/s}$ à l'est des masses continentales (fig. 4.1).

Augmenter les trois flux à la fois donne un résultat similaire à ceux du flux de quantité de mouvement dans le CCA, et plus proche de ceux des flux de chaleur près des continents (fig. 4.1).

4.2.2 Température de surface et couche de mélange

La température de surface présente des différences négligeables pour les zones couvertes de glace pour les 3 expériences. Les 3 expériences montrent également des différences de $\pm 0,5^\circ\text{C}$ dans le CCA, avec des pics jusqu'à $\pm 2^\circ\text{C}$. Ces différences sont présentes tout au long de l'année. Les 3 expériences montrent également des températures plus basses que la référence au nord du CCA (fig. 4.3). La diminution de température hors du CCA est notable toute l'année pour l'augmentation de C_H et C_E . Elle est moins marquée et n'est visible que en été pour l'augmentation de C_D .

Des zones de fortes perturbations localisées dues à la présence de tourbillons sont également notables le long des côtes Est de l'Argentine et du sud de l'Afrique. Dans ces zones, les expériences sont inférieures au contrôle de jusqu'à $3,5^\circ\text{C}$ quand les flux de chaleurs sont amplifiés, jusqu'à $4,5^\circ\text{C}$ pour les échanges de mouvement, et jusqu'à 6°C lorsque les deux effets sont combinés. Ces différences sont également présentes toute l'année.

Par ailleurs ces différences de température sont notables dans le CCA (différence supérieure à $0,1^\circ\text{C}$ en valeur absolue) jusqu'à des profondeurs de 3150 m pour l'augmentation des échanges de chaleur, jusqu'à 2600 m pour l'augmentation des échanges de quantité de mouvement, et 3000 m pour les deux effets combinés. Près des côtes de l'Argentine, ces différences sont visibles jusque 3150 , 4000 et 4100 m de profondeur respectivement.

Enfin, la couche de mélange présente des différences plus ou moins marquées selon les expériences. Lorsque les flux de chaleurs sont amplifiés, cette couche est plus ou moins profonde de jusqu'à 5 m par rapport à l'expérience de référence dans la CCA en février. Ces différences atteignent cependant $\pm 60\text{ m}$ au sud-ouest de l'Afrique. En hiver, ces différences sont plus élevées, avec des pics de variabilité de -100 à $+150\text{ m}$ de profondeur par rapport au contrôle. Bien qu'il existe des zones où la couche de mélange est moins profonde que pour le contrôle, celle-ci est globalement plus profonde (fig. 4.4).

Dans le cas où les échanges de quantité de mouvement sont plus importants, la couche de mélange est globalement plus profonde de 0 à 10 m en janvier, avec une variabilité plus importante allant de

–10 à +20 *m* de profondeur dans la Mer de Ross et au sud de l’Afrique. En septembre, ces différences varient entre –100 et +100 *m* de profondeur. Les différences sont mieux équilibrées entre positif et négatif que dans le cas précédent (fig. 4.4).

Quand les 3 flux sont augmentés simultanément, les différences montrent une augmentation de 0 à 20 *m* en janvier (jusqu’à 30 *m* en Mer de Ross), et indiquent de –250 à +200 *m* de profondeur en août. Les diminutions de profondeur sont plus importantes mais elles couvrent des zones moins étendues que les augmentations (fig. 4.4).

4.2.3 Salinité en surface

La salinité de surface ne varie que peu dans les zones couvertes de glace lorsque celle-ci est présente. Ailleurs, les différences varient selon les expériences. Par ailleurs, celles-ci sont moins importantes dans l’océan Indien que dans les Océans Pacifique et Atlantique (fig. 4.6).

Quand les échanges de chaleur sont plus importants, la salinité de surface varie autour des valeurs de l’expérience de contrôle avec des différences de $\pm 0,15$ *g/kg* et peuvent localement atteindre ± 1 *g/kg* au sud de l’Atlantique. Elle est également plus basse en décembre et plus élevée de jusqu’à 0,35 *g/kg* en janvier le long des zones de fonte (fig. 4.11). Ces différences sont visibles jusqu’à 2500 *m* de profondeur globalement, et jusqu’à 3300 *m* à l’est de l’Argentine.

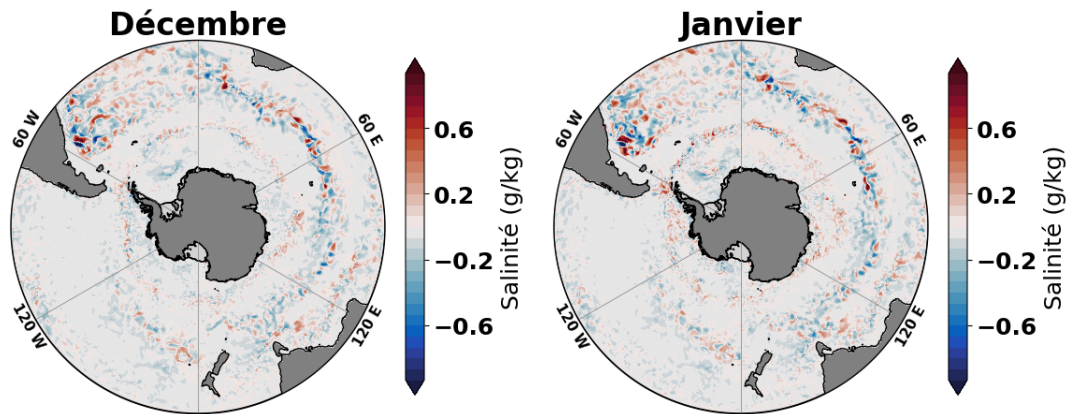


FIGURE 4.11 – Différence de salinité entre la référence et l’augmentation des flux de chaleur en décembre et janvier.

L’augmentation du flux de mouvement entraîne des variations de $\pm 1,5$ *g/kg* près de l’Argentine et une diminution de jusqu’à 0,35 *g/kg* dans le CCA. Elle est également plus élevée de 0,3 à 0,5 *g/kg* dans les zones de fonte (fig. 4.6). Ces différences s’observent jusqu’à 1650 à 1800 *m* de profondeur dans le CCA et 2100 *m* près des côtes argentines.

La combinaison des deux effets donne des différences de $\pm 0,25$ *g/kg* dans le CCA et ± 1 près de l’Argentine. Dans les zones de fonte, la salinité est plus élevée de 0,25 à 0,5 *g/kg* par rapport à l’expérience de référence (fig. 4.6). Ces différences sont notables en profondeur jusqu’à 3700 *m* près de l’Argentine et 2000 *m* ailleurs.

4.2.4 Banquise

L’évolution de l’étendue et du volume de la banquise suit l’allure générale de l’expérience de contrôle pour les trois expériences (fig. 4.7 et 4.8).

L’étendue est cependant plus élevée que la référence pour l’augmentation des flux de chaleur de 0,6 à 1×10^6 *km*² tout au long de l’année, à l’exception d’un creux à $0,2 \times 10^6$ *km*² en février-mars. On peut également parfois noter un pic à $1,2 \times 10^6$ *km*² en mai 2011, décembre 2013 et janvier 2015 (fig.

4.7).

Le volume est plus élevé de $0,2$ à $0,4 * 10^3 \text{ km}^3$ (+5%) en février-mars. Cet écart augmente au cours de l'année jusqu'à atteindre $0,9$ à $1,2 * 10^3 \text{ km}^3$ (+12 à 15%) en décembre-janvier, avant de chuter rapidement pour atteindre à nouveau les valeurs de février-mars (fig. 4.8).

L'étendue diminue quand on amplifie les échanges de quantité de mouvement. La diminution pour l'étendue est de moins de $0,1 * 10^6 \text{ km}^2$ en janvier-février et oscille autour de $0,4 * 10^6 \text{ km}^2$ (-2 à 3%) le reste du temps, avec parfois des pics au delà de $0,5 * 10^6 \text{ km}^2$ en mai ou décembre. Ces pics ne correspondent cependant pas forcément à ceux de l'autre expérience (fig. 4.7).

Le volume est lui aussi inférieur à l'expérience de contrôle. L'allure de la différence est symétrique à celle pour les flux de chaleur, avec des valeurs absolues plus basses. Il est inférieur au contrôle de $0,05$ à $0,2 * 10^3 \text{ km}^3$ -4% en février-mars. La différence augmente ensuite $0,6 * 10^3 \text{ km}^3$ -2 à -3% en décembre, pour ensuite rapidement revenir aux valeurs de février-mars (fig. 4.8).

L'augmentation simultanée des trois flux donne un résultat intermédiaire combinant les effets des deux autres expériences. La modification des flux de chaleur semble cependant dominer (fig. 4.7 et 4.8).

4.2.5 Liens entre variables

Les corrélations entre variables au sein d'une même expérience ne présentent pas de différences significatives par rapport à l'expérience de référence.

Les liens entre les différences de salinité en surface et de température de surface par rapport à l'expérience de référence sont également similaires pour les trois expériences. La corrélation est fortement positive dans le CCA et aux latitudes plus faibles, et une alternance de zones de corrélation positive et négative au delà du CCA (fig. 4.12).

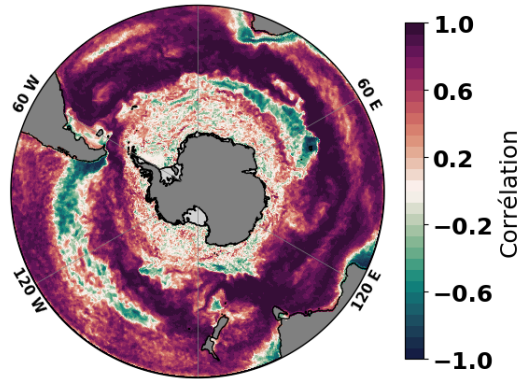


FIGURE 4.12 – Corrélation temporelle entre les différences de température et de salinité en surface entre l'expérience de référence et l'augmentation des trois coefficients de transfert pour toute la période de simulation.

Entre les différences de salinité et de profondeur de la couche de mélange, la corrélation temporelle est fortement positive dans le CCA et le bassin Atlantique, et montre une bande négative au nord du CCA dans les océans Indien et Pacifique. Des zones négatives localisées sont également visibles à l'ouest de la mer de Ross et à l'est de la mer de Weddell. Qu'ils soient positifs ou négatifs, les coefficients liés à l'augmentation de C_D sont plus petits en valeur absolue que pour l'augmentation de C_H et C_E (fig. 4.13).

Enfin, l'augmentation de C_H et C_E donne une corrélation négative entre l'évolution de la température de surface et la profondeur de la couche de mélange au sud du CCA, et positive dans le CCA et

aux latitudes inférieures. Quand seul C_D est augmenté, la corrélation est nulle dans les zones couvertes de glace (fig. 4.14).

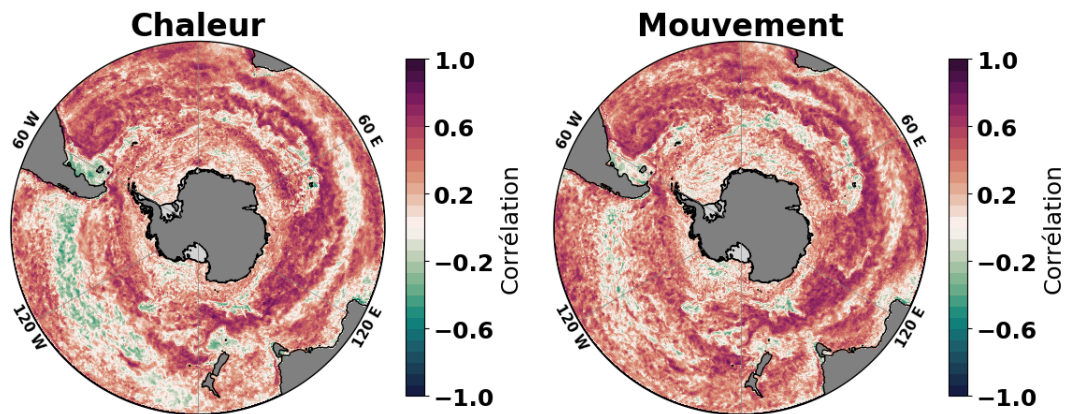


FIGURE 4.13 – Corrélation temporelle entre les différences de salinité en surface et de profondeur de la couche de mélange entre l’expérience de référence et l’augmentation de C_H et C_E et de C_D pour toute la période de simulation.

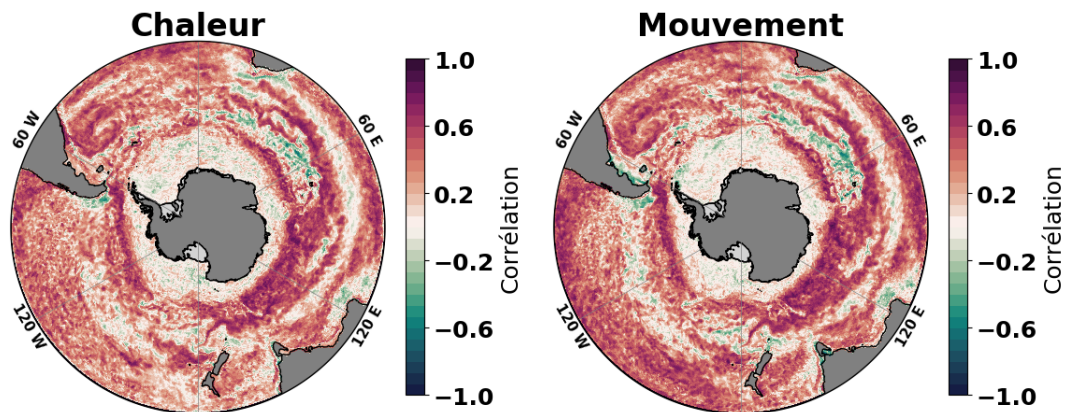


FIGURE 4.14 – Corrélation temporelle entre les différences de température en surface et de profondeur de la couche de mélange entre l’expérience de référence et l’augmentation de C_H et C_E et de C_D pour toute la période de simulation.

Chapitre 5

Analyse et discussion

5.1 Température de surface

L'augmentation de C_E et C_H a pour effet de globalement refroidir la surface. Cela peut s'expliquer aisément ; le flux de chaleur moyen à ces latitudes est généralement dirigé vers l'atmosphère (fig. 5.1). Son augmentation renforce donc le refroidissement de la surface. L'augmentation de C_D montre d'importantes perturbations de température dans le CCA. Celles-ci sont liées aux tourbillons et sont donc très localisées. Elles sont tantôt positives, tantôt négatives, et semblent globalement s'équilibrer. La température de surface semble donc principalement contrôlée par les flux de chaleur, bien qu'elle soit également impactée par les flux de quantité de mouvement dans le CCA.

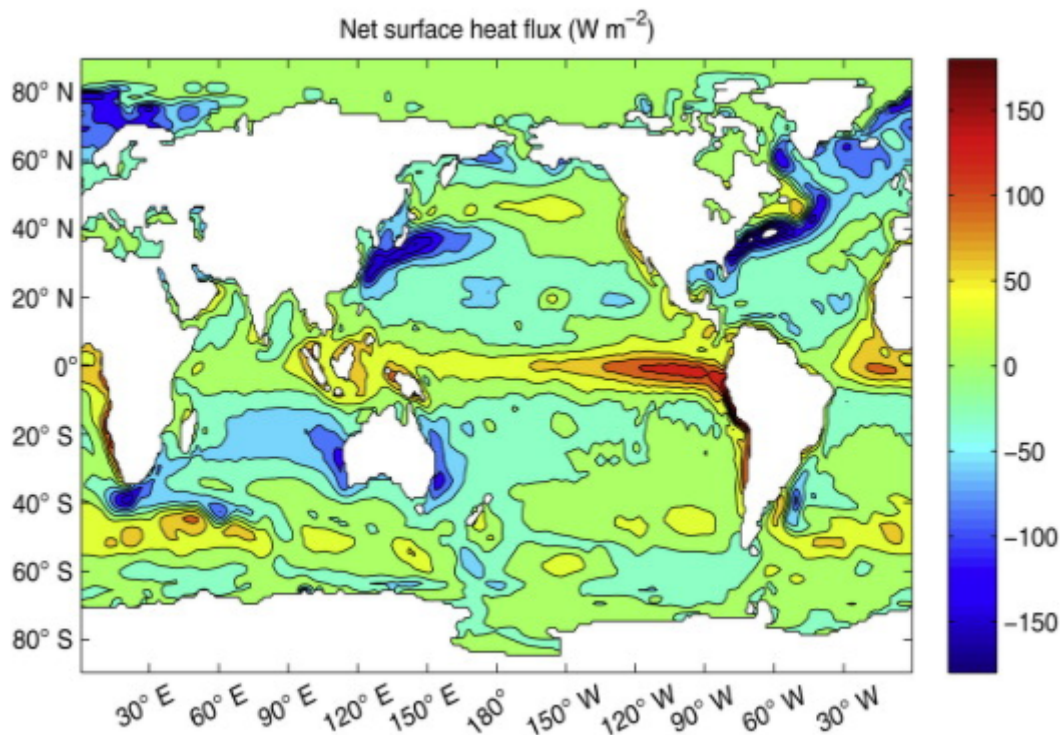


FIGURE 5.1 – Moyenne annuelle des flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère (Huang, 2015).

5.2 Glace de mer

La formation ou la fonte de la glace de mer dépend de nombreux facteurs. Le principal élément est la température. En effet, l'eau gèle en atteignant une température suffisamment basse, fixée ici à $-1,8^{\circ}\text{C}$ en raison de la salinité. La salinité joue en effet un rôle étant donné que le sel a pour effet de diminuer la température de fusion de la glace. La friction de l'air sur l'eau joue également en favorisant le mélange et donc les remontées d'eau chaude et saline. Enfin, l'influence de la température ne se limite pas qu'à la formation ou la fonte de la glace, car une température plus basse permet à la glace une meilleure résistance au cisaillement (Ji et al., 2013).

Ces effets se vérifient et expliquent les différences dans les quantités de glace mer entre les expériences. L'augmentation de C_E et C_H , qui a pour effet, entre autres, de diminuer la température, permet une forte augmentation de la production de glace de mer, à la fois en étendue et en volume, alors que l'augmentation de C_D , qui renforce la vitesse d'écoulement et la friction, donne des quantités de glace plus faibles.

L'effet thermique montre cependant un effet plus important en valeur absolue que l'effet du flux de mouvement, et l'augmentation des trois coefficients montre une augmentation de la quantité de glace, indiquant une domination des effets des flux de chaleur. Il faut néanmoins noter que l'effet cinétique induit par C_D n'est présent que sur les zones marginales de la couverture de glace, ou aux endroits où celle-ci n'est pas complète. Les coefficients de transfert ne sont en effet modifiés que pour l'océan liquide, sur la glace, les coefficients sont considérés comme constants.

La figure 5.2 montre les observations de l'étendue de glace de mer. En la comparant avec la figure 4.7, il apparaît que le modèle sous estime l'étendue d'environ $1 * 10^6 \text{ km}^2$ en été, et la surestime d'environ $1,5 * 10^6 \text{ km}^2$ en hiver.

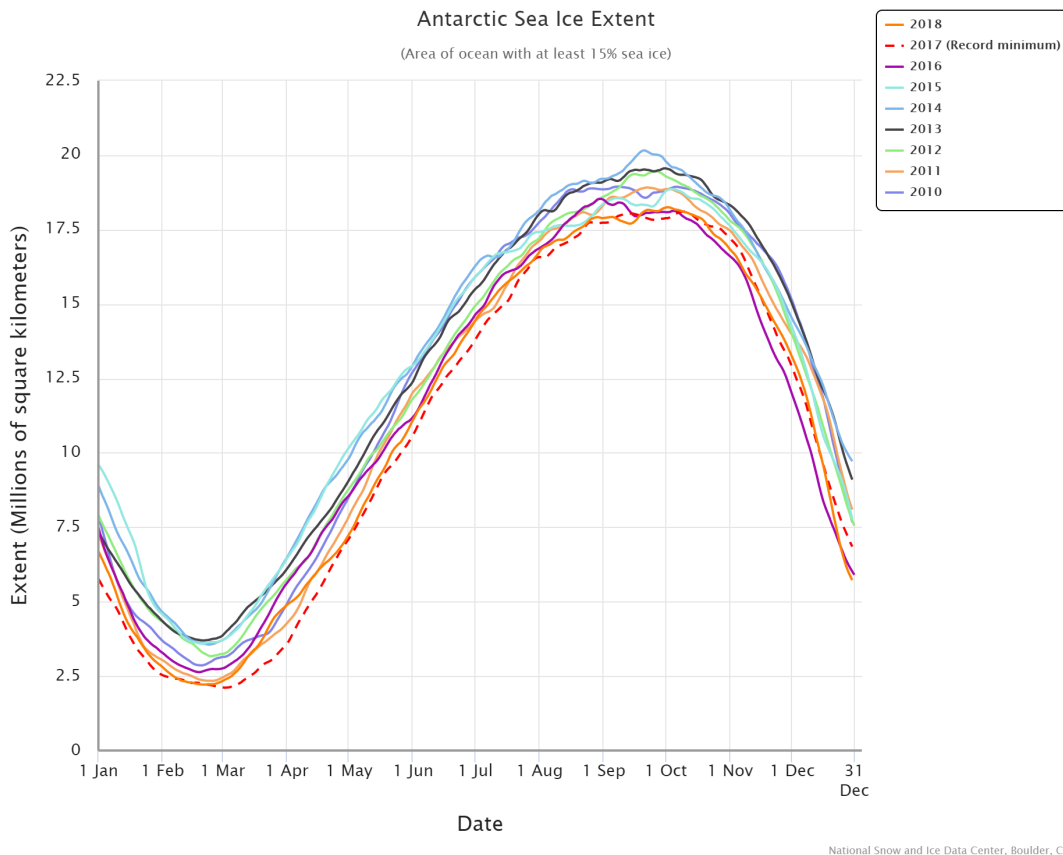


FIGURE 5.2 – Observations de l'étendue de la glace de mer entre 2009 et 2018 (NSIDC)

L'augmentation de C_D induit une diminution de moins de $0,1 * 10^6 \text{ km}^2$ en été, augmentant de ce fait, bien que très faiblement, le biais. En hiver, on observe une diminution de l'ordre de $0,5 * 10^6 \text{ km}^2$, réduisant donc le biais. L'effet de C_H et C_E sur le biais est opposé à celui de C_D , montrant une augmentation de $0,2 * 10^6 \text{ km}^2$ en été, et de $0,6$ à $1 * 10^6 \text{ km}^2$ en hiver. L'augmentation de ces flux réduit donc l'erreur en été, mais l'aggrave en hiver.

L'incertitude de C_H et C_E constitue donc une part non négligeable de l'incertitude tout au long de l'année, mais particulièrement en hiver. L'incertitude de C_D est négligeable en été par rapport à celle des autres éléments du modèle. En hiver, son impact est relativement important, bien qu'inférieur à celui de C_H et C_E .

5.3 Salinité en surface

La salinité en surface est dirigée par les flux d'eau douce. Les apports d'eau douce par les précipitations et la fonte de la glace diminuent la salinité. A l'inverse, l'évaporation et la formation de glace l'augmentent. La corrélation positive entre température et salinité au nord du CCA peut ainsi être expliquée par l'effet de la température sur le bilan d'évaporation-précipitation, qui a à son tour un impact sur la salinité. Au delà du CCA, la corrélation entre température et salinité est négative, le bilan en eau douce dépend donc principalement de la formation ou la fonte de glace.

Les effets de C_D et de C_E et C_H s'opposent mais c'est C_D qui semble globalement dominer, bien que ses effet soient réduits par C_E et C_H .

Près de l'Antarctique, l'augmentation des flux de chaleur induit dans les zones de fonte une diminution en décembre suivie d'une augmentation en janvier de la salinité par rapport à l'expérience de référence. Cela semble indiquer un décalage dans le temps de la fonte de la glace. De son côté, l'augmentation de C_D donne toujours lieu à une salinité plus élevée que la référence lors de la fonte. Il se peut que, la formation de glace étant inférieure, il y ait moins d'eau douce stockée sous forme de glace, et donc moins de rejet lors de la fonte. La salinité diminue ainsi moins que dans le contrôle, montrant une augmentation par rapport à celui-ci.

5.4 Couche de mélange

La convection dans l'océan est causée par l'instabilité de la colonne d'eau, déterminée par la stratification verticale de la température et de la salinité. La stabilité détermine également la profondeur de cette convection. Ainsi, la profondeur augmente donc théoriquement avec la salinité en surface qui augmente la densité de l'eau, et diminue quand la température en surface augmente, diminuant la densité. L'évolution annuelle de la profondeur de convection est ainsi expliquée ; la température de surface est plus élevée en été, stabilisant la colonne d'eau et donnant donc lieu à une convection peu profonde, et cette profondeur augmente à mesure que la température en surface diminue, jusqu'en hiver où les écarts sont les plus importants.

Ici cette couche de mélange est plus profonde avec l'augmentation de la salinité autour de l'Antarctique, mais le lien est moins marqué au nord du CCA. Le lien avec la température montre le *pattern* inverse ; il est fortement négatif aux basses latitudes mais légèrement négatif à nul au sud du CCA. Il semble donc que le facteur dominant soit différent de part et d'autre du CCA, avec la profondeur dominée par la salinité dans le CCA et au sud de celui-ci, et par la température en direction de l'Equateur. Enfin, la corrélation, globalement négative, entre la température et la profondeur de la couche de mélange montre un pic surprenant, jusqu'à $+0,25$ en novembre-décembre.

La figure 5.3 montre le biais de différents modèles et les différences induites par la paramétrisation pour la profondeur de la couche de mélange au mois de mars. Plus particulièrement, les expériences à observer sont KIEL05 et NOCS, qui utilisent toutes deux NEMO et LIM. Ces deux expériences

montrent une allure similaire dans leur biais, indiquant possiblement que ces biais proviennent du modèle lui-même. Elles ont tendance à sous estimer la profondeur d'environ 10 m dans le CCA, avec 3 points allant jusqu'à -50 m autour de 120°O . Au sud du CCA, les deux expériences montrent une surestimation de l'ordre de 20 à 30 m, à l'exception des mers de Ross et de Weddell, où la profondeur est sous estimée. La surestimation est légèrement plus importante pour NOCS que pour KIEL05.

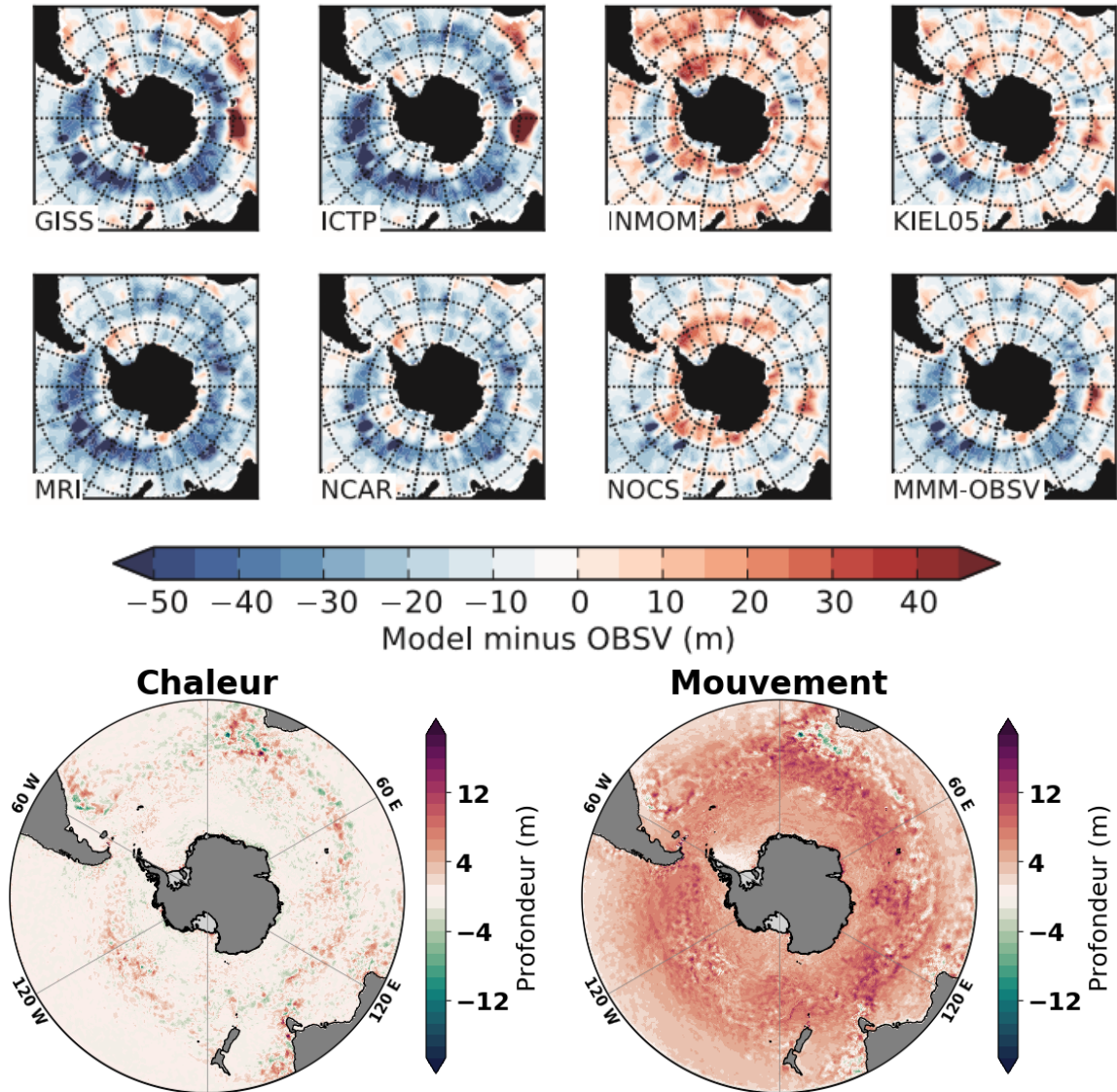


FIGURE 5.3 – Biais de modèles pour 1988 à 2007 et différences induites par la paramétrisation pour la profondeur de mélange en mers (Downes et al., 2015).

L'augmentation de des flux de chaleur a un impact peu important sur le modèle, avec des variations ne dépassant pas ± 5 m. Son incertitude est donc anecdotique par rapport à l'incertitude totale. En revanche, l'augmentation de C_D induit une augmentation quasi généralisée de la profondeur, à l'exception d'une fine bande au sud de l'Afrique. Cette augmentation est de l'ordre de 5 à 10 m hors du CCA, mais atteint 15 à 20 m dans celui-ci. L'augmentation dans le CCA est plus basse entre le passage de Drake et l'Afrique, mais reste supérieure aux valeurs prises hors du CCA. La mer de Weddell est très peu impactée.

L'augmentation du flux de mouvement réduit donc les erreurs dans le CCA, mais les aggrave au sud de celui-ci. La valeur de C_D constitue une part importante de l'incertitude totale.

En septembre, le diagnostic est plus contrasté (fig. 5.4). Bien que certains patterns spatiaux puissent

être retrouvés entre NOCS et KIEL05, telle que la sous estimation dans le CCA entre l’Amérique et l’Australie ou, de manière moins évidente, entre l’Afrique et l’Amérique, les biais ont une plage de valeurs bien plus étendue. On peut également noter une forte augmentation dans le passage de Drake pour NOCS, qui n’apparaît pas ou presque pas pour KIEL05. Enfin, les mers de Ross et de Weddell ont des biais quasi nuls, à l’exception de l’ouest de la mer de Weddell, où la profondeur est légèrement surestimée.

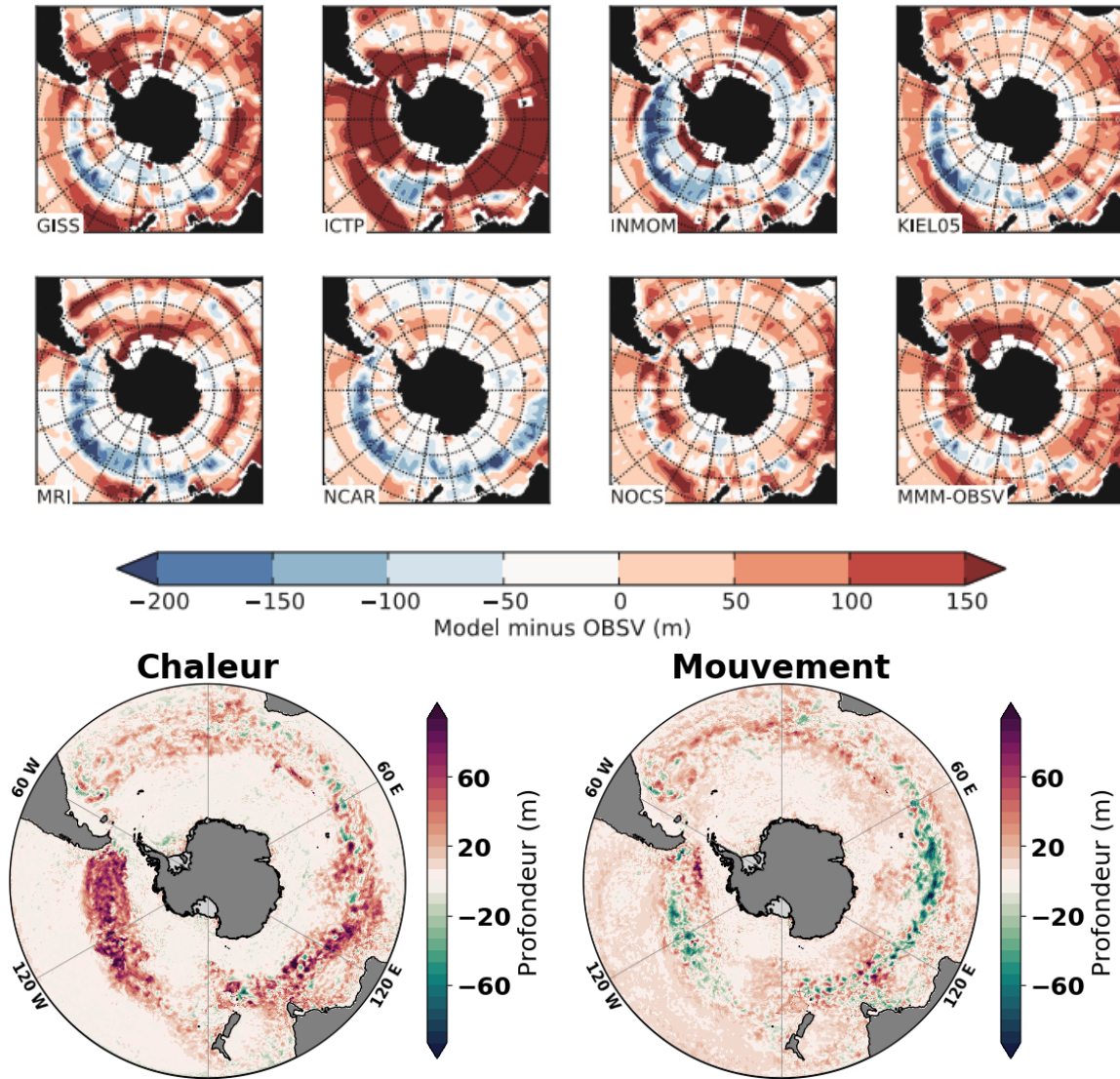


FIGURE 5.4 – Biais de modèles pour 1988 à 2007 et différences induites par la paramétrisation pour la profondeur de mélange en septembre (Downes et al., 2015).

L’augmentation de C_H et C_E cause une augmentation de la profondeur de 60 à 100 m dans le CCA entre l’Amérique et 90 à 60°E. Ailleurs, des tourbillons créent des variations locales de ± 20 m, avec une légère dominance positive au sud du bassin Atlantique. Au sud du CCA, il y a très peu d’effet, mais on peut noter une réduction de l’erreur de surestimation dans la mer de Weddell. L’augmentation de C_D a tendance à aggraver les erreurs dans le CCA, en particulier au niveau du passage de Drake, sauf au sud de l’Atlantique, où elles sont réduites. Au sud du CCA, aucun effet significatif n’est visible.

L’effet de C_D sur les incertitudes est ici relativement compliqué à déterminer, mais on peut retenir l’effet de C_H et C_E , qui constituent une part non négligeable, sans être majoritaire, de l’incertitude totale. Ils ont aussi pour effet de réduire l’erreur à l’est de la mer de Weddell, qui semble par ailleurs relativement bien représentée étant donné le faible biais des modèles dans cette région.

5.5 Constance sur la glace de mer

Les différentes expériences montrent des variations plus faibles dans les différents *outputs* au niveau des zones couvertes de glace. Comme évoqué plus haut, les coefficients de transfert ne sont modifiés que pour l'eau liquide. Au dessus de la glace de mer, les coefficients sont considérés comme constants, bien que certaines paramétrisations commencent à être mises au point (Lüpkes et al., 2012).

5.6 Dynamique du modèle

Les corrélations entre variables sont les mêmes pour les 4 expériences. Là encore, seuls les coefficients de transfert ont été modifiés, la physique et la thermodynamique du modèle n'a pas été altérée.

D'autre part, des différences de salinité et de température restent observables à des profondeurs bien plus importantes que celle de la couche de mélange. Cela montre que toute la thermodynamique du système peut être impactée par des modifications des conditions limites en surface. Par ailleurs, l'ampleur des différences en surface n'est pas forcément proportionnelle à la profondeur à laquelle ces différences restent observables.

5.7 Variations régionales

Les effets présentés ici sont observés dans leur globalité, mais le climat régional et la géométrie continentale semblent également jouer un rôle important. Par exemple, Eisen and Kottmeier (2000) montre une production de glace plus élevée à l'ouest de la mer de Weddell qu'à l'est du bassin, en raison de l'hétérogénéité spatiale des flux de chaleur. Cette différence de dynamique Est-ouest est également observable ici avec la corrélation entre l'évolution de la salinité et de la profondeur de la couche de mélange suite à l'augmentation de C_E et C_H . D'autres variations de ce type ont également été abordées dans la section 5.4.

Par ailleurs, de fortes perturbations sont observables au sud et le long des masses continentales, indiquant des effets locaux dûs à la topographie qui présente un obstacle à l'écoulement et à la perturbation des gradients des différents champs par le changement de surface.

Enfin, la nature turbulente des écoulements crée de nombreux tourbillons. Ces tourbillons peuvent induire d'une expérience à l'autre des différences relativement importantes mais très localisées.

Chapitre 6

Conclusion

Modéliser le système climatique est un défi de taille et une affaire de compromis entre les besoins en ressources de calcul et la précision de la représentation. D'une part, la compréhension des processus et de leurs interactions représente une première difficulté. D'autre part, la prise en compte de cette compréhension par son implémentation dans un modèle soulève également plusieurs problèmes. L'implémentation d'un phénomène ne permet en effet de réduire les erreurs que si les capacités de calcul permettent sa résolution, et que l'intégration des résultats ne crée pas plus d'erreurs que quand le phénomène n'était pas pris en compte.

Les flux turbulents font partie des phénomènes dont l'impact sur l'état global du système ne peut être négligé. Ils résultent cependant d'interactions se produisant à des échelles qui, en raison des capacités de calcul actuelles, ne pourront pas être traitées par un GCM dans un avenir proche. Ils sont donc paramétrisés en fonction d'autres variables définies à plus grande échelle. Les flux turbulents représentent une part non négligeable des échanges d'énergie et de quantité de mouvement entre l'océan et l'atmosphère, qui sont généralement modélisés séparément. Le couplage d'un modèle océanique et d'un modèle atmosphérique permet l'interaction des deux systèmes, mais fait appel à différentes méthodes de paramétrisation pour déterminer ces flux turbulents. Il est donc compliqué de déterminer si les différences de résultats proviennent de la dynamique du couplage ou de la différence de paramétrisation.

Ce mémoire s'inscrivait dans cette optique, avec pour objectif de mettre en évidence l'effet des flux de chaleur latente et sensible et de mouvement sur le modèle NEMO-LIM3. Pour ce faire, les coefficients de transfert de ces trois flux ont été augmentés selon différentes combinaisons.

Bien que certains champs ne soient pas affectés directement par un flux, les nombreuses interactions entre les différents champs permettent un effet indirect. Par exemple, la profondeur de la couche de mélange n'est pas directement impactée par les flux de chaleur, mais ceux-ci modifient la température, qui modifie à son tour la stabilité de la stratification verticale de l'eau. De même, le flux de mouvement modifie la vitesse d'écoulement en surface, et la profondeur de mélange.

L'incertitude des paramètres varie également dans le temps et l'espace. Par exemple, augmenter les échanges de chaleur permet de réduire le biais du modèle en été mais l'augmente en hiver. En revanche, l'incertitude liée à C_D est négligeable en été en comparaison avec l'incertitude totale du modèle. Le flux de mouvement permet cependant une diminution significative des biais en hiver. Les effets de la paramétrisation sont particulièrement concentrés dans le CCA en septembre, avec des effets difficilement identifiables pour le flux de mouvement. Les flux de chaleur représentent cependant une part non négligeable de l'incertitude dans le CCA, et permettent de réduire les erreurs, pourtant faibles, dans la mer de Weddell. En mars, la variation des échanges de chaleur n'a pratiquement aucun impact. Le flux de mouvement permet de réduire le biais dans le CCA, mais l'aggrave au sud de celui-ci, à l'exception encore une fois de la mer de Weddell, qui n'est que peu impactée.

Enfin, la mer de Ross et la mer de Weddell semblent avoir une dynamique particulière de par leur latitude, la géométrie de l'Antarctique, ou leur couverture en glace de mer. Il en résulte que des effets globaux y ont généralement un comportement assez différent. L'exploration de l'hétérogénéité spatiale de ces effets pourrait faire l'objet d'une étude plus approfondie pour un futur travail de recherche.

Bibliographie

- Amante, C. and Eakins, B. W. (2009). Etopo1 arc-minute global relief model : procedures, data sources and analysis. Technical report, National Center for Atmospheric Research.
- Ardhuin, F. and Jenkins, A. D. (2006). On the Interaction of Surface Waves and Upper Ocean Turbulence. *Journal of Physical Oceanography*, 36(3) :551–557.
- Beljaars, A., Bechtold, P., Köhler, M., Morcrette, J.-J., Tompkins, A. M., Viterbo, P., and Wedi, N. (2004). The numerics of physical parameterization. In *Seminar on Recent developments in numerical methods for atmospheric and ocean modelling, 6-10 September 2004*, pages 113–134, Shinfield Park, Reading. ECMWF.
- Borue, V., Orszag, S. A., and Staroselsky, I. (1995). Interaction of surface waves with turbulence : direct numerical simulations of turbulent open-channel flow. *Journal of Fluid Mechanics*, 286 :1–23.
- Bouillon, S., Morales Maqueda, M. , Legat, V., and Fichefet, T. (2009). An elastic–viscous–plastic sea ice model formulated on Arakawa B and C grids. *Ocean Modelling*, 27(3-4) :174–184.
- Budillon, G., Pacciaroni, M., Cozzi, S., Rivaro, P., Catalano, G., Ianni, C., and Cantoni, C. (2003). An optimum multiparameter mixing analysis of the shelf waters in the Ross Sea. *Antarctic Science*, 15(1) :105–118.
- Chiang, J. C. H. and Bitz, C. M. (2005). Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics*, 25(5) :477–496.
- Downes, S. M., Farneti, R., Uotila, P., Griffies, S. M., Marsland, S. J., Bailey, D., Behrens, E., Bentsen, M., Bi, D., Biastoch, A., Böning, C., Bozec, A., Canuto, V. M., Chassignet, E., Danabasoglu, G., Danilov, S., Diansky, N., Drange, H., Fogli, P. G., Gusev, A., Howard, A., Ilicak, M., Jung, T., Kelley, M., Large, W. G., Leboissetier, A., Long, M., Lu, J., Masina, S., Mishra, A., Navarra, A., George Nurser, A., Patara, L., Samuels, B. L., Sidorenko, D., Spence, P., Tsujino, H., Wang, Q., and Yeager, S. G. (2015). An assessment of Southern Ocean water masses and sea ice during 1988–2007 in a suite of interannual CORE-II simulations. *Ocean Modelling*, 94 :67–94.
- Eisen, O. and Kottmeier, C. (2000). On the importance of leads in sea ice to the energy balance and ice formation in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C6) :14045–14060.
- Feistel, R. (2012). TEOS-10 : a new international oceanographic standard for seawater, ice, fluid water, and humid air. *International Journal of Thermophysics*, 33(8-9) :1335–1351. Publisher : Springer.
- Goosse, H. and Fichefet, T. (1999). Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation : A model study. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 104(C10) :23337–23355.
- Gross, M., Wan, H., Rasch, P. J., Caldwell, P. M., Williamson, D. L., Klocke, D., Jablonowski, C., Thatcher, D. R., Wood, N., Cullen, M., and others (2018). Physics–dynamics coupling in weather, climate, and Earth system models : Challenges and recent progress. *Monthly Weather Review*, 146(11) :3505–3544.

- Huang, R. (2015). OCEANOGRAPHIC TOPICS | Thermohaline Circulation. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, pages 315–328. Elsevier.
- Hudson, D. and Hewitson, B. (2001). The atmospheric response to a reduction in summer Antarctic sea-ice extent. *Climate Research*, 16 :79–99.
- Hunke, E. C. and Dukowicz, J. K. (1997). An Elastic–Viscous–Plastic Model for Sea Ice Dynamics. *Journal of Physical Oceanography*, 27(9) :1849–1867.
- Ji, S.-y., Liu, H.-l., Li, P.-f., and Su, J. (2013). Experimental Studies on the Bohai Sea Ice Shear Strength. *Journal of Cold Regions Engineering*, 27(4) :244–254.
- Jourdain, N. C., Mathiot, P., Gallée, H., and Barnier, B. (2011). Influence of coupling on atmosphere, sea ice and ocean regional models in the Ross Sea sector, Antarctica. *Climate dynamics*, 36(7–8) :1523–1543. Publisher : Springer.
- Jourdain, N. C., Merino, N., Le Sommer, J., Durand, G., and Mathiot, P. (2019). Interannual iceberg meltwater fluxes over the Southern Ocean.
- Large, W. B. (2006). Surface Fluxes for Practitioners of Global Ocean Data Assimilation. In Chassignet, E. P. and Verron, J., editors, *Ocean Weather Forecasting. An Integrated View of Oceanography*, pages 229–270. Springer. Section : 9.
- Large, W. G. and Yeager, S. G. (2004). Diurnal to Decadal Global Forcing For Ocean and Sea-Ice Models : The Data Sets and Flux Climatologies. Technical report, National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA).
- Liss, P. S., Chuck, A. L., Turner, S. M., and Watson, A. J. (2004). Air-sea gas exchange in Antarctic waters. *Antarctic Science*, 16(4) :517–529.
- Lüpkes, C., Gryanik, V. M., Hartmann, J., and Andreas, E. L. (2012). A parametrization, based on sea ice morphology, of the neutral atmospheric drag coefficients for weather prediction and climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D13). Publisher : Wiley Online Library.
- Madec, G., Bourdallé-Badie, R., Bouttier, P.-A., Bricaud, C., Bruciaferri, D., Calvert, D., Chanut, J., Clementi, E., Coward, A., Delrosso, D., Ethé, C., Flavoni, S., Graham, T., Harle, J., Iovino, D., Lea, D., Lévy, C., Lovato, T., Martin, N., Masson, S., Mocavero, S., Paul, J., Rousset, C., Storkey, D., Storto, A., and Vancoppenolle, M. (2017). NEMO ocean engine. Technical report, Zenodo. Version Number : v3.6-patch.
- Pattyn, F. (2017). Sea-level response to melting of Antarctic ice shelves on multi-centennial timescales with the fast Elementary Thermomechanical Ice Sheet model (f.ETISH v1.0). *The Cryosphere*, 11(4) :1851–1878.
- Rignot, E. (2002). Rapid Bottom Melting Widespread near Antarctic Ice Sheet Grounding Lines. *Science*, 296(5575) :2020–2023.
- Rousset, C., Vancoppenolle, M., Madec, G., Fichet, T., Flavoni, S., Barthélemy, A., Benschila, R., Chanut, J., Levy, C., Masson, S., and Vivier, F. (2015). The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6 : global and regional capabilities. *Geoscientific Model Development*, 8(10) :2991–3005.
- Service (C3S), C. C. C. (2017). *ERA5 : Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate*. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS) Reading, UK.
- Soloviev, A. and Lukas, R. (2014). *The Near-Surface Layer of the Ocean*, volume 48 of *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*. Springer Netherlands, Dordrecht.

- Storkey, D., Blaker, A. T., Mathiot, P., Megann, A., Aksenov, Y., Blockley, E. W., Calvert, D., Graham, T., Hewitt, H. T., Hyder, P., Kuhlbrodt, T., Rae, J. G. L., and Sinha, B. (2018). UK Global Ocean GO6 and GO7 : a traceable hierarchy of model resolutions. *Geoscientific Model Development*, 11(8) :3187–3213.
- Takahashi, T., Sutherland, S. C., Sweeney, C., Poisson, A., Metzl, N., Tilbrook, B., Bates, N., Wanninkhof, R., Feely, R. A., Sabine, C., Olafsson, J., and Nojiri, Y. (2002). Global sea–air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 49(9-10) :1601–1622.
- Von Karman, T. and Tsien, H. S. (1938). Boundary Layer in Compressible Fluids. *Journal of the Aeronautical Sciences*, 5(6) :227–232.
- Yu, L., Jin, X., Schulz, E. W., and Josey, S. A. (2017). Air-sea interaction regimes in the sub-Antarctic Southern Ocean and Antarctic marginal ice zone revealed by icebreaker measurements : AIR-SEA REGIMES IN THE SOUTHERN OCEAN. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 122(8) :6547–6564.
- Zuo, H., Balmaseda, M. A., Tietsche, S., Mogensen, K., and Mayer, M. (2019). The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice : a description of the system and assessment. *Ocean Science*, 15(3).

Table des figures

2.1	Calcul des processus en série (gauche) ou en parallèle (droite).	4
3.1	Océan Austral (Encyclopædia Britannica).	6
3.2	Conditions de bord Est et Ouest (Madec et al., 2017).	8
3.3	Coefficients de transfert neutres en fonction de la vitesse du vent neutre à 10 m (Large, 2006)	10
4.1	Vitesse d'écoulement de référence et comparaison avec les autres expériences pour le mois de février.	12
4.2	Vitesse d'écoulement de référence dans les composantes zonale et méridionale et comparaison avec l'augmentation des 3 flux pour le mois de février.	13
4.3	Température de surface de référence et comparaison avec les autres expériences pour le mois de février.	14
4.4	Profondeur de référence de la couche de mélange et comparaison avec les autres expériences pour le mois d'août.	14
4.5	Salinité de référence pour les mois de décembre à mars.	15
4.6	Salinité de référence et comparaison avec les autres expériences pour le mois de janvier.	15
4.7	Etendue de référence de la banquise en fonction du temps et comparaison avec les autres expériences.	16
4.8	Volume de référence de la banquise en fonction du temps et comparaison avec les autres expériences.	17
4.9	Corrélation temporelle entre la profondeur de la couche de mélange et la salinité ou la température en surface pour toute la période de simulation.	18
4.10	Corrélation temporelle entre la température et la salinité en surface pour toute la période de simulation.	19
4.11	Différence de salinité entre la référence et l'augmentation des flux de chaleur en décembre et janvier.	20
4.12	Corrélation temporelle entre les différences de température et de salinité en surface entre l'expérience de référence et l'augmentation des trois coefficients de transfert pour toute la période de simulation.	21
4.13	Corrélation temporelle entre les différences de salinité en surface et de profondeur de la couche de mélange entre l'expérience de référence et l'augmentation de C_H et C_E et de C_D pour toute la période de simulation.	22
4.14	Corrélation temporelle entre les différences de température en surface et de profondeur de la couche de mélange entre l'expérience de référence et l'augmentation de C_H et C_E et de C_D pour toute la période de simulation.	22
5.1	Moyenne annuelle des flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère (Huang, 2015). . .	23
5.2	Observations de l'étendue de la glace de mer entre 2009 et 2018 (NSIDC)	24
5.3	Biais de modèles pour 1988 à 2007 et différences induites par la paramétrisation pour la profondeur de mélange en mars (Downes et al., 2015).	26

5.4	Biais de modèles pour 1988 à 2007 et différences induites par la paramétrisation pour la profondeur de mélange en septembre (Downes et al., 2015).	27
-----	--	----

CV

Contact :

Nom : Baptiste Roussieau
Adresse : Rue de l'Enseignement,
1400 Nivelles,
Belgique
Téléphone : +32 472/59.39.49
Email : baptiste.r@hotmail.com

Formation académique :

2008 - 2014 : Enseignement secondaire général, Institut de l'Enfant Jésus Lycée Nivelles
2014 - 2015 : Première année de bachelier en ingénieur civil, UCLouvain
2015 - 2018 : Bachelier en sciences, orientation géographie, UCLouvain
2018 - 2020 : Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie, UCLouvain

UNIVERSITÉ CATHOLIQUE DE LOUVAIN
Faculté des sciences

Place des sciences, 2 bte L6.06.01, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgique | www.uclouvain.be/sc