



**REFROIDISSEMENT DE L'ATLANTIQUE NORD DANS UN CONTEXTE DE
RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE**

MÉMOIRE PRÉSENTÉ

dans le cadre du programme de maîtrise en océanographie

en vue de l'obtention du grade de Maître ès sciences

PAR

©KARINE ROBERT

Août 2019

Composition du jury :

Cédric Chavanne, président du jury, Université du Québec à Rimouski

Louis-Philippe Nadeau, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski

David Straub, examinateur externe, Université McGill

Dépôt initial le 25 avril 2019

Dépôt final le 29 août 2019

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier mon directeur de recherche, Louis-Philippe Nadeau, pour m'avoir offert l'opportunité de réaliser ce projet de maîtrise. Je le remercie pour toutes les connaissances qu'il m'a transmises et pour l'incroyable cheminement que j'ai réalisé pendant ces années. Il a toujours su m'encourager à me dépasser et à persévérer lors des moments plus difficiles. Je le remercie également pour sa grande disponibilité et tout le soutien qu'il m'a apporté au cours de ma maîtrise. Ce fût un réel plaisir de travailler avec lui.

Mes remerciements vont également à Cédric Chavanne et David Straub pour leur participation à l'évaluation de ce mémoire de maîtrise.

Je tiens également à remercier mon collègue et ami, Jean-François, que j'ai côtoyé tout au long de ma maîtrise. Nos discussions sur la passerelle à regarder le fleuve me manqueront. Je remercie aussi Sébastien et Jean-Luc avec qui Jean-François et moi avons commencé la maîtrise en océanographie physique. Les cours de la session d'hiver n'auraient pas été les mêmes sans vous. Je tiens également à remercier Sandy pour son dynamisme et sa joie de vivre. Ce fût agréable de te côtoyer.

Finalement, merci à tous mes amis et à ma famille pour le soutien qu'ils m'ont apporté pendant cette aventure.

RÉSUMÉ

Grâce à sa grande capacité thermique, l'océan joue un rôle important dans l'atténuation des changements climatiques en absorbant davantage de chaleur que les autres composantes du système climatique. Cette absorption de chaleur par l'océan n'est pas spatialement uniforme comme elle est influencée par la circulation méridionale océanique (MOC). On observe, entre autres, une zone de refroidissement dans l'Atlantique Nord. Comme ce refroidissement n'est pas observé dans le Pacifique, il a été attribué à l'affaiblissement de la cellule supérieure de la MOC puisque seul l'Atlantique présente une cellule supérieure. D'autres études montrent que c'est la réponse de la dynamique de l'océan au réchauffement climatique qui est à l'origine du refroidissement de l'Atlantique Nord. Comme la dynamique de l'océan comprend la circulation méridionale océanique, mais également la circulation en surface, soit les gyres, l'objectif de ce projet est de comprendre les mécanismes responsables du refroidissement de l'Atlantique Nord en étudiant la MOC, les gyres et leur interaction. Pour ce faire, des expériences numériques sont réalisées à partir d'un modèle océan seulement avec une configuration idéalisée en grille sphérique et cartésienne. L'influence de la MOC est étudiée en faisant varier son intensité en modifiant la géométrie du modèle, la diffusion verticale et le gradient de température à la surface de l'océan. L'influence des gyres, quant à elle, est étudiée en faisant varier l'intensité des vents dans l'hémisphère nord. Les résultats obtenus montrent que la MOC et les gyres ont tous les deux un rôle à jouer dans le refroidissement de l'Atlantique Nord et que la dépendance temporelle du problème est un élément important à considérer en vue de trouver une explication dynamique.

Mots clés : circulation méridionale océanique, réchauffement climatique, Atlantique Nord, refroidissement, gyres

ABSTRACT

By absorbing more heat than the other components of the climate system, the ocean plays an important role in delaying global warming. This ocean heat uptake is not uniform in space, as it is influenced by the meridional overturning circulation (MOC). A delayed warming (and even cooling) of the North Atlantic sea surface temperature is observed. Since this is not observed in the North Pacific, the delayed warming of the North Atlantic has been attributed to the rapid shoaling and weakening of the upper cell of the MOC which is only observed in the Atlantic. Some other studies show it's the response of the ocean dynamic to global warming that is responsible for the North Atlantic cooling. Since the ocean dynamic includes the meridional overturning circulation as much as the wind-driven gyre circulation, the aim of this project is to understand the mechanisms responsible for the North Atlantic cooling by studying the MOC, the wind-driven gyre and their interaction. To do so, numerical experiments are performed in an ocean-only model with an idealized configuration with a spherical and a cartesian grid. The contribution of the MOC is evaluated by varying its strength by modifying the geometry of the configuration, the vertical diffusivity and the sea surface temperature gradient. The gyre contribution is evaluated by varying the wind strength in the northern hemisphere. Results show that the MOC and the wind-driven gyre both influence the North Atlantic cooling and that it's important to consider the temporal dependence of the problem to find a dynamic explanation.

Keywords : Meridional overturning circulation, global warming, North Atlantic, cooling, wind-driven gyre

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	v
RÉSUMÉ	vi
ABSTRACT	vii
TABLE DES MATIÈRES	viii
LISTE DES FIGURES	ix
1 Introduction	1
1.1 La circulation méridionale océanique (MOC) à l'équilibre	2
1.2 Circulation hors équilibre dans un contexte de réchauffement climatique	6
2 Méthodologie	11
2.1 Configuration globale réaliste	11
2.2 Bassin couplé à un canal circumpolaire	12
2.3 Double gyre sur une grille cartésienne	16
2.4 Déroulement des simulations	18
3 Résultats	21
3.1 Bassin couplé à un canal circumpolaire	21
3.2 Double gyre sur une grille cartésienne	35
3.3 Dépendance temporelle	44
CONCLUSION GÉNÉRALE	49
ANNEXE I	
ANOMALIE DE TEMPÉRATURE DES EXPÉRIENCES OÙ L'OCÉAN A ÉTÉ RÉCHAUFFÉ EN AUGMENTANT LE RAPPEL DE TEMPÉRATURE À LA SURFACE DE 4 °C	50
RÉFÉRENCES	52

LISTE DES FIGURES

1	Taux de réchauffement observé ($^{\circ}\text{C}/\text{décennie}$) moyenné sur les 700 premiers mètres de profondeur entre 1971-2010 (gauche) et à plus de 4 000 mètres de profondeur entre 1992-2005 (droite) (Figure adapté de Rhein et al. (2013))	1
2	Fonction de courant pour la circulation globale océanique. La méthode utilisée pour obtenir cette circulation est différente de celle présentée à l'équation (1) et néglige les circulations de surface générées par les gyres océaniques (Figure tirée de Lumpkin et Speer (2007))	3
3	Schématisation de la circulation méridionale océanique. Les flèches bleues (rouges) en surface indiquent les flux de flottabilité négatifs (positifs). \odot représente les vents d'ouest et \otimes les vents d'est. Les fêches verticales, rencontrant la topographie de la dorsale médio-atlantique et du passage de Drake (ligne noire), représente le mélange diapycnal. (Figure tirée de Marshall et Speer (2012))	4
4	Anomalie de température en surface (gauche) et en profondeur (droite) 100 ans après avoir quadruplé la concentration atmosphérique de CO_2 (Figure adaptée de Marshall et al. (2015))	6
5	Anomalie de température à la surface de l'océan 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur de 4 W/m^2 dans une configuration globale réaliste (gauche) et modifiée (droite)	9
6	Circulation méridionale océanique dans l'Atlantique (gauche) et dans le Pacifique (droite)	9
7	Transport barotrope dans une configuration globale réaliste (gauche) et modifiée (droite)	10
8	Géométrie du modèle en grille sphérique avec canal ouvert (gauche) et canal fermé (droite)	13
9	Profil de diffusion verticale des expériences en grille sphérique	14
10	Profils latitudinaux de vent (gauche) et de la température de rappel à la surface de l'océan (droite) dans le domaine sphérique	15
11	Géométrie du modèle en grille cartésienne	16
12	Profils latitudinaux de vent (gauche) et de la température de rappel à la surface de l'océan (droite) dans le domaine cartésien	17

13	Fonction de courant barotrope (a,c) et température à la surface (b,d) pour $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$ dans les configurations avec un canal ouvert (haut) et fermé (bas)	22
14	Fonction de courant barotrope dans l'hémisphère nord en fonction du vent	23
15	Circulation résiduelle à l'équilibre pour $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$ dans la configuration avec un canal ouvert (gauche) et un canal fermé (droite) avec les contours de température ($^{\circ}\text{C}$) en noir	23
16	Circulation résiduelle sur les 2 000 premiers mètres dans l'hémisphère nord en fonction du vent dans la configuration avec un canal ouvert (haut) et un canal fermé (bas) avec les contours de température ($^{\circ}\text{C}$) en noir	24
17	Lien entre le vent thermique au nord et la circulation méridionale (Figure tirée de Vallis (2006)).	25
18	Transport maximal de la cellule supérieure de la MOC en fonction de la latitude et du vent pour le cas avec un canal ouvert (gauche) et un canal fermé (droite)	26
19	Anomalie de température en surface 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur de 4 W/m^2 en fonction du vent pour les cas avec un canal ouvert (haut) et fermé (bas)	27
20	Anomalie de température en profondeur 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur de 4 W/m^2 en fonction du vent pour les cas avec un canal ouvert (haut) et fermé (bas)	28
21	Anomalie de température moyennée dans les 500 premiers mètres (haut) et anomalie de transport résiduel maximal (bas) en fonction de la latitude 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur en surface de 4 W/m^2 dans la configuration avec canal ouvert	29
22	Anomalie de température moyennée dans les 500 premiers mètres (haut) et anomalie de transport résiduel maximal (bas) en fonction de la latitude 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur en surface de 4 W/m^2 dans la configuration avec canal fermé	30
23	Circulation résiduelle en fonction de la température au nord pour $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$	32
24	Anomalie de température en surface dans l'hémisphère nord 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur de 4 W/m^2 en fonction du vent et de la température au nord	33

25	Anomalie de température en profondeur dans l'hémisphère nord 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur de 4 W/m^2 en fonction du vent et de la température au nord	34
26	Fonction de courant barotrope (a,c) et température à la surface (b,d) à l'équilibre pour $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$ pour les cas de référence $\kappa = 6 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (haut) et $\Delta T_{N-S} = 18^\circ\text{C}$ (bas)	36
27	Circulation résiduelle à l'équilibre pour $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$ et pour $\kappa = 6 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (gauche) et $\Delta T_{N-S} = 18^\circ\text{C}$ (droite)	37
28	Circulation résiduelle pour $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$ en fonction de la diffusion (haut) et de la différence de température entre le nord et le sud (bas)	38
29	Anomalie de température en surface 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4 W/m^2 pour quelques cas de vents et de diffusion	39
30	Anomalie de température en profondeur 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4 W/m^2 pour quelques cas de vents et de diffusion	40
31	Anomalie de température en surface 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4 W/m^2 pour quelques cas de vents et de différences de température entre le nord et le sud	41
32	Anomalie de température en profondeur 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4 W/m^2 pour quelques cas de vents et de différences de température entre le nord et le sud	42
33	Anomalie de température moyennée en surface sur la gyre sous-polaire en fonction de la diffusion et du vent (gauche) et en fonction de la différence de température entre le nord et le sud et du vent (droite)	44
34	Anomalie de température en surface moyennée sur la gyre sous-polaire en fonction du temps (années)	45
35	Anomalie de température à la surface pour le cas $\Delta T_{N-S} = 20^\circ\text{C}$ 10 ans (haut), 50 ans (centre) et 100 ans (bas) après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4 W/m^2	46
36	Anomalie de température sur 2000 m de profondeur pour le cas $\Delta T_{N-S} = 20^\circ\text{C}$ 10 ans (haut), 50 ans (centre) et 100 ans (bas) après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4 W/m^2	47

37	Anomalie de flux de chaleur (gauche), anomalie de température en surface (centre) et tendance totale de la température en surface intégrée sur 2 ans en fonction de la latitude et du temps (années) pour le cas de référence $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$ et $\kappa = 6 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$	48
38	Anomalie de température en surface en fonction du vent pour les cas avec un canal ouvert (haut) et fermé (bas)	50
39	Anomalie de température en profondeur en fonction du vent pour les cas avec un canal ouvert (haut) et fermé (bas)	51

1 Introduction

Les changements climatiques des décennies à venir sont fortement influencés par l'océan. Le déséquilibre thermique causé par l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère implique une absorption importante de chaleur par l'océan. Due à la capacité thermique élevée de l'eau, cette absorption de chaleur par l'océan est beaucoup plus importante que celle des autres composantes du système climatique. L'océan joue donc un rôle important dans l'atténuation des changements climatiques en retardant le réchauffement de l'atmosphère à la surface.

L'absorption de chaleur par l'océan n'est toutefois pas uniforme dans l'espace et le temps (Rhein et al., 2013). La figure 1 présente le taux de réchauffement observé en surface et en profondeur moyenné durant les 4 dernières décennies. Les principales structures

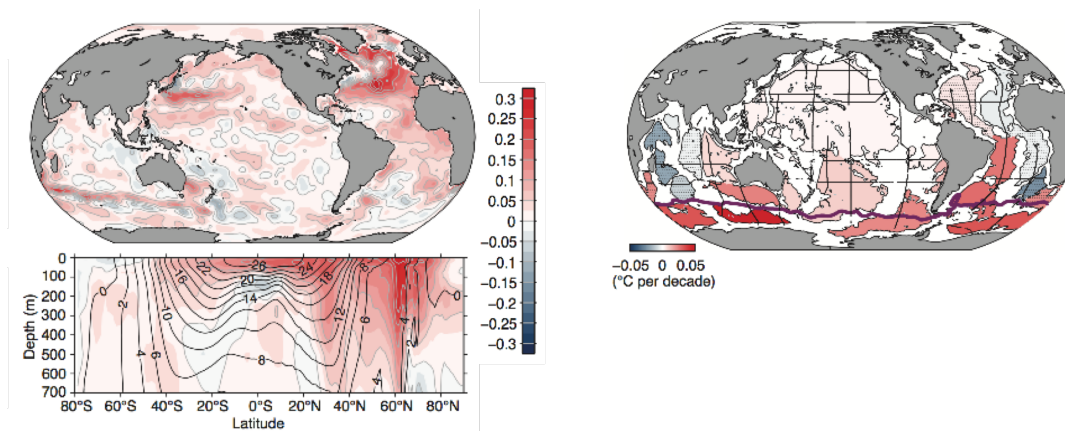


Figure 1: Taux de réchauffement observé ($^{\circ}\text{C}/\text{décennie}$) moyenné sur les 700 premiers mètres de profondeur entre 1971-2010 (gauche) et à plus de 4 000 mètres de profondeur entre 1992-2005 (droite) (Figure adapté de Rhein et al. (2013))

observées sont attribuées à la circulation océanique sous la couche de mélange en surface. Le trajet de traceurs tels la chaleur, la salinité et le carbone dans l'océan profond est décrit

par la circulation méridionale océanique (MOC¹). Ainsi, puisqu'elle détermine l'amplitude et la structure spatiale de l'absorption de chaleur par l'océan, la MOC est un élément important dans l'atténuation des changements climatiques. Il est donc nécessaire, dans un premier temps, de bien comprendre les mécanismes physiques qui contrôlent la MOC à l'équilibre si l'on souhaite étudier sa contribution dans un contexte de réchauffement climatique.

1.1 La circulation méridionale océanique (MOC) à l'équilibre

La circulation méridionale océanique représente le transport nord-sud de traceurs en profondeur dans l'océan (Marshall et Speer, 2012). Elle explique aussi la stratification globale en déterminant la distribution spatiale de température et de salinité. En général, pour représenter cette circulation, on cherche à exprimer le transport nord-sud sur un plan latitude-profondeur ou latitude-densité. Autrement dit, on cherche à résumer sur un plan bidimensionnel l'information contenue dans la circulation tridimensionnelle. Pour ce faire, il est donc nécessaire d'intégrer la vitesse méridionale dans la direction longitudinale. Il existe plusieurs manières d'effectuer cette intégrale. L'exemple le plus simple est une moyenne temporelle de l'intégrale en longitude et en profondeur de la vitesse méridionale, v :

$$\psi(y, z) = \frac{1}{T} \int_0^T dt \int_0^{L_x} dx \int_{-H}^{-z} v(x, y, z', t) dz' \quad (1)$$

où T est la période temporelle, L_x est l'étendue longitudinale du domaine et H est la profondeur de l'océan. La fonction de courant, ψ , représente le parcours moyen des traceurs dans un plan latitude-profondeur. La figure 2 donne un exemple de fonction de courant pour la circulation globale calculée à partir d'observations. On y voit deux cellules superposées l'une par dessus l'autre, générées par des sources d'eau profonde liées à la formation d'eau dense aux hautes latitudes polaires (à $\sim 75^\circ\text{S}$ et $\sim 50^\circ\text{N}$). Des mécanismes physiques produisant de l'upwelling (remontée d'eau) sont nécessaires pour fermer chacune des cellules. Il existe deux

1. De l'anglais, *Meridional Overturning Circulation*

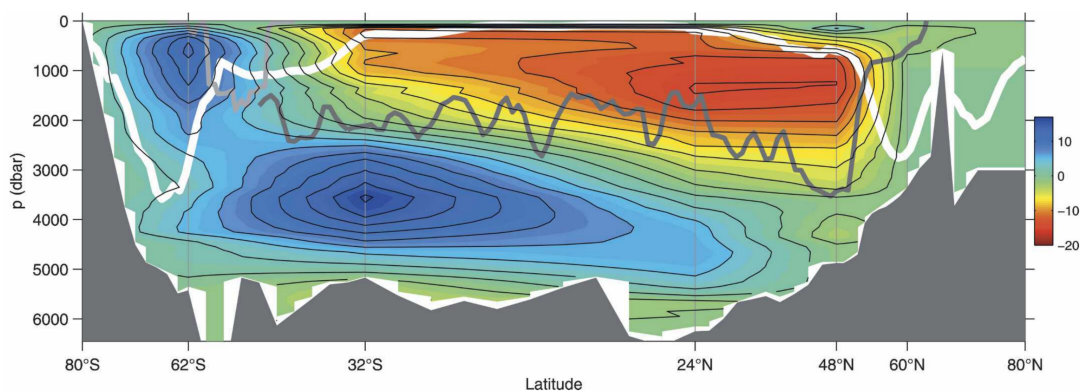


Figure 2: Fonction de courant pour la circulation globale océanique. La méthode utilisée pour obtenir cette circulation est différente de celle présentée à l'équation (1) et néglige les circulations de surface générées par les gyres océaniques (Figure tirée de Lumpkin et Speer (2007))

principaux mécanismes pour l'upwelling, soit le mélange vertical turbulent et le pompage d'Ekman.

Le mélange turbulent à petite échelle est historiquement le premier mécanisme ayant été proposé pour permettre la remontée d'eaux denses formées aux hautes latitudes et ainsi expliquer la présence d'une stratification profonde dans l'océan (Munk, 1966). L'interaction entre les marées et la topographie génère des ondes internes qui, en déferlant, produisent un mélange vertical (Munk et Wunsch, 1998; Kunze et al., 2006; Garrett et Kunze, 2007; Nikurashin et Ferrari, 2011). En permettant la diffusion de chaleur vers les profondeurs abyssales, le mélange turbulent réduit la densité des eaux profondes qui remontent ainsi au travers des isocontours de densité (contours isopycnaux). Un tel transport au travers des courbes isopycnaux est un processus dit diabatique, puisqu'il implique un changement de densité. L'interaction entre la marée et la topographie se produit principalement sous 2000 m de profondeur.

Au-dessus de 2000 m, le mélange diapycnal est beaucoup plus faible (sauf près de la surface), et un autre processus est nécessaire pour permettre l'upwelling d'eau profonde. Toggweiler et Samuels (1998) ont suggéré que le pompage d'Ekman généré par les forts vents d'ouest soufflant sur l'océan Austral était responsable de la majorité de l'upwelling au-dessus

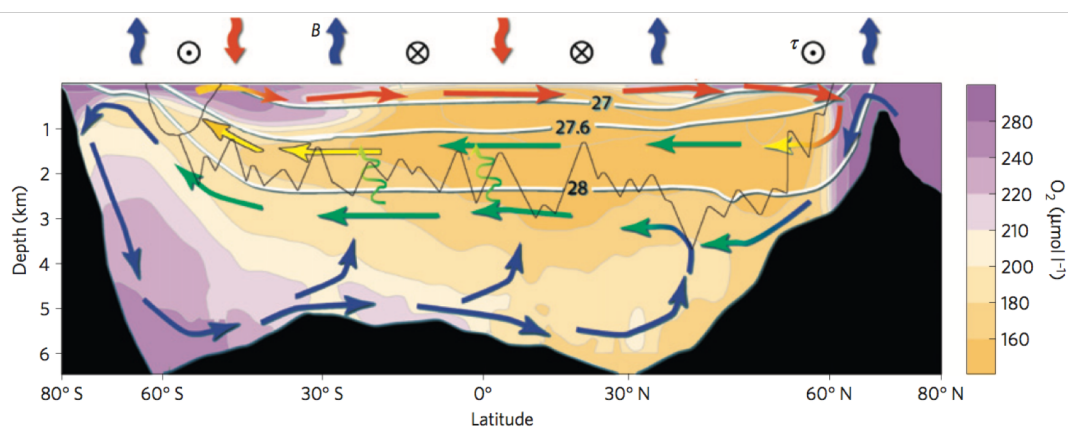


Figure 3: Schématisation de la circulation méridionale océanique. Les flèches bleues (rouges) en surface indiquent les flux de flottabilité négatifs (positifs). \odot représente les vents d'ouest et \otimes les vents d'est. Les flèches verticales vertes, rencontrant la topographie de la dorsale médio-atlantique et du passage de Drake (ligne noire), représente le mélange diapycnal. (Figure tirée de [Marshall et Speer \(2012\)](#))

de 2000 m. La contrainte de vent en surface crée un courant moyen vers le nord qui doit être compensé par une remontée des eaux intermédiaires via un pompage d'Ekman. Les vents ont donc comme effet d'entraîner les isopycnes vers la surface de l'océan. Lorsque l'inclinaison des isopycnes dépasse l'angle critique pour l'instabilité baroclinique, des tourbillons se créent pour ramener les isopycnes vers l'horizontale ([Vallis, 2006](#)). L'angle des isopycnes observé dans le canal circumpolaire Antarctique résulte donc de l'équilibre entre l'effet des tourbillons et du vent ([Johnson et L. Bryden, 1989](#)). Lorsque des flux de densité à la surface sont ajoutés à l'effet du vent, une circulation méridionale est générée le long des isopycnes inclinées du courant circumpolaire ([Marshall et Radko, 2003](#); [Marshall et Speer, 2012](#)). Les masses d'eau des profondeurs intermédiaires peuvent ainsi remonter vers la surface de l'océan en conservant la même densité, c'est-à-dire de manière adiabatique.

La combinaison des mécanismes de formation d'eau dense et de remontée d'eau génère la circulation méridionale schématisée à la figure 3. La cellule supérieure n'existe que dans l'océan Atlantique et résulte d'un équilibre entre la perte de flottabilité à la surface de l'Atlantique Nord, associé à la formation d'eau dense en hiver, et d'un gain de flottabilité à la surface

de l'océan Austral. La remontée de cette masse d'eau s'effectue le long des courbes isopycnales résultant du pompage d'Ekman dans l'Océan Austral. Le parcours des masses d'eau dans cette cellule s'effectue donc principalement en suivant les lignes de densité constante (Nikurashin et Vallis, 2012).

La cellule inférieure, quant à elle, existe dans tous les bassins océaniques. Elle résulte d'un équilibre entre la formation d'eau dense sur le talus continental Antarctique et du mélange turbulent en profondeur dans les bassins océaniques. Le mélange turbulent permet la remontée diabatique des eaux au travers des courbes de densité jusqu'à la profondeur ventilée par le pompage d'Ekman. À partir de cette profondeur, l'eau remonte adiabatiquement vers la surface de l'océan Austral (Nikurashin et Vallis, 2012).

Évidemment, cette description est simplifiée puisqu'un important échange existe entre les deux cellules de la MOC (Cessi, 2019). En effet, une portion importante de la cellule supérieure de l'Atlantique existe dans les mêmes classes de densité que la cellule inférieure dans le Pacifique, indiquant ainsi un important échange de propriétés entre les deux cellules. Par contre, puisque cet échange n'est pas le sujet principal de notre étude, nous allons garder comme référence cette schématisation simplifiée de la circulation.

1.2 Circulation hors équilibre dans un contexte de réchauffement climatique

Ci-dessus, on considère implicitement que la solution est une moyenne à long terme de la circulation à l'équilibre statistique. Hors, l'océan n'est pas en équilibre et la manière dont la circulation évolue temporellement est encore mal comprise.

Étant donné le rôle important que joue l'océan dans l'atténuation des changements climatiques, de plus en plus d'études s'intéressent à l'absorption et au transport de chaleur par l'océan dans un contexte hors équilibre. La figure 4 présente l'anomalie de température provenant d'une moyenne d'ensembles provenant de 15 modèles participant au *Coupled Model Intercomparison Project phase 5* (CMIP5), 100 ans après avoir quadruplé la concentration atmosphérique en CO_2 dans un modèle couplé océan-atmosphère. On remarque que l'océan Austral et l'Atlantique Nord se réchauffent moins que le reste de l'océan.

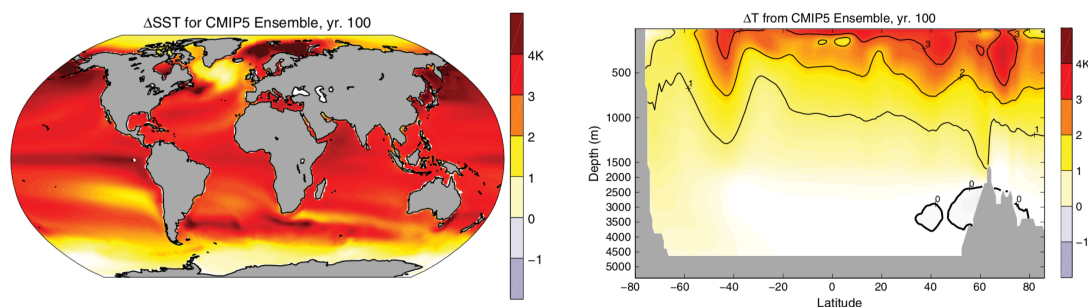


Figure 4: Anomalie de température en surface (gauche) et en profondeur (droite) 100 ans après avoir quadruplé la concentration atmosphérique de CO_2 (Figure adaptée de [Marshall et al. \(2015\)](#))

Dans l'océan Austral, le faible réchauffement peut être facilement compris en rappelant l'important pompage d'Ekman ayant lieu à la surface du courant circumpolaire. Cet upwelling permet une remontée d'eau profonde vers la surface qui n'a tout simplement pas encore subi le réchauffement à la surface de l'océan. Éventuellement, lorsque les eaux profondes se seront réchauffées, l'océan Austral se réchauffera davantage. On parle alors de *delayed warming* (délai du réchauffement) ([Armour et al., 2016](#)).

Dans l'Atlantique Nord, en absence d'upwelling significatif d'eau profonde, les mécanismes ayant été proposés pour expliquer la zone de réchauffement moindre sont plus indirects. Son existence a été attribuée à la réponse de la cellule supérieure de la MOC au réchauffement climatique. En effet, on remarque que seul l'Atlantique, comportant une cellule supérieure, montre ce patron de réchauffement moindre alors que le Pacifique, n'ayant pas de cellule supérieure, se réchauffe davantage. Il a été montré qu'en réchauffant l'océan, la cellule supérieure de la MOC devient moins profonde et que son transport diminue ([Zhang et Vallis, 2013](#)). Ainsi, si l'intensité de la cellule supérieure diminue, le transport de chaleur vers le nord diminue, causant une zone qui se réchauffe moins dans l'Atlantique Nord. Il est important de noter que le ralentissement de la cellule supérieure n'est qu'une partie de la réponse de la cellule supérieure au réchauffement de l'océan, qui se passe à l'échelle de la décennie. À plus long terme, sur 10 000 ans, on assiste plutôt à l'approfondissement et à l'intensification de la cellule supérieure. Cette deuxième réponse est attribuée à l'affaiblissement de la cellule inférieure causée par la réduction du couvert de glace en Antarctique ([Jansen et al., 2018](#)).

Dans le but de mieux comprendre la zone de réchauffement moindre dans l'Atlantique Nord, diverses études ont été réalisées pour étudier l'influence de la circulation océanique. [Kostov et al. \(2014\)](#) ont montré que la profondeur et l'intensité de la cellule supérieure de la MOC influence la profondeur à laquelle se propage la chaleur. [Xie et Vallis \(2012\)](#) ont étudié le caractère actif et passif de la température à l'aide d'un modèle océanique dans une configuration idéalisée. Les résultats obtenus montrent que la zone de refroidissement résulte en partie de la redistribution de la chaleur emmagasinée par l'océan causée par la perturbation de la circulation océanique. [Winton et al. \(2013\)](#) ont eux aussi étudié le caractère actif et passif de la température à partir d'un modèle couplé océan-atmosphère réaliste. Dans une première expérience, la circulation océanique a été fixée à son état d'équilibre alors que l'océan a été réchauffé en augmentant la concentration atmosphérique en gaz carbonique. Dans une deuxième expérience, l'océan a été réchauffé en permettant à la circulation de s'ajuster. Les résultats obtenus montrent que la zone de refroidissement dans l'Atlantique Nord résulte

en partie de l'ajustement de la circulation. [Marshall et al. \(2015\)](#) ont aussi recréé le même genre d'expériences à partir d'un modèle océanique avec une configuration réaliste. Leurs résultats montrent eux aussi que la zone de refroidissement dans l'Atlantique Nord résulte d'un ajustement de la circulation.

Afin de mieux comprendre ce qui distingue l'anomalie de température dans l'Atlantique Nord de celle du Pacifique, nous avons effectué des expériences préliminaires avec un modèle océanique. Dans un premier temps, l'expérience du CMIP5 a été recréée dans notre modèle (figure 5, gauche) en augmentant les flux de chaleur à la surface de l'océan de $4\text{W}/\text{m}^2$. Pour éviter une dérive des températures et d'en limiter l'augmentation, on effectue un rappel aux températures initiales à l'équilibre à un taux de $1\text{W}/^\circ\text{C}$ tel que l'anomalie de flux devient nulle lorsque l'océan atteint localement une anomalie de 4° en surface. On remarque que le modèle océan capture bien les principales structures du modèle couplé et, qu'entre autres, le nord de l'Atlantique subit un réchauffement moindre, voire un faible refroidissement comme dans les expériences de [Marshall et al. \(2015\)](#). Dans un deuxième temps, la géométrie du modèle a été modifiée pour permettre à l'océan Pacifique de s'étendre davantage vers le nord (figure 5, droite). On remarque alors que dans cette configuration, le nord du Pacifique subit maintenant un réchauffement plus faible qu'auparavant, malgré le fait qu'il y ait une absence de cellule supérieure dans le Pacifique, contrairement à l'Atlantique (voir la figure 6).

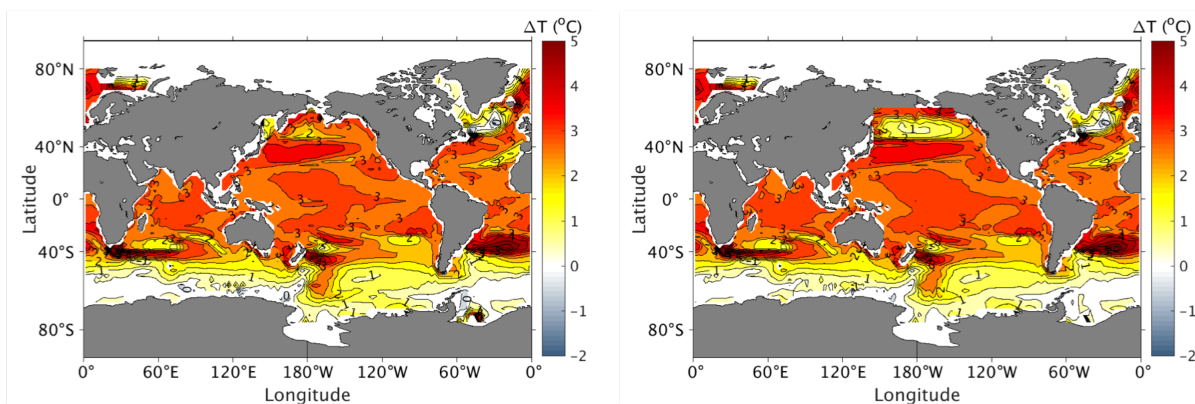


Figure 5: Anomalie de température à la surface de l'océan 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur de 4 W/m^2 dans une configuration globale réaliste (gauche) et modifiée (droite)

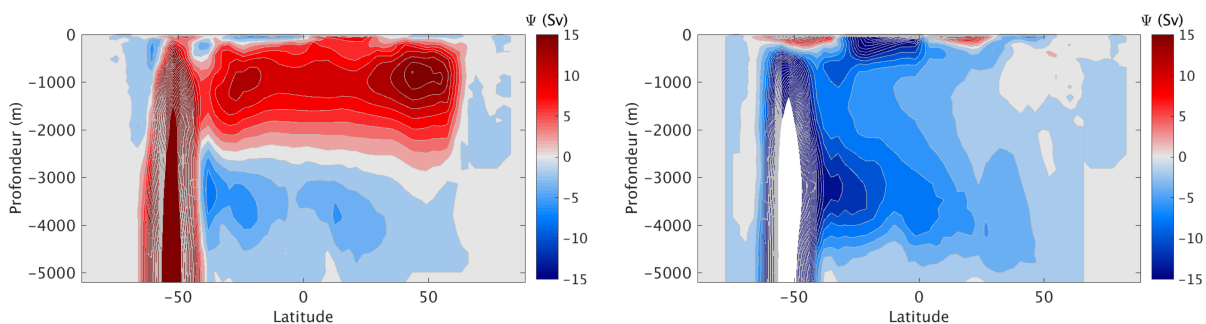


Figure 6: Circulation méridionale océanique dans l'Atlantique (gauche) et dans le Pacifique (droite)

La figure 7 montre la fonction de courant barotrope pour chacune des configurations. On remarque que lorsque l'océan Pacifique est creusé dans le nord, la gyre sous-polaire (à environ 50°N) a plus d'espace pour se développer et s'intensifie alors que les vents sont constants d'une expérience à l'autre.

Ces résultats préliminaires suggèrent qu'il n'y a pas que le ralentissement de la cellule supérieure de la MOC qui soit à l'origine du réchauffement plus faible dans le nord de l'Atlantique. En effet, il a été montré précédemment que le refroidissement de l'Atlantique Nord était lié à la réponse de la circulation océanique qui comprend la circulation méridionale océanique, mais également la circulation engendrée par les vents, soit les gyres.

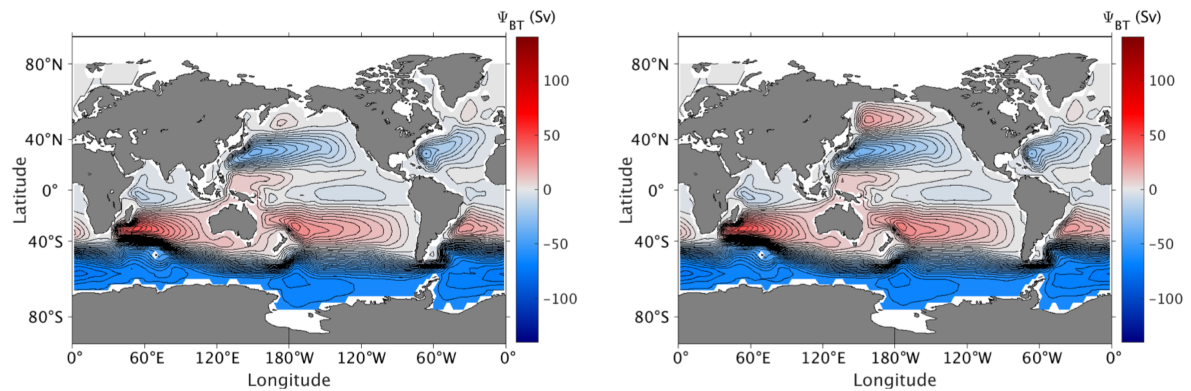


Figure 7: Transport barotrope dans une configuration globale réaliste (gauche) et modifiée (droite)

L'objectif de ce projet est de comprendre les mécanismes responsables du refroidissement de l'Atlantique Nord en étudiant les gyres, la circulation méridionale océanique et leur interaction. La contribution des gyres sera évaluée en faisant varier l'intensité des vents à la surface de l'Atlantique Nord tandis que la contribution de la MOC sera étudiée en faisant varier la diffusion verticale, la différence de température entre le nord et le sud et en modifiant la géométrie du modèle.

2 Méthodologie

Le modèle numérique utilisé est le MITgcm ([Marshall et al., 1997](#)), qui résout les équations Boussinesq hydrostatiques en utilisant des différences finies. Trois configurations différentes sont utilisées. Dans un premier temps, une configuration globale réaliste a été utilisée afin de produire les résultats préliminaires présentés en introduction. Dans cette configuration, l'équation d'état dépend de la température et de la salinité. Afin de simplifier le modèle et d'accélérer le temps de calcul numérique, une configuration idéalisée à un seul bassin couplé à un canal cirumpolaire sur une grille sphérique couvrant les deux hémisphères est ensuite considérée. Dans cette seconde configuration, l'équation d'état ne dépend que de la température. Cela permet de simplifier davantage l'approche du problème. Finalement, afin de simplifier davantage le problème et d'augmenter la résolution spatiale afin de vérifier la robustesse des résultats à la présence de tourbillons transitoires dans le problème, on effectue une troisième série d'expériences dans un bassin fermé dans lequel évolue une circulation de type double gyres.

2.1 Configuration globale réaliste

Les résultats préliminaires présentés en introduction ont été réalisés à partir d'une configuration globale réaliste avec une grille sphérique. Le domaine s'étend de 90°S à 90°N et couvre 360° en longitude. La résolution horizontale est de 2,8125° alors que la résolution verticale varie de 48,1 m en surface à 206,7 m en profondeur pour un total de 40 niveaux verticaux.

La densité de l'eau est calculée selon [Jackett et McDougall \(1995\)](#). L'effet des tourbillons est paramétré selon [Gent et McWilliams \(1990\)](#) avec un coefficient de diffusion $K = 1000 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. La convection aux hautes latitudes est paramétrée à l'aide d'un facteur de diffusion, $\kappa = 100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Dans cette configuration hydrostatique, lorsque l'eau dense se forme à

la surface aux hautes latitudes, la diffusion verticale est localement augmentée à $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ² afin de reproduire la convection de façon simple.

La surface de l’océan est forcée à l’aide de champs réalistes variant chaque mois pendant 12 mois. Ces champs comprennent des contraintes de vents zonales et méridionales, des flux de chaleur et de sel ainsi que des températures et salinités de rappel. Le temps de rappel de la température est de 39 jours alors que le temps de rappel pour la salinité est de 110 jours. Le temps de rappel est un paramètre qui dépend de l’épaisseur de la couche de surface. Dans le cas de la salinité, un rappel est appliqué uniquement pour éviter une dérive de la salinité.

2.2 Bassin couplé à un canal circumpolaire

La configuration la plus simple qui permet de décrire la circulation méridionale est un seul bassin inter-hémisphérique couplé à un canal circumpolaire au sud du domaine. Bien que cette configuration ne permet pas de considérer les échanges entre les différents bassins Atlantique, Indien et Pacifique, elle permet néanmoins de représenter une circulation simplifiée pour l’un ou l’autre de ces bassins. Par exemple, s’il n’y a pas de formation d’eau dense au nord du bassin, mais qu’il y a une convection profonde au sud du canal, on peut considérer que la circulation résultante est de type Indo-Pacifique, avec une seule cellule inférieure compensée par la diffusion profonde (Nikurashin et Ferrari, 2011). Par contre, si il y a formation d’eau dense dans les deux hémisphères, la circulation est similaire à celle de l’Atlantique, avec deux cellules superposées l’une sur l’autre (Nikurashin et Vallis, 2012).

Pour les expériences réalisées dans cette configuration idéalisée avec une grille sphérique, le domaine couvre les deux hémisphères, s’étendant de 70°S à 70°N , couvre 64° en longitude et a 4 km de profondeur. La résolution horizontale est de 2° alors que la résolution verticale varie de 20 m en surface à 200 m en profondeur avec un total de 29 niveaux verticaux. Deux

2. La diffusivité utilisée dans le modèle variant entre $10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ et $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, κ doit seulement être une valeur nettement supérieure pour forcer le mélange immédiat.

types de géométrie sont utilisés (figure 8). Dans un premier temps, le domaine possède une ouverture de 18° de latitude, au sud du bassin, afin de créer un canal périodique qui représente le canal circumpolaire Antarctique. Aux frontières est et ouest du domaine, la profondeur dans le canal est de 3 000 m afin de représenter le passage de Drake. Afin d'étudier l'effet de l'intensité de la circulation méridionale sur le refroidissement au nord, on utilise une deuxième configuration dans laquelle le canal circumpolaire est fermé pour affaiblir la circulation de la cellule supérieure. Lorsque le canal est fermé, le transport circumpolaire est nul, et la pente des courbes isopycnales est moindre. Le pompage d'Ekman devient alors moins important et les eaux de la cellule supérieure ne peuvent plus remonter adiabatiquement vers la surface du canal. Cela a comme effet de couper la connexion inter-hémisphérique de la cellule supérieure de la MOC. Toutefois, une cellule fermée par la diffusion est conservée.

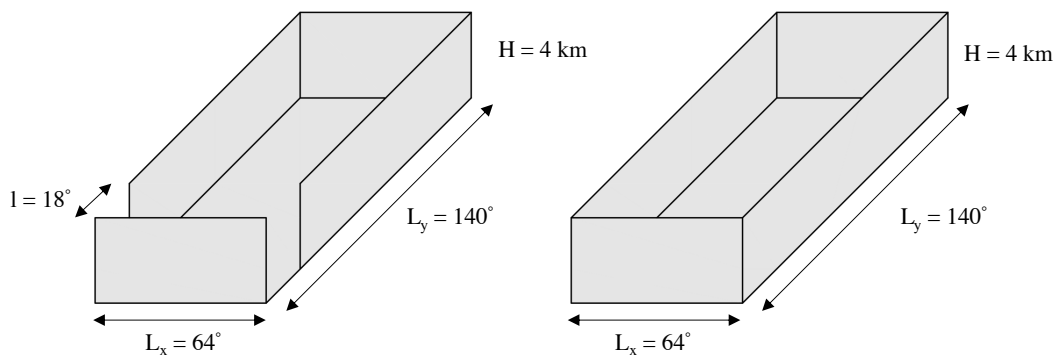


Figure 8: Géométrie du modèle en grille sphérique avec canal ouvert (gauche) et canal fermé (droite)

Afin de simplifier davantage le problème, on néglige aussi les effets liés à la salinité en considérant une équation d'état qui dépend linéairement de la température (équation 2). Les effets liés aux boucles de rétroaction d'advection du sel sont laissés pour une étude subséquente.

$$\sigma = \sigma_0 - \rho_{ref} \alpha_T (\theta - \theta_0) \quad (2)$$

où $\rho_{ref} = 1035 \text{ kg/m}^3$, le coefficient d'expansion thermique, α_T , vaut $2 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ et la température de référence, θ_0 , est $0 \text{ }^\circ\text{C}$.

L'effet des tourbillons est paramétré selon [Gent et McWilliams \(1990\)](#) avec un coefficient de diffusion $K = 1000 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. La convection est aussi paramétrée à l'aide d'un coefficient de diffusion verticale $\kappa = 100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. La figure 9 illustre le profil de diffusion verticale employé. Ce profil est basé sur une moyenne horizontale du profil observé dans l'océan global.

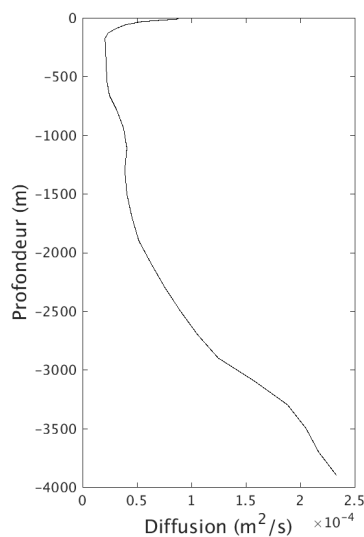


Figure 9: Profil de diffusion verticale des expériences en grille sphérique

La surface de l'océan est forcée à l'aide des profils latitudinaux de vent présentés à la figure 10 (gauche). Ces profils sont zonalement constants. La courbe en noir correspond au profil de vents qui représente le mieux la moyenne zonale des vents actuellement observés et sert donc de cas de référence. Afin d'étudier le rôle des gyres sur l'absorption de chaleur par l'océan, l'intensité du vent au nord varie (courbes en couleur).

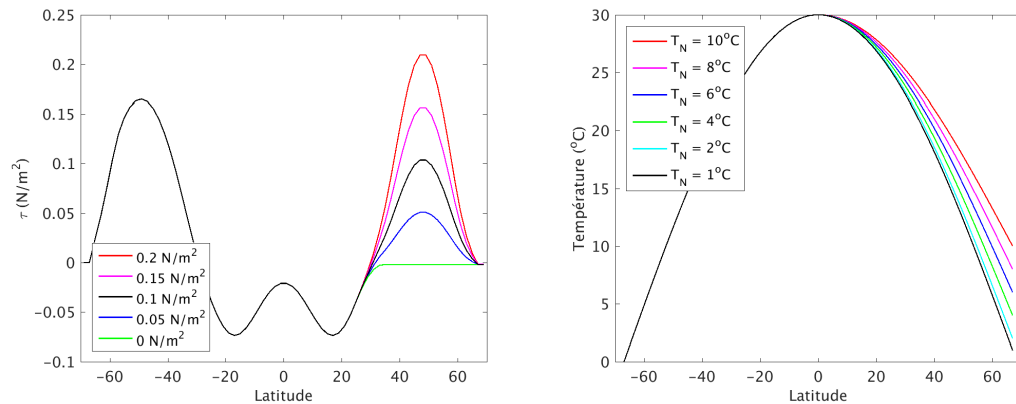


Figure 10: Profils latitudinaux de vent (gauche) et de la température de rappel à la surface de l'océan (droite) dans le domaine sphérique

La température de surface de l'océan est rappelée aux profils latitudinaux présentés à la figure 10 (droite) avec un temps de rappel de 30 jours. La courbe en noir, correspondant au cas de référence, représente bien la moyenne zonale des températures actuellement observées. La température au nord est de 1 °C tandis qu'au sud elle est de 0 °C. Cette différence de température entre le nord et le sud permet d'assurer la différence de densité entre les eaux de l'océan Austral et de l'Atlantique Nord. En effet, les eaux de l'océan Austral sont plus denses que celles de l'Atlantique Nord en raison des flux de sel importants associés à la formation du couvert de glace. Cela a comme effet d'assurer que la cellule inférieure soit plus profonde que la cellule supérieure. Ensuite, étant donné que la fermeture du canal n'a que coupé la connexion inter-hémisphérique de la cellule supérieure, des expériences ont aussi été réalisées à partir de la configuration avec un canal ouvert en augmentant graduellement la température au nord (courbes en couleur) afin de réduire la cellule supérieure et donc de se rapprocher d'un cas ressemblant au Pacifique.

2.3 Double gyre sur une grille cartésienne

Afin de simplifier davantage le problème, des expériences sont aussi réalisées dans un bassin fermé avec une grille cartésienne qui ne couvre que les gyres sous-polaire et sous-tropicale dans l'hémisphère nord. Cette configuration nous permet : (i) d'évaluer l'effet des tourbillons transitoires sur l'absorption de chaleur en augmentant la résolution spatiale de ce domaine réduit, (ii) de contrôler la stratification tropicale (et par conséquent la profondeur de la cellule supérieure) en imposant un rappel en profondeur au sud du domaine, et (iii) d'éliminer les déformations liés à l'utilisation de coordonnées sphériques.

Le domaine possède 4160 km en longitude, 4000 km en latitude et 4 km de profondeur (figure 11). La résolution horizontale est de 80 km alors que la résolution verticale, quant à elle, varie de 20 m en surface à 200 m en profondeur avec un total de 29 niveaux verticaux.

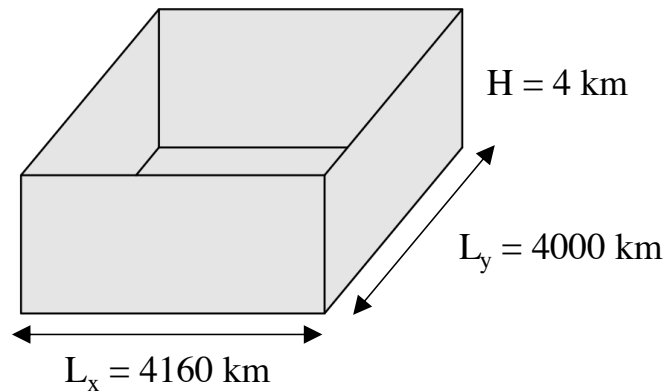


Figure 11: Géométrie du modèle en grille cartésienne

L'équation d'état est linéaire et ne dépend que de la température. La convection est paramétrée à l'aide de $\kappa = 1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ et aucune paramétrisation des tourbillons n'est appliquée. La surface de l'océan est forcée avec les cinq mêmes cas de vents que pour la grille sphérique (figure 12, gauche). La température à la surface de l'océan du cas de référence correspond à un

profil linéaire variant de 23 °C au sud à 1 °C au nord. Ce profil correspond à une linéarisation du profil sinusoïdale utilisé dans la grille sphérique en ne reprenant que la partie correspondant aux gyres (entre 30°N et 70°N). Afin de contrôler l'intensité et la profondeur de la cellule supérieure de la MOC, les expériences sont aussi réalisées en faisant varier la température au nord tel qu'illustré à la figure 12 (droite). Pour cette série d'expériences, un rappel de température sur la profondeur est ajouté à la frontière sud du domaine afin de conserver le caractère adiabatique de la cellule supérieure.

De plus, toujours dans l'optique de faire varier l'intensité de la cellule supérieure, cinq valeurs de diffusion verticale sont utilisées : $1 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, $2 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, $4 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, 6×10^{-5} et $8 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Pour ces expériences le rappel de température en surface correspond au cas de référence.

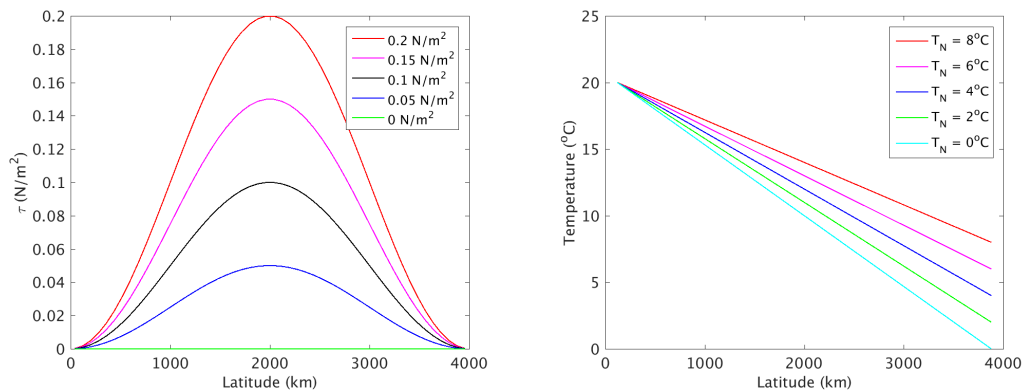


Figure 12: Profils latitudinaux de vent (gauche) et de la température de rappel à la surface de l'océan (droite) dans le domaine cartésien

2.4 Déroutement des simulations

Dans un premier temps, chaque simulation est intégrée pendant environ 10 000 ans, soit jusqu'à ce que l'équilibre statistique soit atteint. L'équilibre est atteint lorsque la stratification ne varie plus dans le temps. Pendant cette étape, le modèle est accéléré afin de réduire le temps de calcul. Pour ce faire, le pas de temps des traceurs est supérieur à celui des équations du mouvement (Bryan, 1984). Une fois l'équilibre atteint, le modèle est intégré pendant encore 1000 ans, mais sans accélération du modèle, c'est-à-dire en mettant les pas de temps des traceurs et des équations du mouvement égaux.

Ensuite, deux types de perturbations idéalisées sont utilisés pour simuler le réchauffement du climat. Ces perturbations sont inspirées des résultats obtenus à partir de modèles couplés. La première méthode consiste à augmenter uniformément la température de rappel à la surface de l'océan de 4 °C. Cette méthode est la plus simple, car en augmentant uniformément la température de rappel à la surface de l'océan, les gradients latitudinaux de température à la surface sont conservés. De cette manière, on sait que la circulation perturbée sera, à l'équilibre, exactement identique à la circulation initiale, mais que la température de l'océan sera uniformément augmentée de 4 °C. Bien que la solution à l'équilibre soit connue pour cette première méthode, la dépendance spatio-temporelle du flux de surface est inconnue a priori.

Une méthode alternative consiste à augmenter uniformément les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4W/m^2 . Dans cette deuxième méthode, la solution à l'équilibre est inconnue mais les flux sont initialement uniforme, ce qui est davantage réaliste, mais également plus complexe, car cette méthode offre davantage de liberté à la dynamique pour s'équilibrer. De manière similaire à Marshall et al. (2015), afin d'éviter une dérive des températures et d'en limiter l'augmentation, on effectue un rappel aux températures initiales à l'équilibre à un taux de $1\text{W}/^\circ\text{C}$ tel que l'anomalie de flux devient nulle lorsque l'océan atteint localement une anomalie de 4 °C en surface.

Les flux de chaleur sont calculés à partir de l'état d'équilibre. Le forçage de température se calcule selon l'équation suivante :

$$F_{\theta} = -\lambda(\theta - \theta^*) - \frac{1}{C_p \rho_0 \Delta z_s} Q \quad (3)$$

où le coefficient de relaxation, λ , est égal à $1/\tau$, soit l'inverse du temps de rappel ($\tau = 30$ jours). θ correspond à la température de surface de l'océan et θ^* la température de rappel. La capacité thermique, C_p , est $4000 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ kg}^{-1}$, la masse volumique de référence, ρ_0 , 1035 kg m^{-3} et l'épaisseur de la couche de surface de l'océan, Δz_s , est de 20 m. Puisque le modèle n'est forcé que par le rappel de température en surface pour atteindre l'état d'équilibre, le terme de droite de l'équation 3 est nul et le forçage de température se calcule selon l'équation :

$$F_{\theta} = -\lambda(\theta - \theta^*) \quad (4)$$

Ensuite, à partir du forçage de température calculé à partir de l'état d'équilibre, il est possible de déduire les flux de chaleur associés à ce forçage en assumant que l'équation 3 est égale à zéro. Ainsi, en isolant Q , on obtient que les flux de chaleur à l'équilibre se calculent selon l'équation :

$$Q = -C_p \rho_0 \Delta z_s \lambda (\theta - \theta^*) \quad (5)$$

Afin de réchauffer l'océan selon la deuxième méthode employée, les flux de chaleur à l'état d'équilibre calculés selon l'équation précédente, sont augmentés de 4 W/m^2 . Par contre, si l'on n'applique qu'un flux de chaleur pour forcer le modèle, l'océan se réchaufferait indéfiniment. C'est pourquoi, tel que mentionné précédemment, on applique également un rappel des températures en surface à celles des températures de l'état d'équilibre pour limiter le réchauffement à $4 \text{ }^\circ\text{C}$. Pour ce faire, le temps de rappel est augmenté à 82 800 000 secondes,

ce qui correspond à 2,6 années.

Le modèle est ensuite intégré pendant 100 ans avec le forçage de température lié au rappel de température en surface à celles de l'état d'équilibre (mais avec un temps de rappel plus élevé) et avec un forçage de température lié aux flux de chaleur en surface augmentés de 4W/m^2 .

3 Résultats

3.1 Bassin couplé à un canal circumpolaire

Dans un premier temps, les expériences sont réalisées à partir d'une configuration sphérique comprenant un bassin avec des frontières en est-ouest couplé avec un canal circumpolaire au sud. Cette configuration a l'avantage d'être simple tout en permettant la mise en place des mécanismes essentiels au transport de chaleur par la cellule supérieure de la circulation méridionale océanique. Par le fait même, cette configuration permet une circulation adiabatique entre l'hémisphère nord et sud. Afin d'étudier le rôle de cette connexion interhémisphérique, les expériences sont aussi réalisées en refermant le canal circumpolaire au sud.

La figure 13 illustre l'effet de la fermeture du canal sur la circulation barotrope ainsi que sur la température en surface pour le cas de référence ($\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$). On remarque que la fermeture du canal a peu d'effet sur la température en surface puisqu'elle est contrainte au rappel de température appliqué. Par contre, la fermeture du canal influence la circulation barotrope. Lorsque le canal est ouvert, il y a un fort courant vers l'est dans l'hémisphère sud comme il n'y a pas de frontière dans la direction est-ouest. Les vents causent un pompage d'Ekman qui entraîne les isopycnes vers la surface. Ce mécanisme est atténué par le mélange isopycnal créé par les tourbillons (paramétré par le schéma de Gent McWilliams). L'équilibre qui résulte de la compétition entre le pompage d'Ekman et celui des tourbillons explique l'inclinaison des isopycnes (illustrés par les contours de température à la figure 15), qui est associé par la relation de vent thermique (géostrophie) à un important transport circumpolaire dans le canal. Lorsque le canal est fermé, ce transport est proscrit. La pente des courbes isopycnales ainsi que la stratification profonde sous 1000 m de profondeur est alors réduite considérablement. Le fort transport vers l'est dans l'hémisphère sud est remplacé par une gyre similaire à l'hémisphère nord. On remarque aussi que la fermeture du canal ne modifie pas l'intensité des gyres dans l'hémisphère nord. C'est pour cette raison que la figure 14

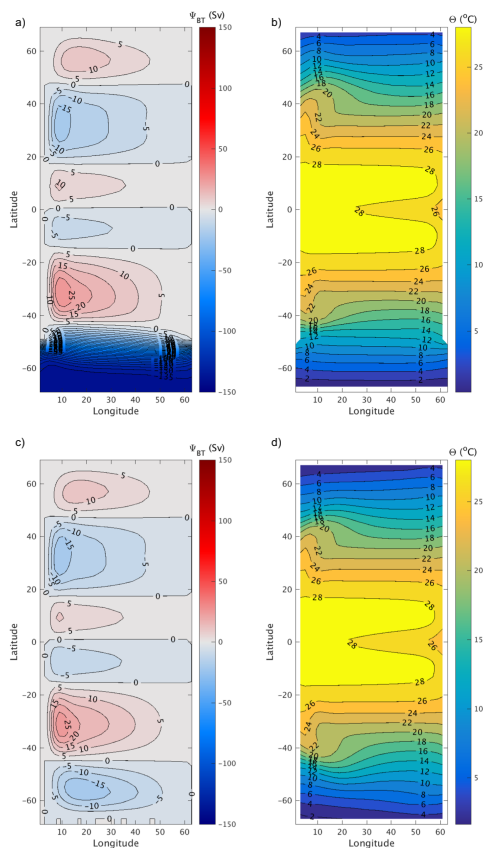


Figure 13: Fonction de courant barotrope (a,c) et température à la surface (b,d) pour $\tau = 0.1$ N/m^2 dans les configurations avec un canal ouvert (haut) et fermé (bas)

présente seulement l'effet du vent sur la circulation barotrope dans l'hémisphère nord pour le cas avec un canal ouvert. On observe que plus l'intensité du vent au nord augmente, plus l'intensité des gyres sous-polaire (rouge) et sous-tropicale (bleu) augmente.

La figure 15 illustre l'effet de la fermeture du canal sur la stratification et sur la circulation méridionale océanique à l'équilibre pour le cas de référence ($\tau = 0.1$ N/m^2). Lorsque le canal est ouvert (figure 15, gauche), la cellule supérieure (en rouge) couvre les deux hémisphères et les eaux remontent adiabatiquement vers la surface de l'océan dans le canal en suivant les lignes de température constante. Lorsque le canal est fermé (figure 15, droite), les isopycnes ne sont plus inclinées vers la surface du canal, empêchant le transport adia-

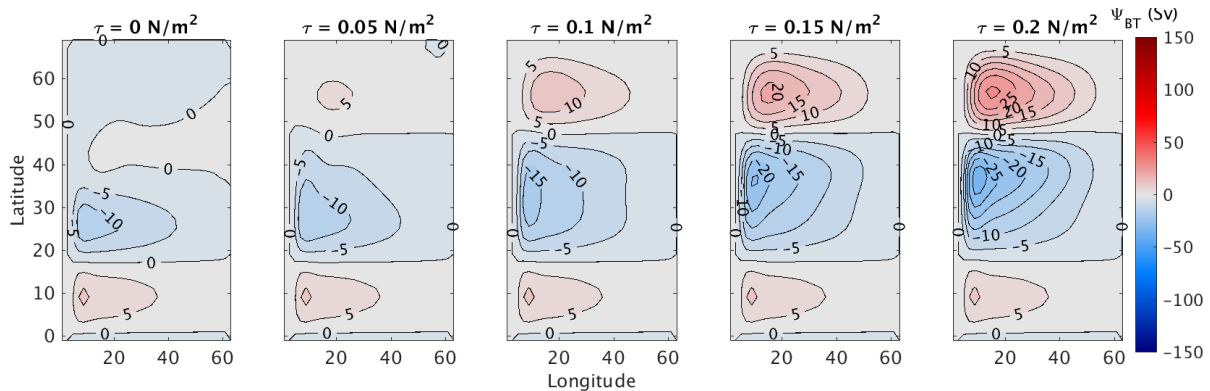


Figure 14: Fonction de courant barotrope dans l'hémisphère nord en fonction du vent

batique interhémisphérique. On observe alors deux cellules fermées par la diffusion. Il est à noter que l'assymétrie entre les deux cellules n'est pas causée par la fermeture du canal, mais plutôt par l'assymétrie du profil de rappel de température à la surface (figure 10). La température étant plus froide au sud qu'au nord, les eaux plongent plus profondément au sud et la cellule inférieure est plus profonde que la cellule supérieure.

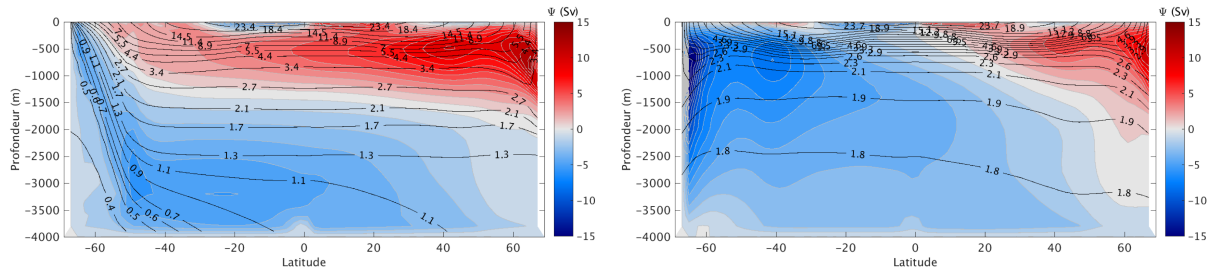


Figure 15: Circulation résiduelle à l'équilibre pour $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$ dans la configuration avec un canal ouvert (gauche) et un canal fermé (droite) avec les contours de température ($^{\circ}\text{C}$) en noir

La figure 16 illustre l'effet du vent sur le transport de la cellule supérieure dans l'hémisphère nord et sur les 2 000 premiers mètres. On remarque qu'en augmentant l'intensité du vent au nord, un maximum local se forme autour de 40°N à environ 500 m de profondeur et que son amplitude augmente avec l'intensité du vent. De plus, dans le cas avec un canal fermé, on remarque aussi que plus le vent augmente, plus la cellule supérieure est confinée au nord, laissant davantage de place à la cellule inférieure.

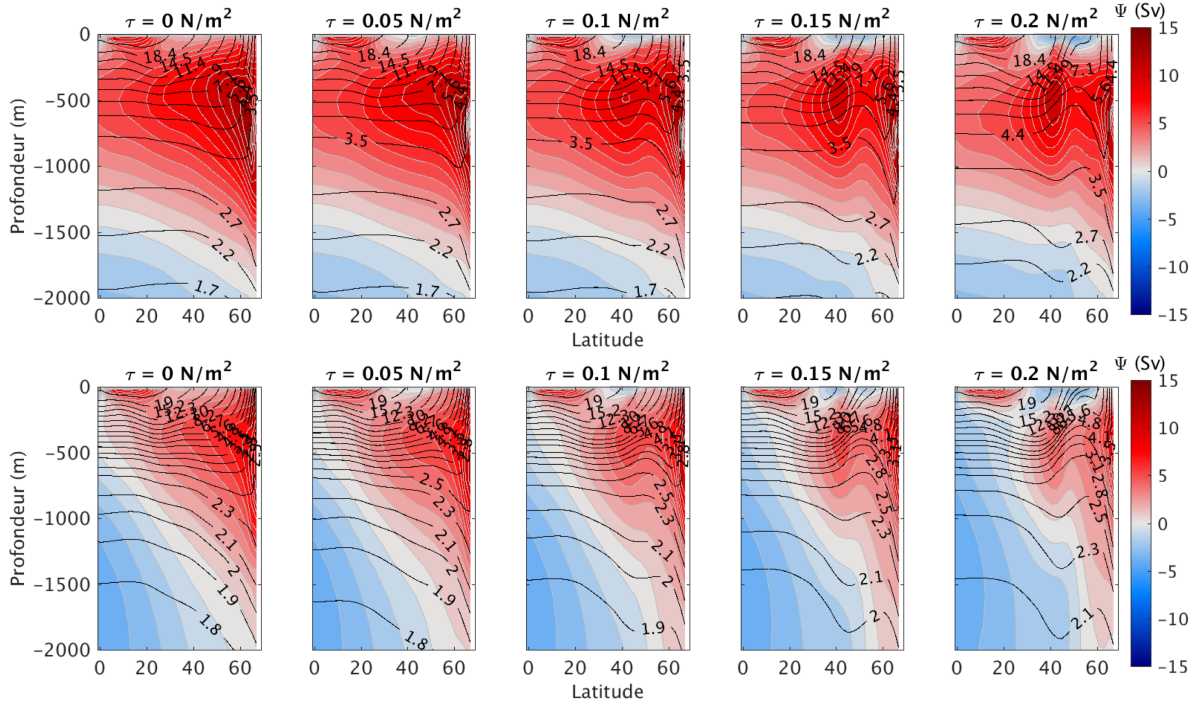


Figure 16: Circulation résiduelle sur les 2 000 premiers mètres dans l'hémisphère nord en fonction du vent dans la configuration avec un canal ouvert (haut) et un canal fermé (bas) avec les contours de température ($^{\circ}\text{C}$) en noir

Afin d'expliquer le maximum local créé dans la cellule supérieure, il est important de rappeler les mécanismes expliquant l'intensité de la cellule supérieure au nord du bassin. [Nikurashin and Vallis \(2012\)](#) suggèrent que l'intensité de la cellule supérieure, ψ , est liée au gradient méridional de densité entre le nord du bassin et l'intérieur du bassin (au sud) via une relation de vent thermique:

$$\partial_{zz}\psi(z) = \frac{g}{\rho_0 f}(\rho_{basin}(z) - \rho_{north}(z)), \quad (6)$$

où g est la gravité, ρ_0 est une densité de référence et f est la valeur du paramètre de Coriolis à la latitude où ψ est calculée. ρ_{basin} est la densité à l'intérieur du bassin et ρ_{north} est la densité au nord. L'hypothèse implicite dans cette relation est que le courant est-ouest résultant du vent thermique produit par le gradient nord-sud de densité est directement relié au courant nord-

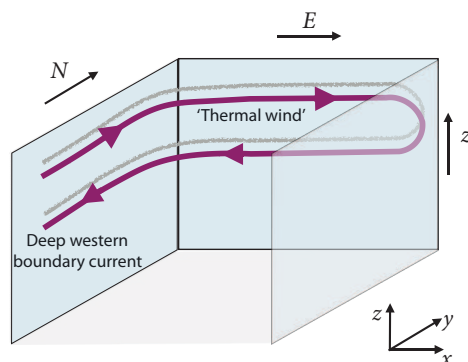


Figure 17: Lien entre le vent thermique au nord et la circulation méridionale (Figure tirée de Vallis (2006)).

sud par continuité le long du mur ouest du bassin (voir figure 17). L'équation 6 explique donc plus précisément la circulation zonale au nord du bassin. Par contre, elle décrit indirectement la circulation méridionale avec une acuité surprenante (Jansen et al., 2018). De retour à la dépendance en fonction du vent de la figure 16, on peut voir que le maximum local de ψ est associé à une augmentation locale du gradient méridional de densité à 40°N , ce qui est cohérent avec l'équation 6. Cette augmentation du gradient de densité résulte d'un pompage d'Ekman accru localement au-dessus de la gyre sous-polaire. Comme nous allons le voir ci-dessous, dans un contexte de réchauffement global, cette augmentation locale du gradient méridional de densité est liée au ralentissement du réchauffement au nord et peut même créer un refroidissement en surface.

La figure 18 illustre l'effet du vent sur le transport maximal de la cellule supérieure de la MOC. Il est à noter qu'étant donné que la cellule supérieure ne couvre pas l'hémisphère sud dans la configuration avec le canal fermé (figure 18, droite), le transport maximal présenté correspond au transport maximal de la cellule inférieure et est donc négatif. On observe dans les deux configurations, le maximum local à environ 40°N décrit précédemment ainsi qu'un minimum local autour de 50°N . De plus, dans la configuration avec un canal fermé, on

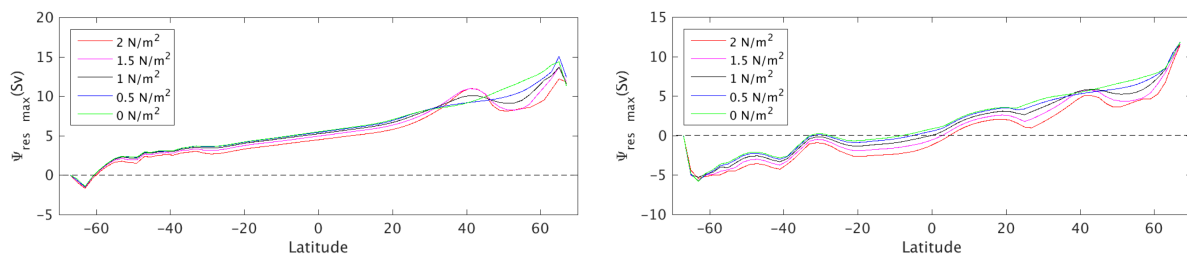


Figure 18: Transport maximal de la cellule supérieure de la MOC en fonction de la latitude et du vent pour le cas avec un canal ouvert (gauche) et un canal fermé (droite)

observe aussi la formation d'un minimum local à environ 25°N qui s'intensifie avec le vent. Ce minimum est attribué à la cellule inférieure qui s'étend davantage vers le nord au fur et à mesure que l'intensité du vent augmente (figure 16, bas).

On remarque aussi que dans la configuration avec un canal ouvert, le transport est majoritairement positif et donc orienté vers le pôle nord tandis que dans le cas avec un canal fermé, le transport est orienté vers le pôle sud dans l'hémisphère sud et vers le pôle nord dans l'hémisphère nord. Ainsi, en comparant la figure 18 avec la figure 11.27 de [Marshall and Plumb \(2007\)](#) qui présente le transport de chaleur dans chacun des bassins océaniques, on s'aperçoit que le cas avec un canal ouvert s'apparente bien à l'Atlantique, où l'on observe une cellule supérieure, alors que le cas avec un canal fermé s'apparente au Pacifique, où l'on n'observe pas de cellule supérieure.

La discussion ci-dessus présente la circulation et la stratification dans un contexte d'équilibre à très long terme. On s'intéresse maintenant à la solution transitoire liée à l'absorption de chaleur du réchauffement global de l'atmosphère. Les figures 19 et 20 illustrent respectivement l'anomalie de température à la surface de l'océan et en profondeur (moyenne zonale), 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de 4 W/m^2 . La structure globale du réchauffement est étroitement liée à la structure de la thermocline (comparer les figures 15 et 20). Dans la configuration avec le canal ouvert, on observe une atténuation du réchauffement dans l'océan Austral qui ne varie pas lorsque l'amplitude du vent dans

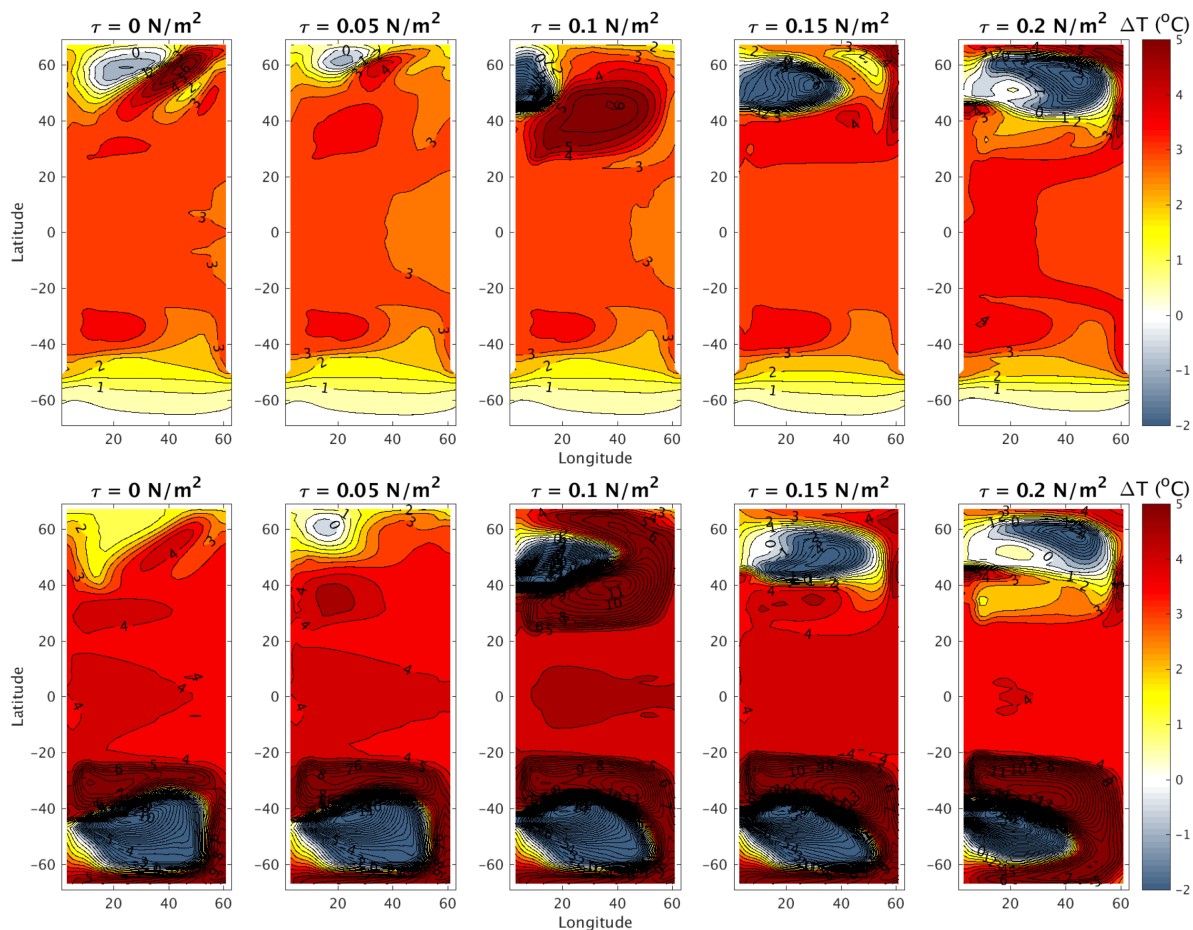


Figure 19: Anomalie de température en surface 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur de 4 W/m^2 en fonction du vent pour les cas avec un canal ouvert (haut) et fermé (bas)

l'hémisphère nord est modifié. Cette atténuation est due au upwelling d'eau profonde le long de la cellule inférieure qui n'a tout simplement pas encore été réchauffée. Lorsque les eaux profondes se seront réchauffées, le réchauffement de l'océan Austral s'amplifiera (Armour et al., 2016). Dans l'hémisphère nord, l'absorption de chaleur est localement modulée par l'intensité du vent. Pour une gamme de vent supérieure à 0.1 N/m^2 une importante zone de refroidissement est observée sur la gyre sous-polaire et se propage sur une profondeur d'environ 500 m. En étudiant l'anomalie de température en fonction de la profondeur (figure 20), on remarque un minimum de réchauffement qui semble coïncider avec le minimum local observé précédemment dans la circulation méridionale. De plus, même si le refroidisse-

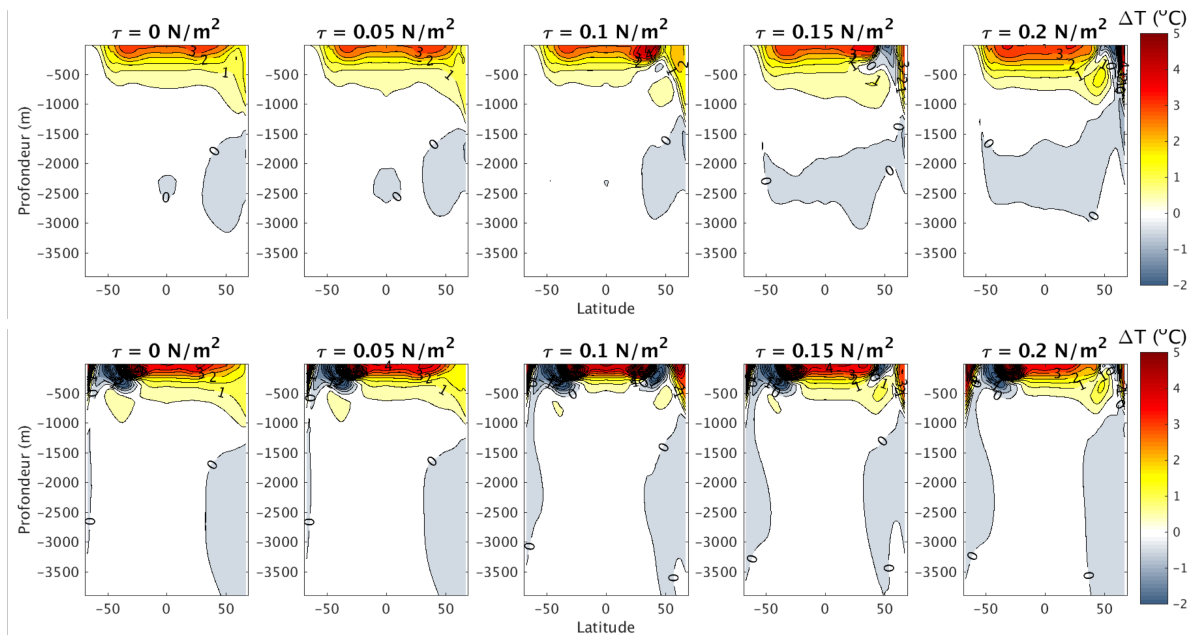


Figure 20: Anomalie de température en profondeur 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur de 4 W/m^2 en fonction du vent pour les cas avec un canal ouvert (haut) et fermé (bas)

ment est plus fort avec l'augmentation du vent, le réchauffement à l'extrême nord est aussi amplifié par l'augmentation du vent, ce qui suggère une redistribution de la chaleur plutôt qu'une diminution totale de l'absorption de chaleur.

Dans l'hémisphère sud, la fermeture du canal a un effet important sur l'absorption de chaleur dans l'hémisphère sud. Le remplacement du courant circumpolaire par une gyre fait apparaître une zone de refroidissement ayant une structure spatiale similaire à celle observée dans l'hémisphère nord. Dans l'hémisphère nord, la structure spatiale et l'influence du vent sur la zone de refroidissement sont similaires à celles du canal ouvert. Il est donc possible de conclure que l'effet du vent sur la zone de refroidissement semble local et que celle-ci ne dépend pas d'une connexion interhémisphérique de la circulation.

Le cas $\tau = 0.15 \text{ N/m}^2$ est un cas particulièrement intéressant. Le forçage de vent est presque symétrique alors que le forçage de température, et donc de densité, est asymétrique (figure 10). Il en résulte une circulation asymétrique favorisant la cellule de circulation faisant

surface dans l'hémisphère sud (voir le panneaux de droite de la figure 15). L'eau qui remonte dans la gyre sous-polaire de l'hémisphère nord est moins dense et provient de profondeurs moins élevées que celle qui remonte dans l'hémisphère sud. La figure 20 montre que l'absorption de chaleur et l'amplitude du refroidissement dépendent de ces paramètres.

Dans le but d'étudier le lien entre le changement de circulation et la structure spatiale de l'absorption de chaleur, les figures 21 et 22 montrent l'anomalie de température moyennée dans les 500 premiers mètres après 100 ans en fonction de la latitude comparée à la variation de Ψ_{res} maximal dans les configurations avec canal ouvert et fermé.

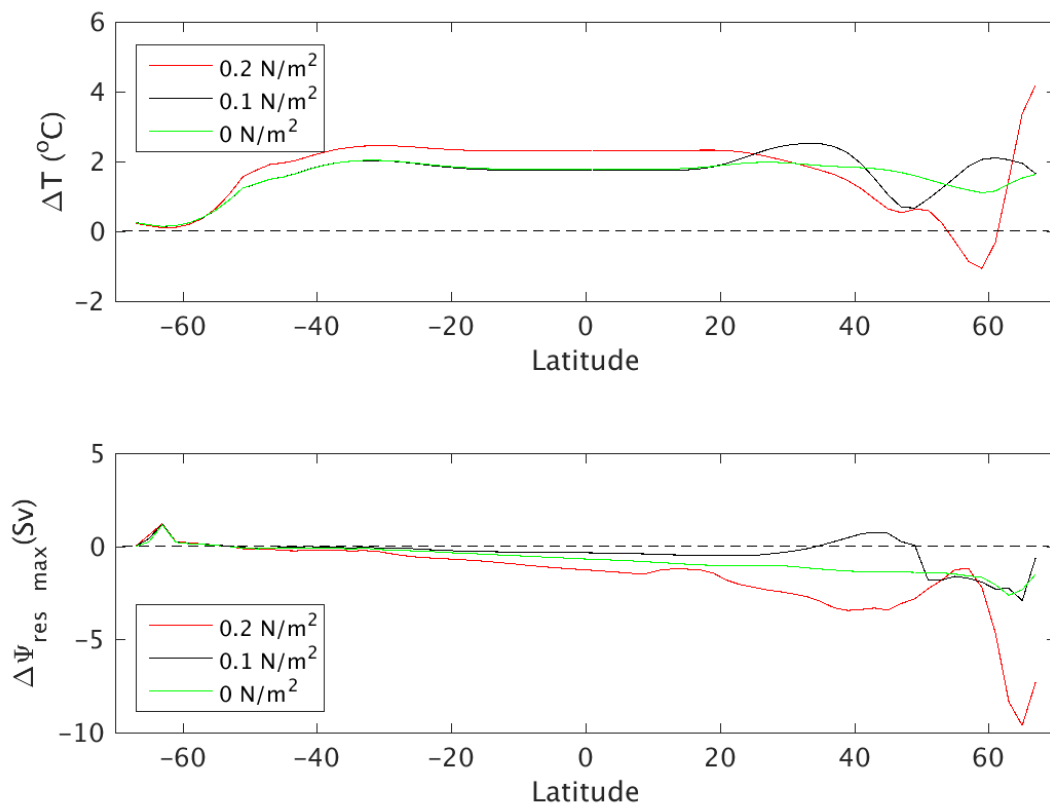


Figure 21: Anomalie de température moyennée dans les 500 premiers mètres (haut) et anomalie de transport résiduel maximal (bas) en fonction de la latitude 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur en surface de 4 W/m^2 dans la configuration avec canal ouvert

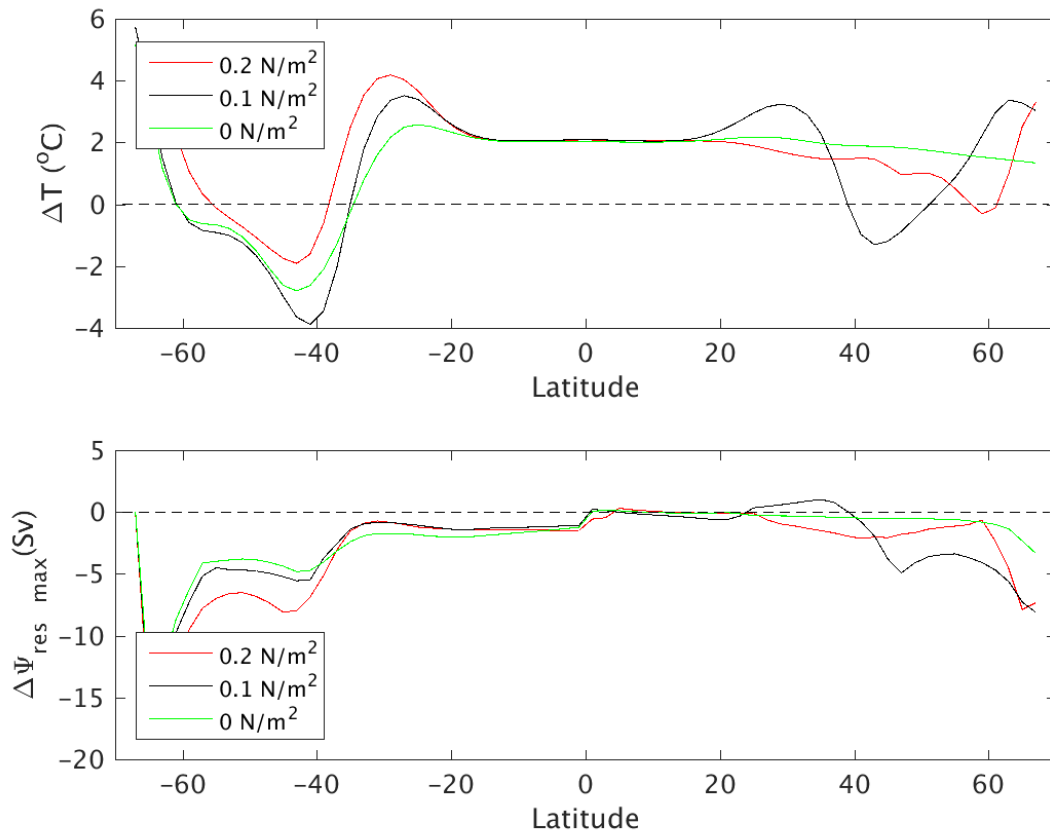


Figure 22: Anomalie de température moyennée dans les 500 premiers mètres (haut) et anomalie de transport résiduel maximal (bas) en fonction de la latitude 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur en surface de 4 W/m^2 dans la configuration avec canal fermé

Dans le cas avec un canal ouvert, dans l'hémisphère sud, il n'y a pas de relation apparente entre l'anomalie de température et le changement de circulation. Par contre, dans l'hémisphère nord, on observe des changements importants dans la circulation qui sont influencés par l'intensité du vent et qui montrent une légère corrélation avec l'anomalie de température locale. Lorsqu'il n'y a pas de vent dans l'hémisphère nord (courbe verte), les minimum et maximum locaux de transport au nord sont à peine perceptibles et l'absorption de chaleur est presque uniforme. Par contre, lorsque l'intensité du vent au nord est grande (courbe rouge), le ralentissement devient plus important par rapport au cas où il n'y a pas de

vent, ce qui semble expliquer en partie l'écart entre les courbes rouge et verte dans l'anomalie de température entre 40°S et 30 °N. Au-delà de 30°N, on observe un réchauffement retardé, car, en ralentissant, la circulation méridionale océanique amène moins de chaleur vers le nord qu'elle en amenait à l'équilibre. Le cas avec un canal fermé semble cohérent avec le cas avec un canal ouvert. La diminution importante de la circulation dans l'hémisphère sud est associée à un minimum dans l'absorption de chaleur. Par contre ce mécanisme ne permet pas d'expliquer l'existence d'un refroidissement dans les 500 premiers mètres.

Les anomalies de température résultant de l'expérience où la température de rappel à la surface de l'océan a été augmentée de 4°C sont présentées à l'annexe I. La structure spatiale de l'absorption de chaleur est relativement similaire à celle observée dans les expériences réchauffées en augmentant les flux de chaleur de 4W/m², hormis les zones de refroidissement qui sont moins intenses. Dans les expériences +4°C, le système est moins libre que dans les expériences +4 W/m² puisque l'on contraint la température en surface plutôt que les flux de chaleur. Le refroidissement est donc observé plus tôt dans les expériences +4°C, mais il s'estompe avec le temps puisque les flux de chaleur sont plus importants au début, en raison du nouveau rappel de température, puis ils diminuent avec le temps alors que dans les expériences +4 W/m², les flux de chaleur augmentent graduellement. Les expériences +4 W/m² sont préférées aux expériences +4°C, puisqu'elles représentent mieux l'interaction avec l'atmosphère.

3.1.1 Atlantique vs Pacifique

La fermeture du canal avait comme objectif de couper la connexion interhémisphérique de la cellule supérieure. Par contre, la partie diffusive de la circulation n'est pas affectée par cet effet. Afin de faire varier l'intensité de la cellule supérieure de façon continue et d'étudier son effet sur l'absorption de chaleur, une autre série d'expériences a été réalisée à partir de la configuration avec un canal ouvert. Dans ces expériences, la température au nord a été graduellement augmentée. La figure 23 illustre l'effet de l'augmentation de la température au nord sur la circulation résiduelle à l'équilibre. On remarque que plus la température au nord est élevée, plus la cellule supérieure diminue de manière à passer d'un cas Atlantique vers un cas Pacifique où il n'y a pas de cellule supérieure.

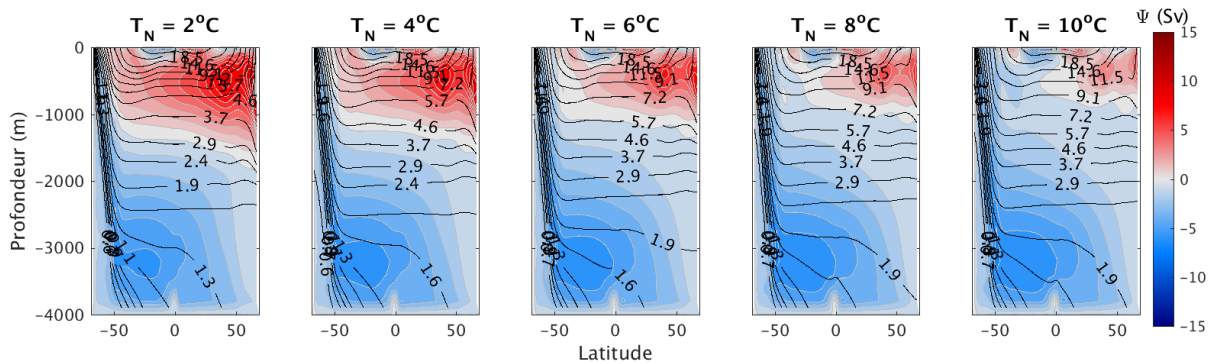


Figure 23: Circulation résiduelle en fonction de la température au nord pour $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$

Les figures 24 et 25 illustrent respectivement l'anomalie de température en surface et en profondeur pour quelques cas de vents et de rappel de température en se concentrant sur l'hémisphère nord uniquement. On remarque que lorsque la température au nord est faible, donc lorsque la cellule supérieure est forte, on observe une zone de refroidissement qui varie aussi en fonction de l'amplitude du vent et donc des gyres. Lorsqu'on augmente la température au nord et donc que l'intensité de la cellule supérieure diminue, la zone de refroidissement diminue, mais l'influence des gyres est toujours présente.

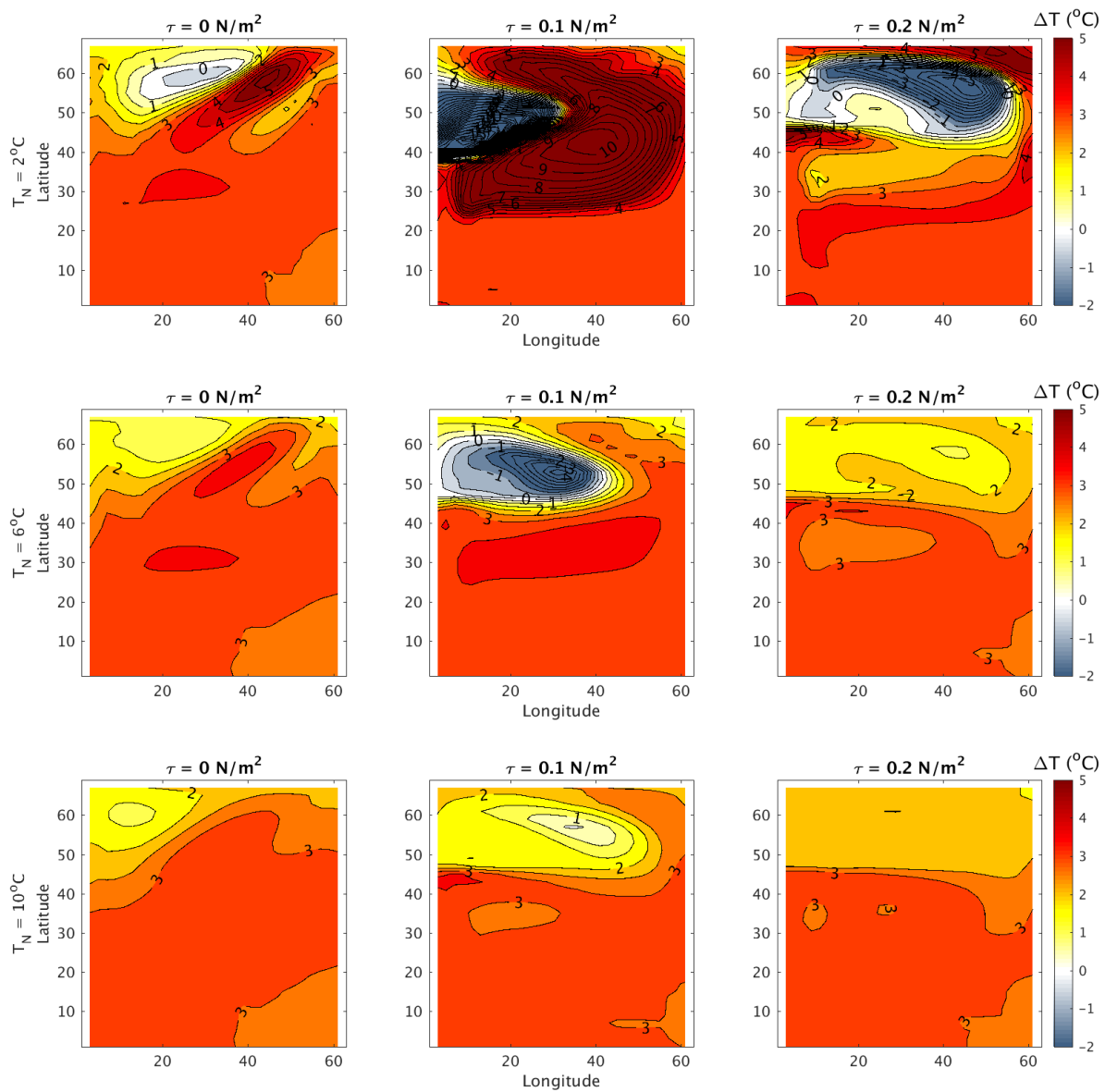


Figure 24: Anomalie de température en surface dans l'hémisphère nord 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur de 4 W/m^2 en fonction du vent et de la température au nord

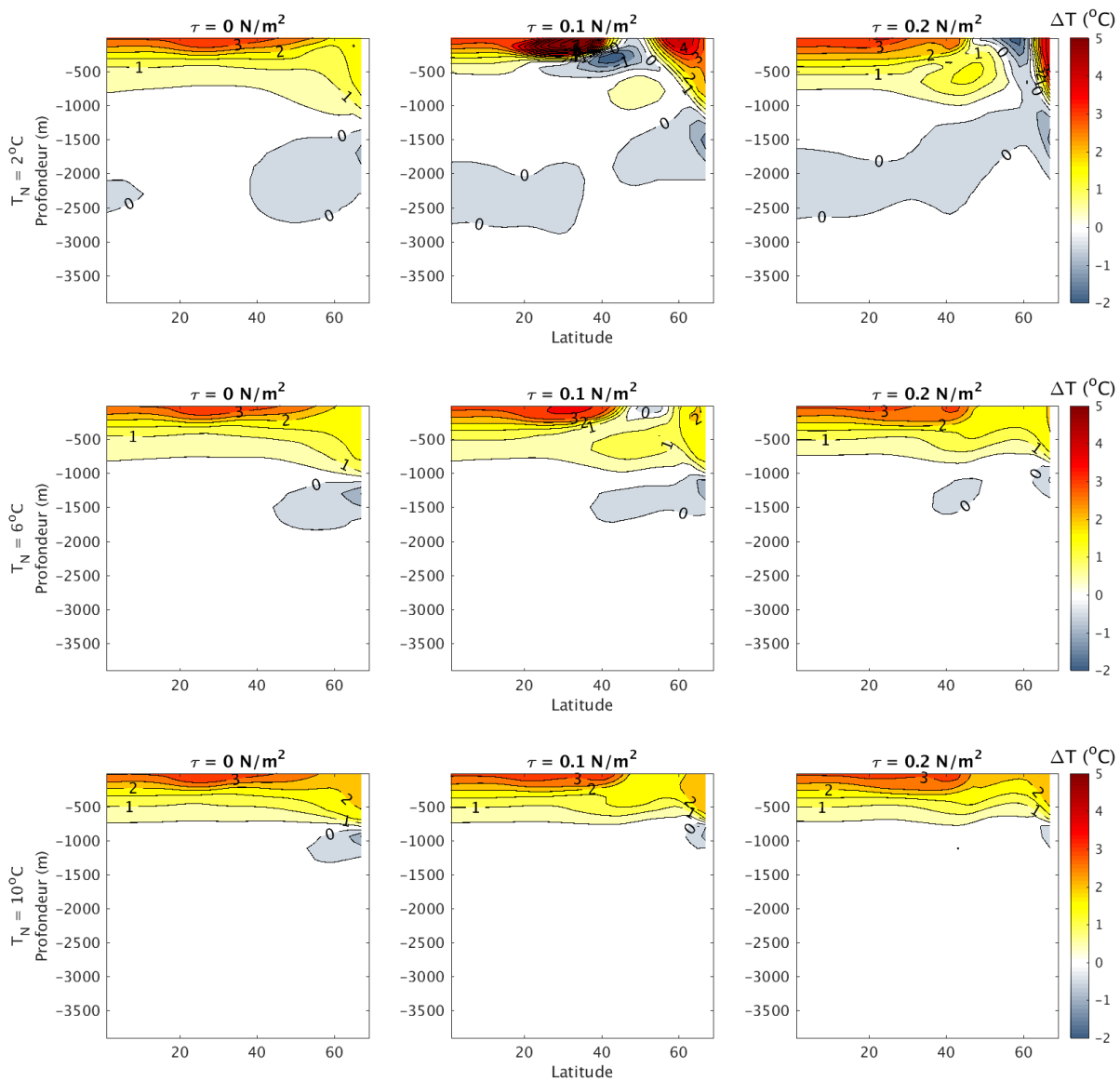


Figure 25: Anomalie de température en profondeur dans l'hémisphère nord 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur de 4 W/m^2 en fonction du vent et de la température au nord

Cette série d'expériences réalisées à partir d'une grille sphérique permet de conclure que la zone de refroidissement au nord dépend principalement de deux paramètres: (i) le gradient méridional de densité en surface, qui détermine l'intensité de la cellule supérieure et la profondeur de la thermocline, et (ii) l'intensité du vent, qui modifie localement ce gradient par un pompage d'Ekman. Afin d'isoler l'influence de ces deux paramètres, les expériences de la prochaine section sont réalisées à partir d'une configuration encore plus simple que celle de la grille sphérique, soit à partir d'une grille cartésienne.

3.2 Double gyre sur une grille cartésienne

En plus de simplifier considérablement le problème, cette configuration nous permet d'augmenter la résolution et d'éliminer la paramétrisation des tourbillons du schéma de Gent-McWilliams et de résoudre explicitement l'effet des tourbillons géostrophiques sur les résultats obtenus précédemment. Afin d'étudier l'influence de la cellule supérieure sur la zone de réchauffement moindre, deux méthodes sont utilisées pour contrôler sa profondeur et son intensité. La première méthode consiste à faire varier la diffusion verticale. Cette méthode a l'avantage de laisser davantage de liberté au système, mais devient irréaliste pour les cas de grande diffusion. La deuxième méthode, quant à elle, consiste à modifier la température de rappel au nord et à ajouter un rappel de température sur la profondeur à la frontière sud du domaine. Cette méthode est plus réaliste et conserve le caractère adiabatique de la cellule supérieure de la MOC. Par contre, elle enlève un degré de liberté au système puisque la stratification est contrainte au profil vertical de rappel de température au sud du domaine.

La figure 26 illustre le transport barotrope ainsi que la température de surface à l'équilibre pour les deux méthodes utilisées pour contrôler la profondeur de la thermocline. Dans les expériences où l'on fait varier la diffusion, le cas de référence correspond à $\kappa = 6 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ alors que dans les expériences où l'on fait varier la température de rappel au nord, le cas de référence correspond à une température de 2°C au nord. Ces cas de référence reproduisent bien les champs observés dans la configuration avec une grille sphérique entre

30°N et 70°N. Par contre, la température à la surface de l'océan est légèrement différente dans les expériences où l'on varie la température au nord (figure 26d) puisque le profil varie linéairement de 20°C au sud à 2°C au nord plutôt que de 23°C à 1°C.

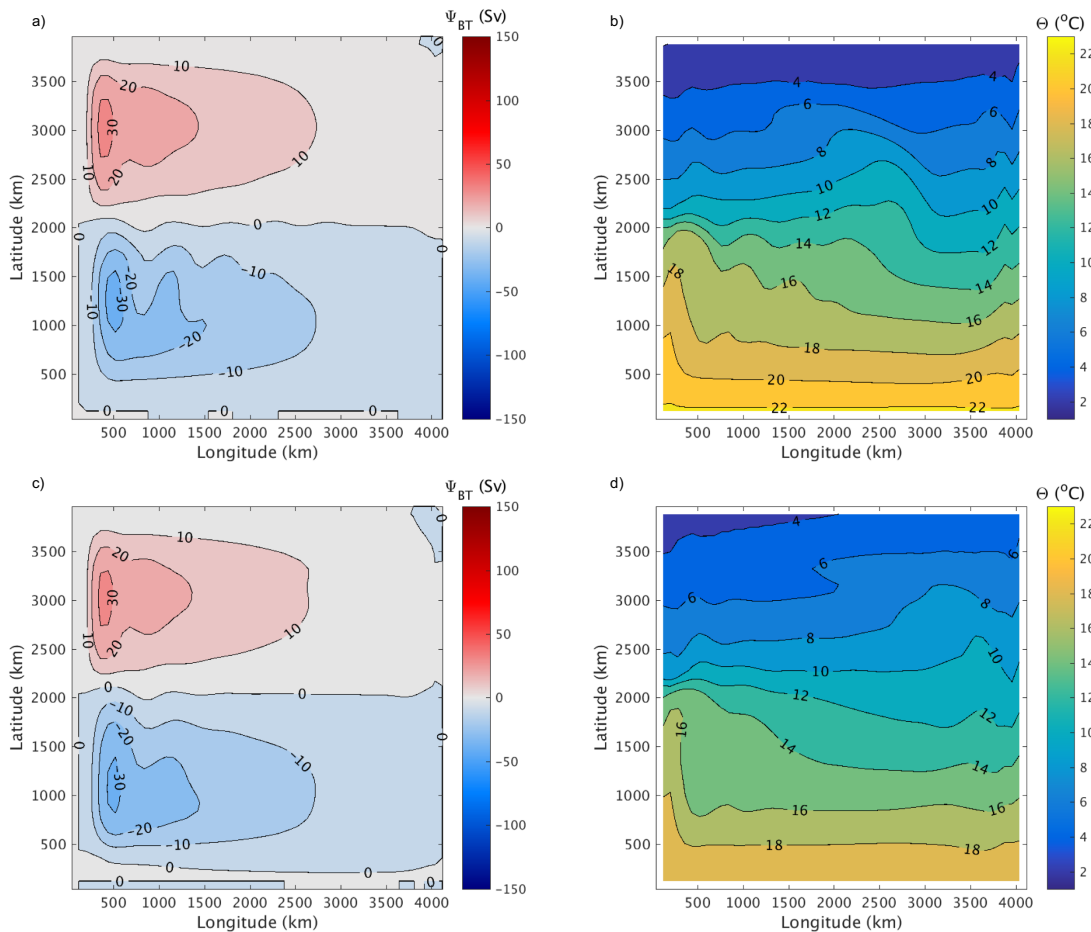


Figure 26: Fonction de courant barotrope (a,c) et température à la surface (b,d) à l'équilibre pour $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$ pour les cas de référence $\kappa = 6 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (haut) et $\Delta T_{N-S} = 18^\circ\text{C}$ (bas)

La figure 27 illustre la circulation résiduelle et la stratification à l'équilibre dans les deux types d'expériences. Le cas de référence des expériences où l'on fait varier la diffusion (gauche) présente une cellule supérieure diffusive comme dans les expériences en grille sphérique avec un canal fermé. Le cas de référence des expériences où l'on fait varier le rappel de température en surface (droite) présente une cellule supérieure adiabatique atteignant

une profondeur d'environ 1 500 m comme dans les expériences en grille sphérique avec un canal ouvert.

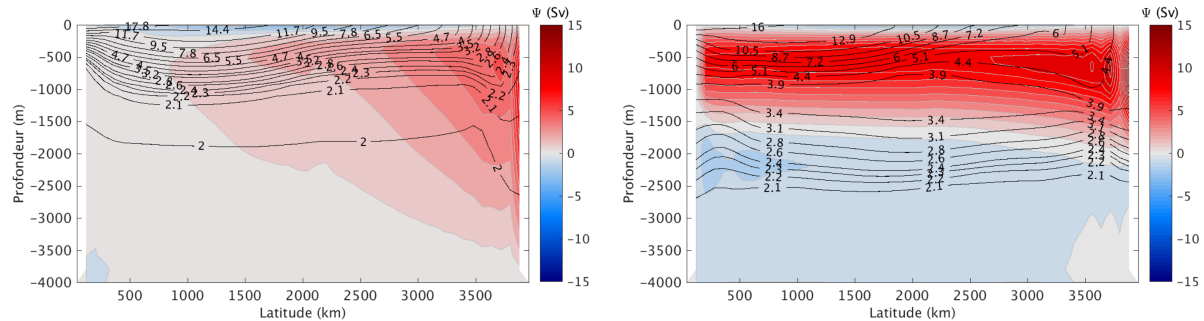


Figure 27: Circulation résiduelle à l'équilibre pour $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$ et pour $\kappa = 6 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (gauche) et $\Delta T_{N-S} = 18^\circ\text{C}$ (droite)

La figure 28 (haut) illustre l'effet de la variation de la diffusion sur la circulation résiduelle et sur la stratification à l'équilibre pour le cas de vent $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$. La diffusion contrôle la profondeur de la thermocline et l'intensité de la cellule supérieure. La figure du bas présente l'effet de la variation du profil latitudinal de température de surface. On remarque que plus la différence de température entre le nord et le sud est faible, plus la cellule supérieure diminue.

Les figures 29 et 30 illustrent respectivement l'anomalie de température en surface et en profondeur pour les expériences où l'on fait varier la diffusion pour quelques cas de diffusion et de vents. En regardant l'anomalie de température en profondeur, on remarque que plus la diffusion augmente, donc plus la thermocline est profonde, plus l'absorption de chaleur est profonde aussi. De plus, les anomalies de température en surface et en profondeur montrent que lorsque la diffusion est forte, donc lorsque la cellule supérieure est grande, on observe une zone de refroidissement plus importante qui diminue lorsque la diffusion diminue. On remarque également que cette zone de refroidissement varie en fonction du vent pour une même diffusion. L'existence d'un refroidissement dépend d'une façon très complexe du pompage d'Ekman.

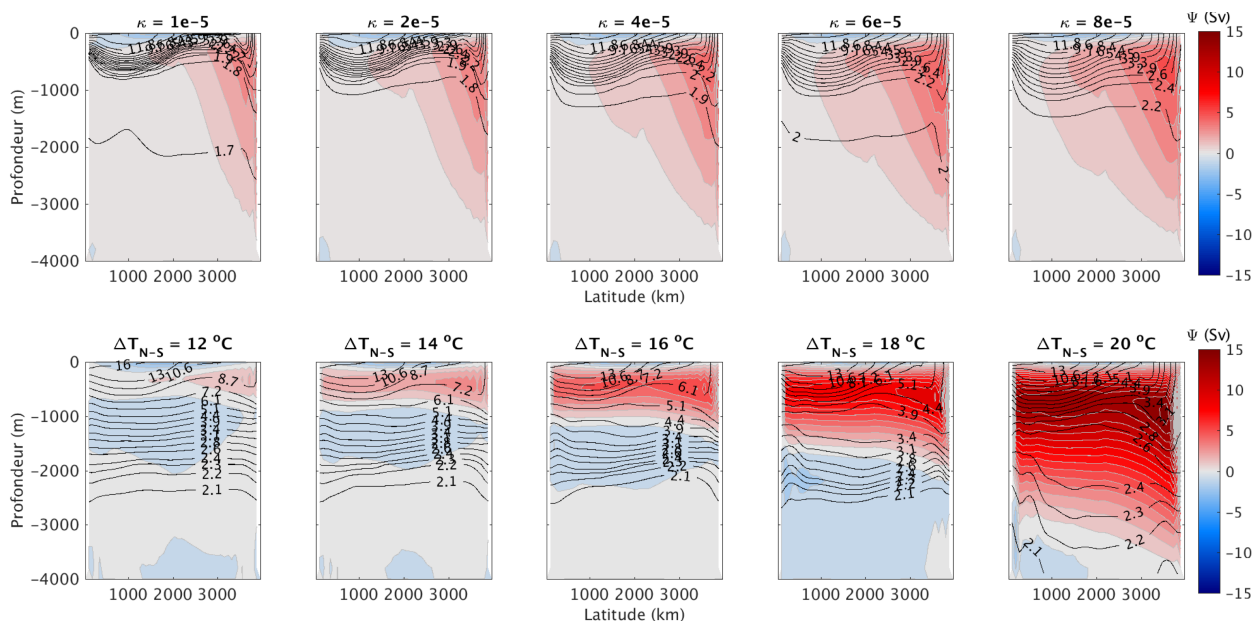


Figure 28: Circulation résiduelle pour $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$ en fonction de la diffusion (haut) et de la différence de température entre le nord et le sud (bas)

Les anomalies de température des expériences où l'on fait varier la température de rappel au nord sont présentées, pour quelques cas de rappel et de vents, aux figures 31 et 32. On remarque que plus la différence de température entre le nord et le sud est faible, donc plus la cellule supérieure est faible, moins il y a de refroidissement en surface et plus la chaleur se propage en profondeur. On remarque également que pour une même différence de température entre le nord et le sud, la zone de refroidissement varie en fonction du vent.

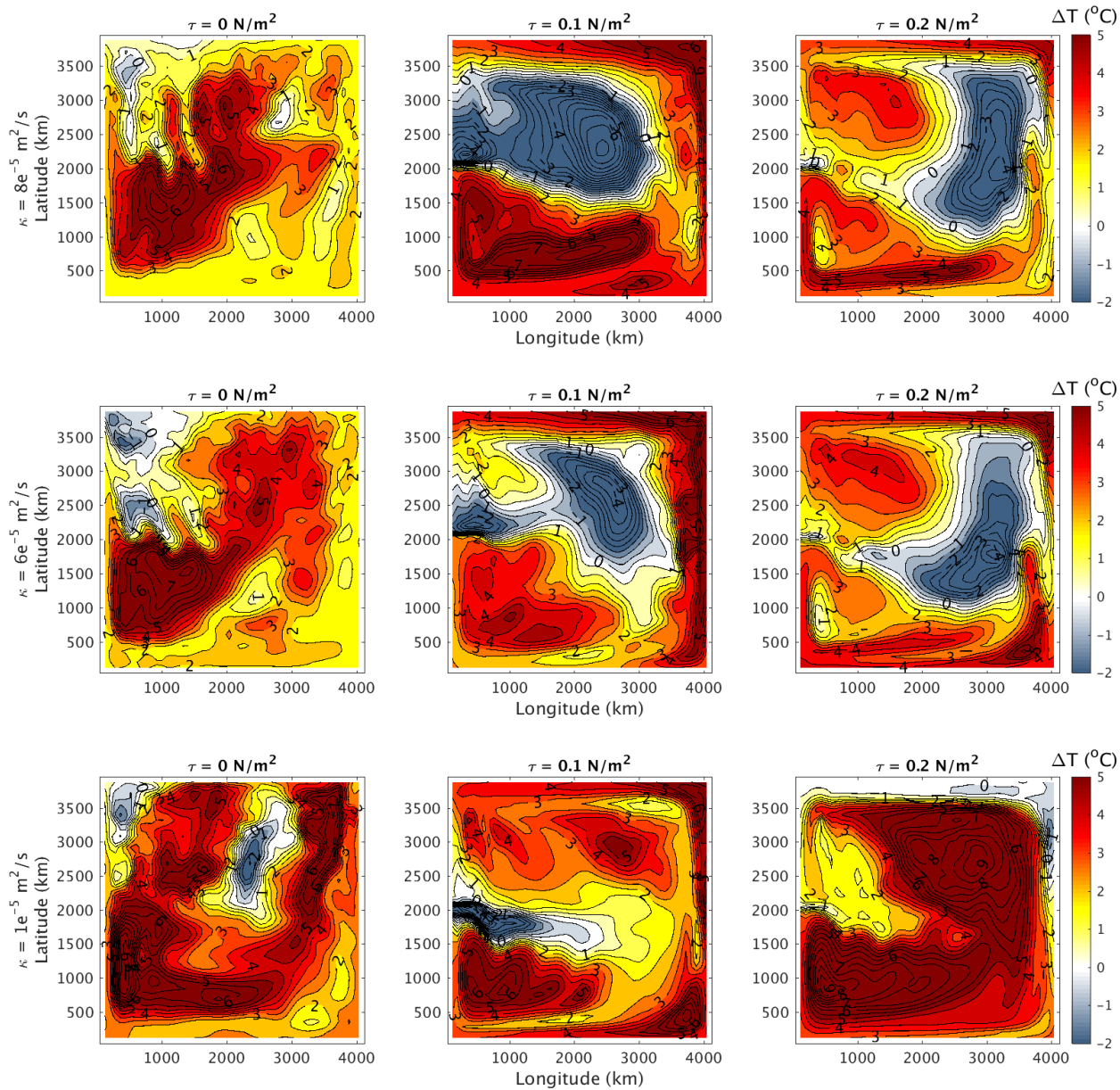


Figure 29: Anomalie de température en surface 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4 W/m^2 pour quelques cas de vents et de diffusion

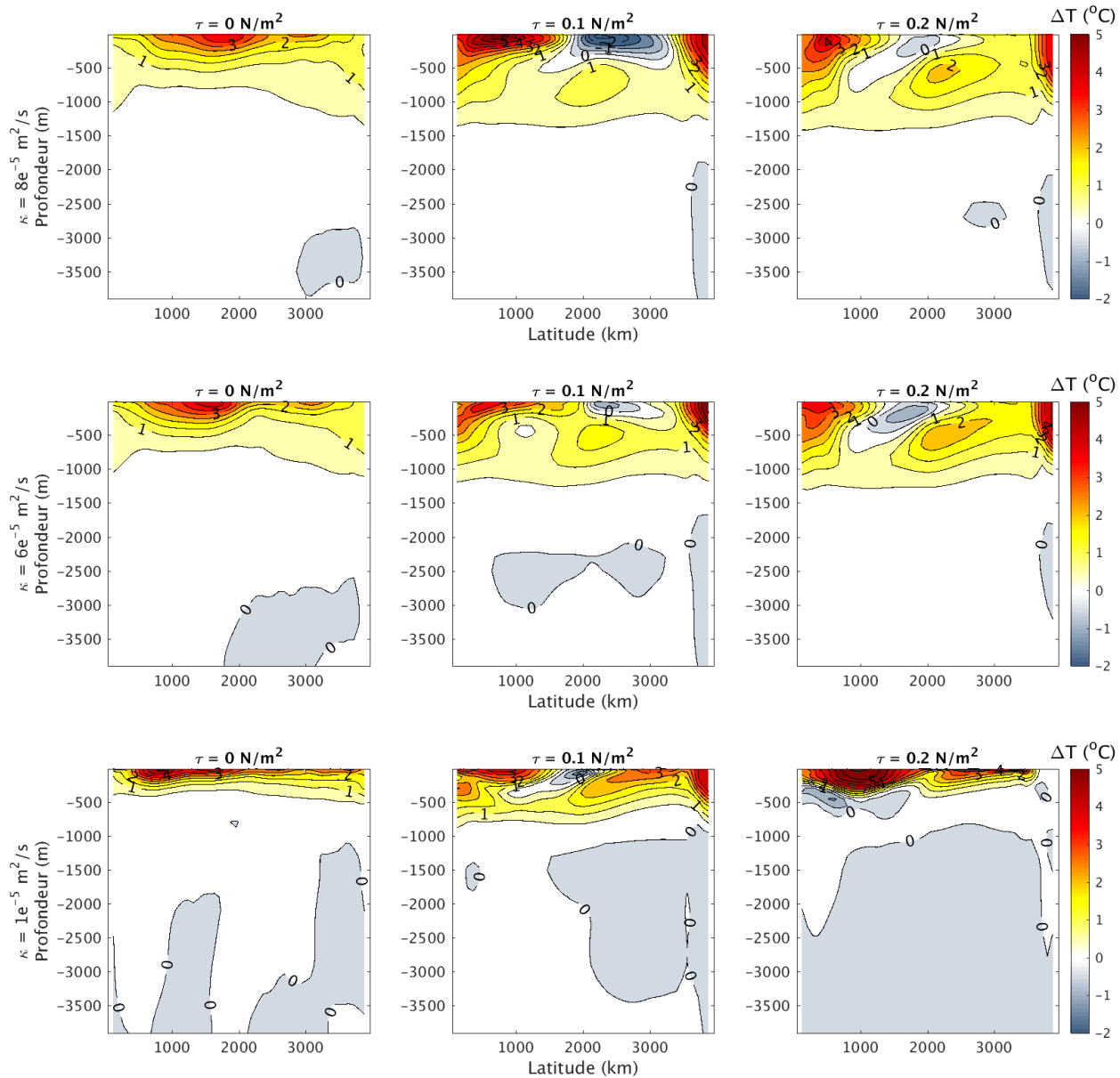


Figure 30: Anomalie de température en profondeur 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4 W/m^2 pour quelques cas de vents et de diffusion

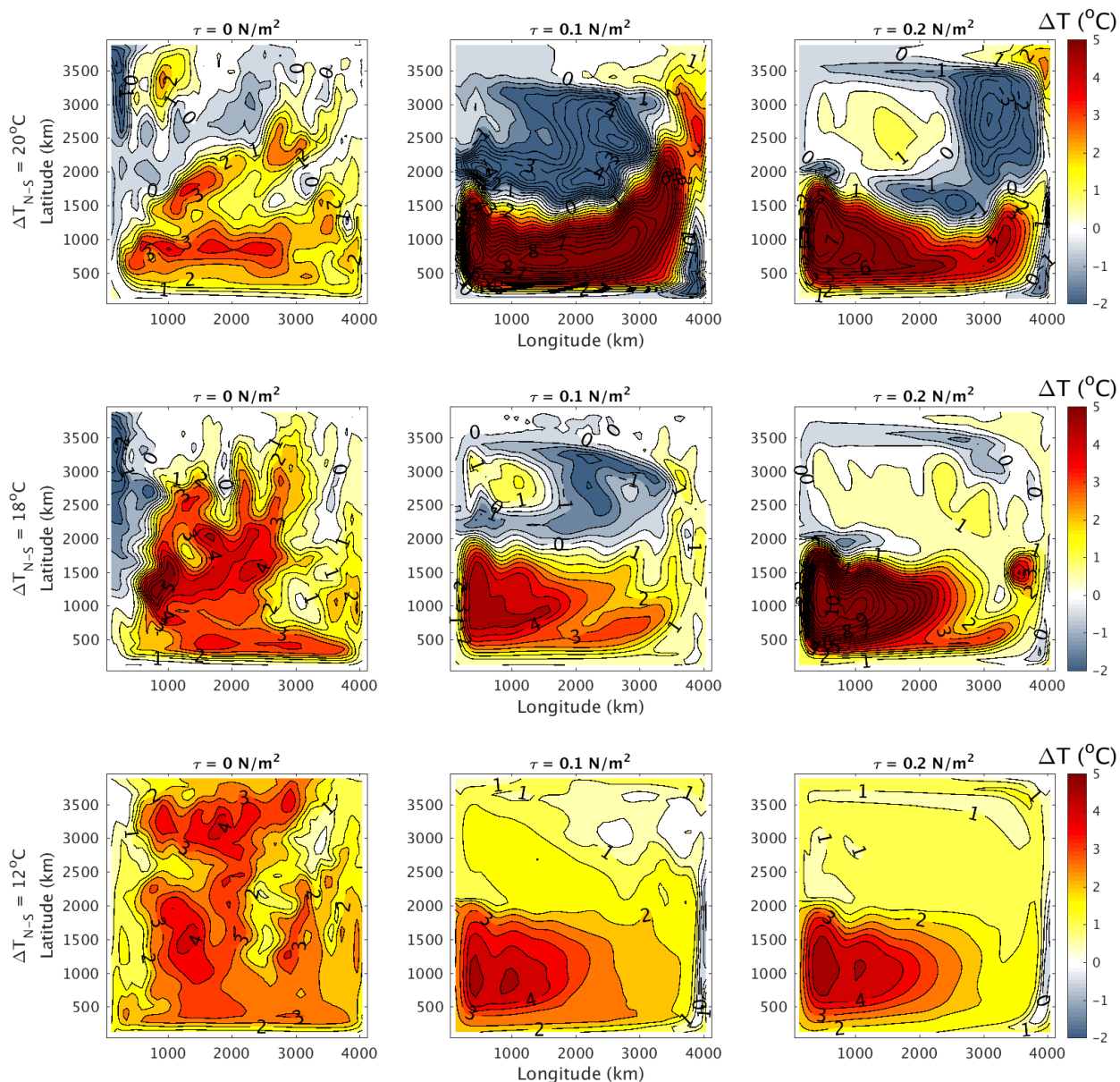


Figure 31: Anomalie de température en surface 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4 W/m^2 pour quelques cas de vents et de différences de température entre le nord et le sud

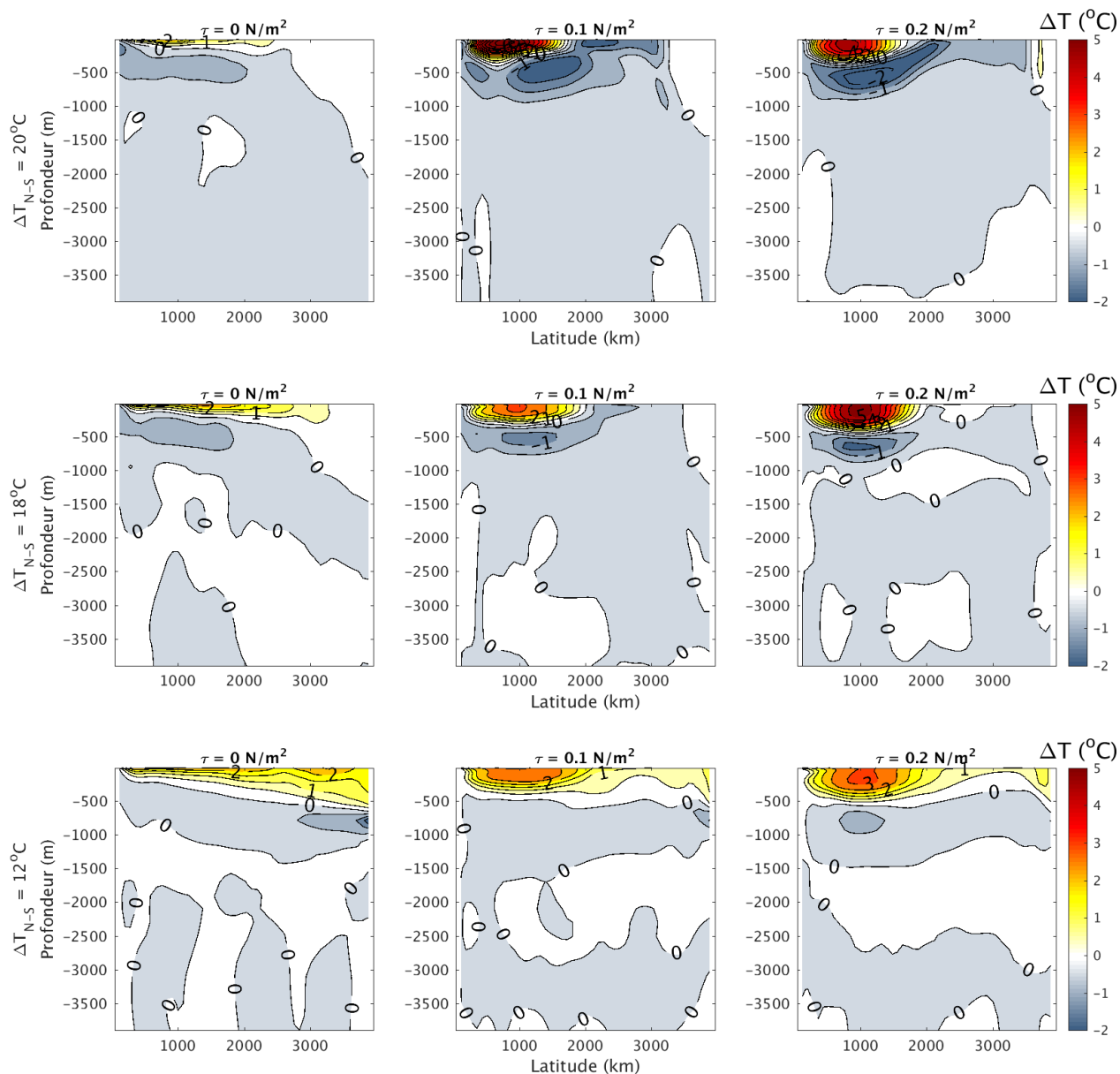


Figure 32: Anomalie de température en profondeur 100 ans après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4 W/m^2 pour quelques cas de vents et de différences de température entre le nord et le sud

La figure 33 présente l'anomalie de température moyennée en surface sur la gyre sous-polaire, puisque le refroidissement y est observé et qu'on s'intéresse à la zone de refroidissement, pour toutes les expériences où l'on fait varier la diffusion (gauche) et la différence de température entre le nord et le sud (droite). Dans les deux cas, l'axe des ordonnées correspond au paramètre qui fait varier l'intensité de la cellule supérieure de la MOC alors que l'axe des abscisses correspond au paramètre qui fait varier l'intensité des gyres, soit le vent. De manière générale, plus la diffusion et la différence de température entre le nord et le sud augmente, donc plus la cellule supérieure est forte, plus le refroidissement est important. De plus, dans les deux séries d'expériences, on observe une variation du refroidissement en fonction de l'intensité du vent et donc des gyres. La dépendance observée en fonction du vent est beaucoup plus continue et progressive dans le cas où la température au sud est fixée que dans le cas où la diffusion est variée. Dans le cas de la diffusion, on fait varier la profondeur de la thermocline mais la pente globale des courbes isopycnales dans le bassin reste relativement constante. Dans le cas de la différence de température entre le nord et le sud, on augmente la pente globale des courbes isopycnales dans le bassin sans varier significativement la profondeur de la thermocline (fixée au sud). Ce résultat suggère un rôle important de la pente globale des courbes isopycnales dans le bassin, qui peut être modulé d'une façon complexe par la profondeur de la thermocline.

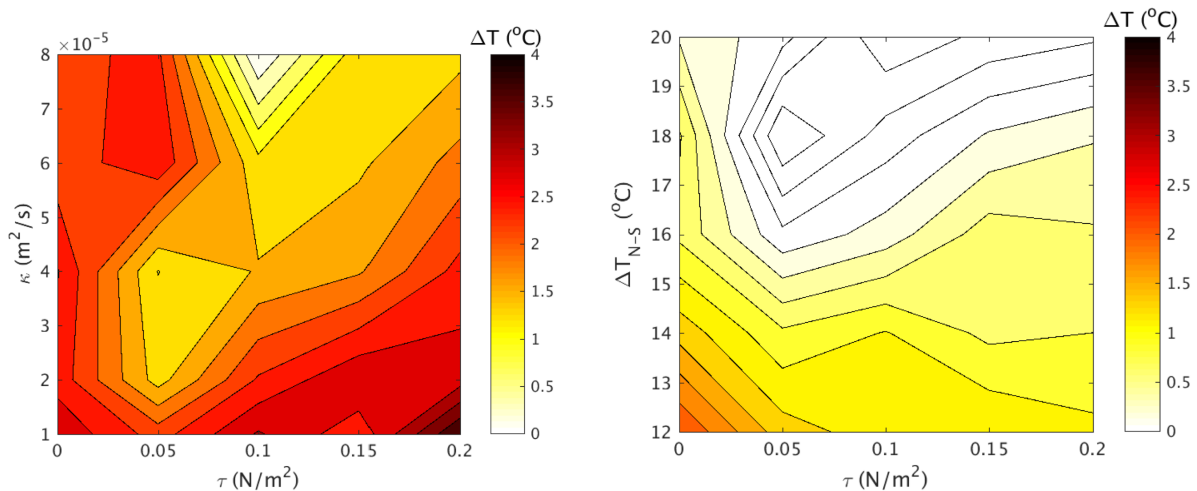


Figure 33: Anomalie de température moyennée en surface sur la gyre sous-polaire en fonction de la diffusion et du vent (gauche) et en fonction de la différence de température entre le nord et le sud et du vent (droite)

3.3 Dépendance temporelle

La figure 34 présente l'anomalie de température en surface moyennée sur la gyre sous-polaire en fonction du temps pour quelques cas de vents et de différence de température entre le nord et le sud. On remarque que l'anomalie de température varie grandement dans le temps et qu'il est donc arbitraire de considérer l'anomalie de température après 100 ans seulement. Il serait plutôt préférable de considérer la dépendance temporelle de la zone de refroidissement.

Les figures 35 et 36 montrent l'anomalie de température en surface et en profondeur, sur les 2 000 premiers mètres, après 10 ans, 50 ans et 100 ans pour le cas $\Delta T_{N-S} = 20^\circ\text{C}$. En surface, on peut voir que la zone de refroidissement s'intensifie au niveau du jet séparant la gyre sous-tropicale de la gyre sous-polaire. Cette anomalie négative est ensuite advectée par la gyre sous-polaire, se propageant progressivement vers le nord. En profondeur, l'anomalie se propage aussi vers le sud le long des courbes isopycnales.

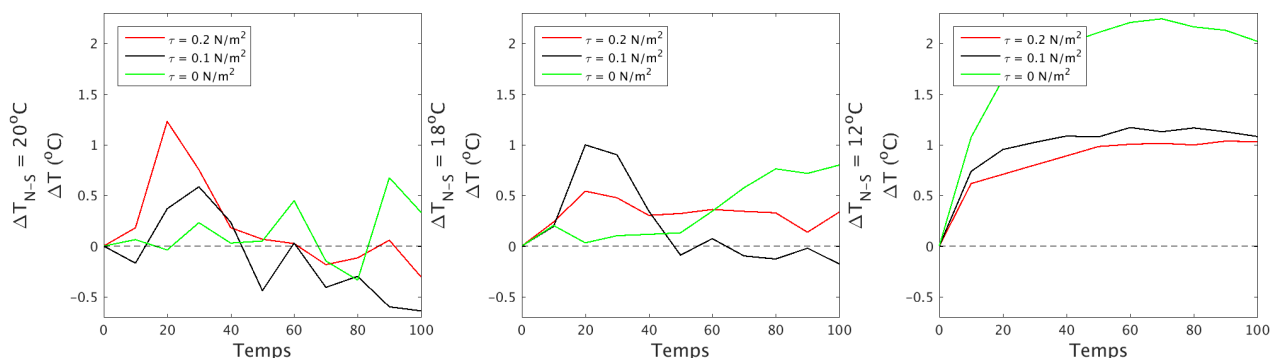


Figure 34: Anomalie de température en surface moyennée sur la gyre sous-polaire en fonction du temps (années)

Dans le but de mieux étudier l'évolution temporelle de l'anomalie de température, l'expérience pour le cas de référence $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$ et $\kappa = 6 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ a été refaite en imprimant les diagnostics aux 2 ans plutôt qu'aux 10 ans. La figure 37 montre l'évolution temporelle de l'anomalie de flux de chaleur et de température en surface ainsi que la tendance totale de la température en fonction de la latitude. La tendance totale, en $^{\circ}\text{C/s}$, a été intégrée sur 2 ans afin d'obtenir la variation de température ($^{\circ}\text{C}$). L'anomalie des flux de chaleur montre que le refroidissement n'est pas causé par les flux de chaleur en surface, mais plutôt que les flux de chaleur tentent de réchauffer la zone de refroidissement. On observe également, en regardant l'anomalie de température et la tendance totale, un déplacement du refroidissement vers le sud et que celui-ci est à son maximum entre 30 et 50 ans. Par la suite, la zone de refroidissement remonte vers le nord et s'affaiblit au fur et à mesure qu'elle est advectée par la gyre sous-polaire.

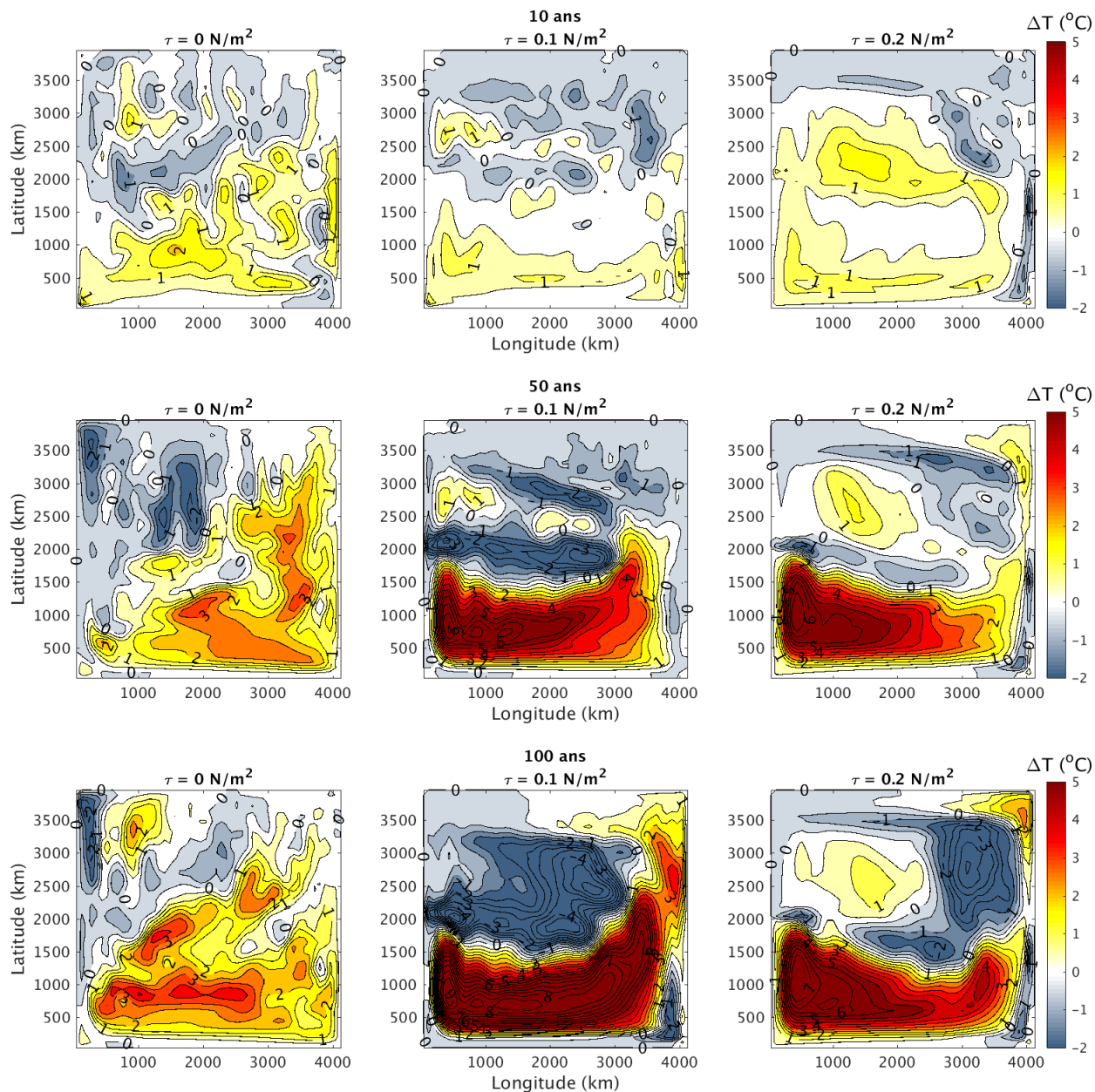


Figure 35: Anomalie de température à la surface pour le cas $\Delta T_{N-S} = 20^{\circ}\text{C}$ 10 ans (haut), 50 ans (centre) et 100 ans (bas) après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4 W/m^2

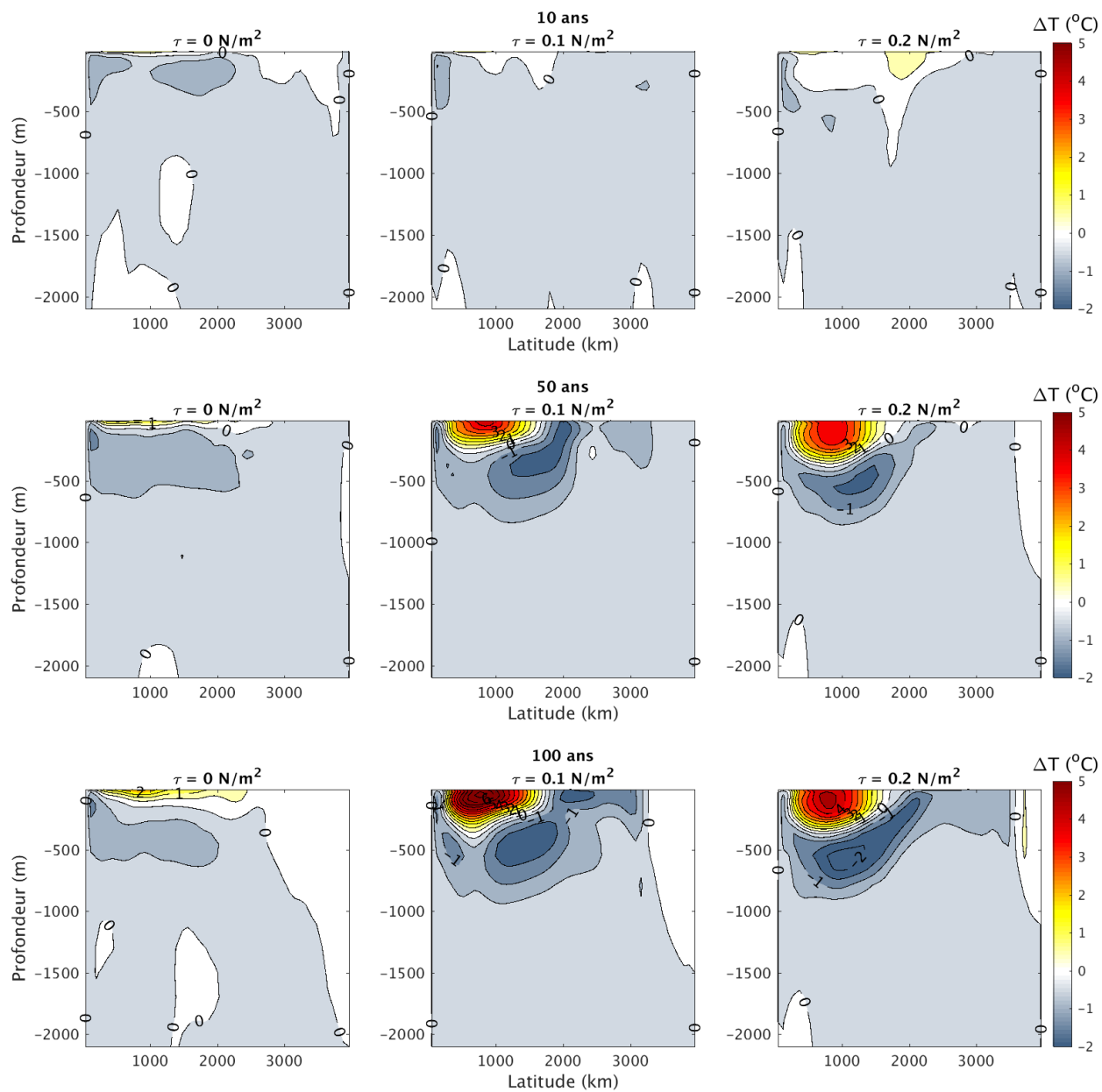


Figure 36: Anomalie de température sur 2000 m de profondeur pour le cas $\Delta T_{N-S} = 20^{\circ}\text{C}$ 10 ans (haut), 50 ans (centre) et 100 ans (bas) après avoir augmenté les flux de chaleur à la surface de l'océan de 4 W/m^2

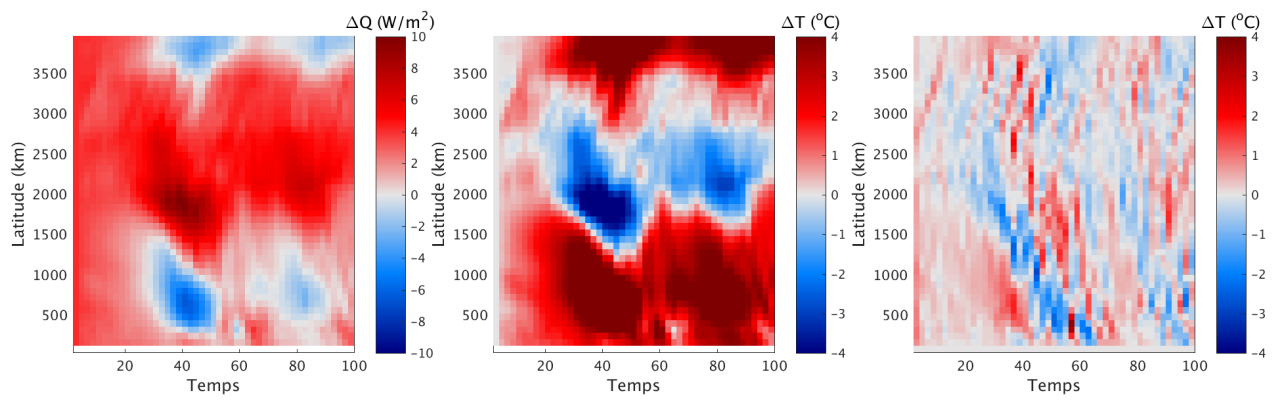


Figure 37: Anomalie de flux de chaleur (gauche), anomalie de température en surface (centre) et tendance totale de la température en surface intégrée sur 2 ans en fonction de la latitude et du temps (années) pour le cas de référence $\tau = 0.1 \text{ N/m}^2$ et $\kappa = 6 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'objectif de ce projet était de comprendre les mécanismes responsables de la zone de refroidissement observée dans l'Atlantique Nord lorsque l'océan se réchauffe. La contribution de la cellule supérieure de la circulation méridionale océanique a été étudiée en faisant varier son intensité. Pour ce faire, la géométrie du modèle, la diffusion verticale ainsi que le gradient de température à la surface de l'océan ont été modifiés. La fermeture du canal dans les expériences avec une grille sphérique n'a pas permis d'arrêter complètement la cellule supérieure, mais les résultats obtenus permettent de conclure que la connexion interhémisphérique n'est pas responsable de la zone de refroidissement. Les résultats obtenus en faisant varier le gradient de température, en grille sphérique et cartésienne, ainsi qu'en faisant varier la diffusion verticale, en grille cartésienne, montre que la cellule supérieure a un rôle important dans le refroidissement de l'Atlantique Nord. En faisant varier l'intensité de la cellule supérieure, la zone de refroidissement varie également. En général, plus la cellule supérieure à l'équilibre est forte, plus le refroidissement est important. Ces résultats concordent donc avec la littérature qui associe la zone de refroidissement au ralentissement de la cellule supérieure. Par contre, il a aussi été montré que la perturbation de la dynamique de l'océan est à l'origine de la zone de refroidissement. Comme la dynamique comprend la circulation méridionale océanique ainsi que la circulation en surface, le rôle des gyres a également été évalué en faisant varier l'intensité des vents dans l'hémisphère nord. Les résultats obtenus montrent que le refroidissement est également modulé par l'intensité des gyres. Cependant, la réponse en fonction des gyres n'est pas aussi directe qu'avec la cellule supérieure, c'est-à-dire qu'en augmentant l'intensité des gyres, le refroidissement n'est pas nécessairement plus important comme c'était le cas avec la cellule supérieure.

L'évolution temporelle des anomalies de température et des flux de chaleur à la surface de l'océan montre qu'il est arbitraire de considérer l'anomalie après 100 ans et que la dépendance temporelle du problème devrait être prise en compte.

ANNEXE I

ANOMALIE DE TEMPÉRATURE DES EXPÉRIENCES OÙ L'OCÉAN A ÉTÉ RÉCHAUFFÉ EN AUGMENTANT LE RAPPEL DE TEMPÉRATURE À LA SURFACE DE 4 °C

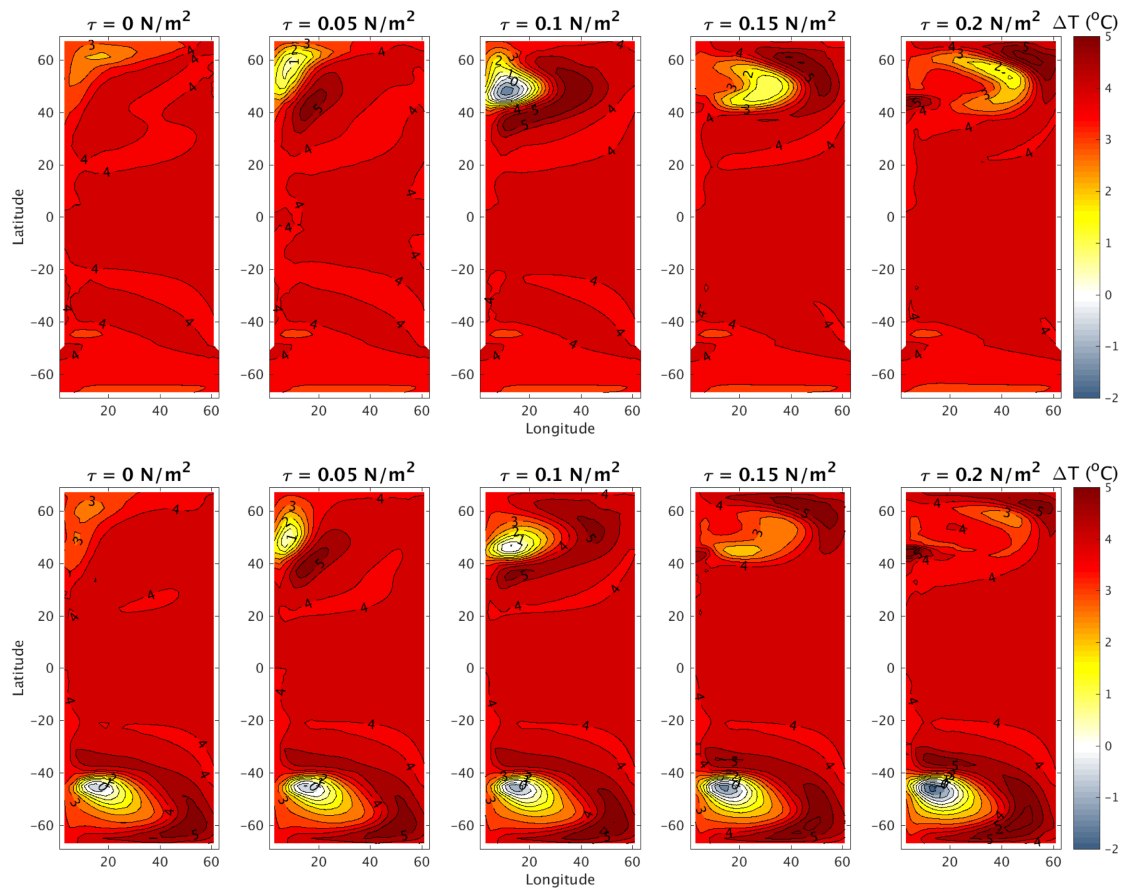


Figure 38: Anomalie de température en surface en fonction du vent pour les cas avec un canal ouvert (haut) et fermé (bas)

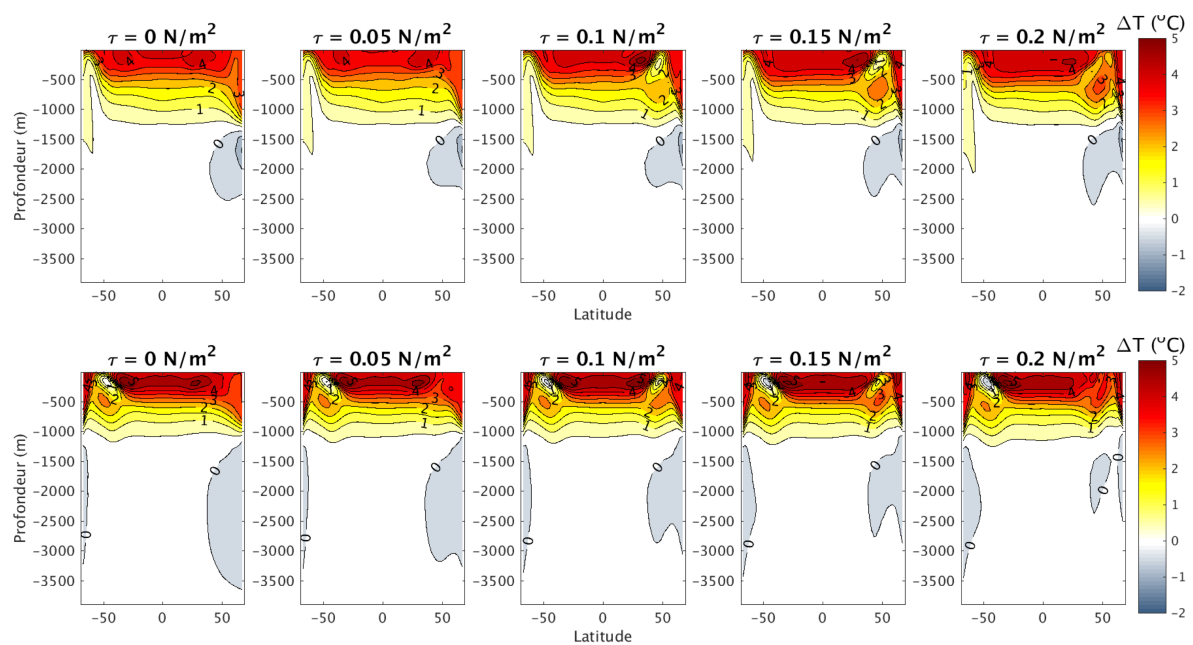


Figure 39: Anomalie de température en profondeur en fonction du vent pour les cas avec un canal ouvert (haut) et fermé (bas)

BIBLIOGRAPHIE

- Armour, K. C., Marshall, J., Scott, J. R., Donohoe, A., Newsom, E. R., may 2016. Southern Ocean warming delayed by circumpolar upwelling and equatorward transport. *Nature Geoscience* 9, 549.
- Bryan, K., 1984. Accelerating the convergence to equilibrium of ocean-climate models. *Journal of Physical Oceanography* 14 (4), 666–673.
- Cessi, P., 2019. The global overturning circulation. *Annual Review of Marine Science* 11 (1), 249–270.
- Garrett, C., Kunze, E., 2007. Internal tide generation in the deep ocean. *Annual Review of Fluid Mechanics* 39 (1), 57–87.
- Gent, P. R., McWilliams, J. C., 1990. Isopycnal mixing in ocean circulation models. *Journal of Physical Oceanography* 20 (1), 150–155.
- Jackett, D. R., McDougall, T. J., 1995. Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 12 (2), 381–389.
- Jansen, M. F., Nadeau, L.-P., Merlis, T. M., 2018. Transient versus equilibrium response of the ocean's overturning circulation to warming. *Journal of Climate* 31 (13), 5147–5163.
- Johnson, G., L. Bryden, H., 01 1989. On the size of the antarctic circumpolar current. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 36, 39–53.
- Kostov, Y., Armour, K. C., Marshall, J., 2014. Impact of the atlantic meridional overturning circulation on ocean heat storage and transient climate change. *Geophysical Research Letters* 41 (6), 2108–2116.
- Kunze, E., Firing, E., Hummon, J. M., Chereskin, T. K., Thurnherr, A. M., Dec 2006. Corrigendum : Global abyssal mixing inferred from lowered adcp shear and ctd strain profiles (vol 36, pg 1553, 2006). *Journal of Physical Oceanography* 36 (12), 2350–2352.
- Lumpkin, R., Speer, K., oct 2007. Global Ocean Meridional Overturning. *Journal of Physical Oceanography* 37 (10), 2550–2562.
- Marshall, J., Hill, C., Perelman, L., Adcroft, A., 1997. Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 102 (C3), 5733–5752.
- Marshall, J., Plumb, R., 2007. *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics : An Introductory Text*. International Geophysics. Elsevier Science.

- Marshall, J., Radko, T., 2003. Residual-mean solutions for the antarctic circumpolar current and its associated overturning circulation. *Journal of Physical Oceanography* 33 (11), 2341–2354.
- Marshall, J., Scott, J. R., Armour, K. C., Campin, J.-M., Kelley, M., Romanou, A., Apr 2015. The ocean's role in the transient response of climate to abrupt greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics* 44 (7), 2287–2299.
- Marshall, J., Speer, K., 2012. Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. *Nature Geoscience* 5 (3), 171–180.
- Munk, W., Wunsch, C., 12 1998. Abyssal recipes ii : Energetics of tidal and wind mixing. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 45, 1977–2010.
- Munk, W. H., 1966. Abyssal recipes. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 13 (4), 707 – 730.
- Nikurashin, M., Ferrari, R., 2011. Global energy conversion rate from geostrophic flows into internal lee waves in the deep ocean. *Geophysical Research Letters* 38 (8).
- Nikurashin, M., Vallis, G., may 2012. A Theory of the Interhemispheric Meridional Overturning Circulation and Associated Stratification. *Journal of Physical Oceanography* 42 (10), 1652–1667.
- Rhein, M., Rintoul, S., Aoki, S., Campos, E., Chambers, D., Feely, R., Gulev, S., Johnson, G., Josey, S., Kostianoy, A., Mauritzen, C., Roemmich, D., Talley, L., Wang, F., 2013. *Observations : Ocean*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, book section 3, p. 255–316.
- Toggweiler, J. R., Samuels, B., 1998. On the ocean's large-scale circulation near the limit of no vertical mixing. *Journal of Physical Oceanography* 28 (9), 1832–1852.
- Vallis, G. K., 2006. *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics : Fundamentals and Large-scale Circulation*. Cambridge University Press.
- Winton, M., Griffies, S. M., Samuels, B. L., Sarmiento, J. L., Frölicher, T. L., 2013. Connecting changing ocean circulation with changing climate. *Journal of Climate* 26 (7), 2268–2278.
- Xie, P., Vallis, G. K., 2012. The passive and active nature of ocean heat uptake in idealized climate change experiments. *Climate Dynamics* 38 (3), 667–684.
- Zhang, Y., Vallis, G. K., 2013. Ocean heat uptake in eddying and non-eddying ocean circulation models in a warming climate. *Journal of Physical Oceanography* 43 (10), 2211–2229.