



**HAL**  
open science

# Étude de la dynamique de la couche de surface et des interactions surface/océan dans l'Océan Austral sous la glace de mer

Violaine Pellichero

► **To cite this version:**

Violaine Pellichero. Étude de la dynamique de la couche de surface et des interactions surface/océan dans l'Océan Austral sous la glace de mer. Océanographie. Sorbonne Université, 2018. Français. NNT: . tel-01910121v1

**HAL Id: tel-01910121**

**<https://theses.hal.science/tel-01910121v1>**

Submitted on 31 Oct 2018 (v1), last revised 25 Apr 2019 (v2)

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

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

THÈSE DE DOCTORAT  
SORBONNE UNIVERSITÉ

Spécialité : **Océanographie Physique**

École doctorale : «Sciences de l'Environnement d'Île-de-France»

réalisée au  
Laboratoire d'Océanographie et du Climat  
Expérimentations et Approches Numériques

présentée par

**Violaine PELLICHERO**

en vue de l'obtention du grade de :

**DOCTEUR DE SORBONNE UNIVERSITÉ**

**Étude de la dynamique de la couche de surface et des interactions surface/océan dans l'Océan Austral sous la glace de mer**

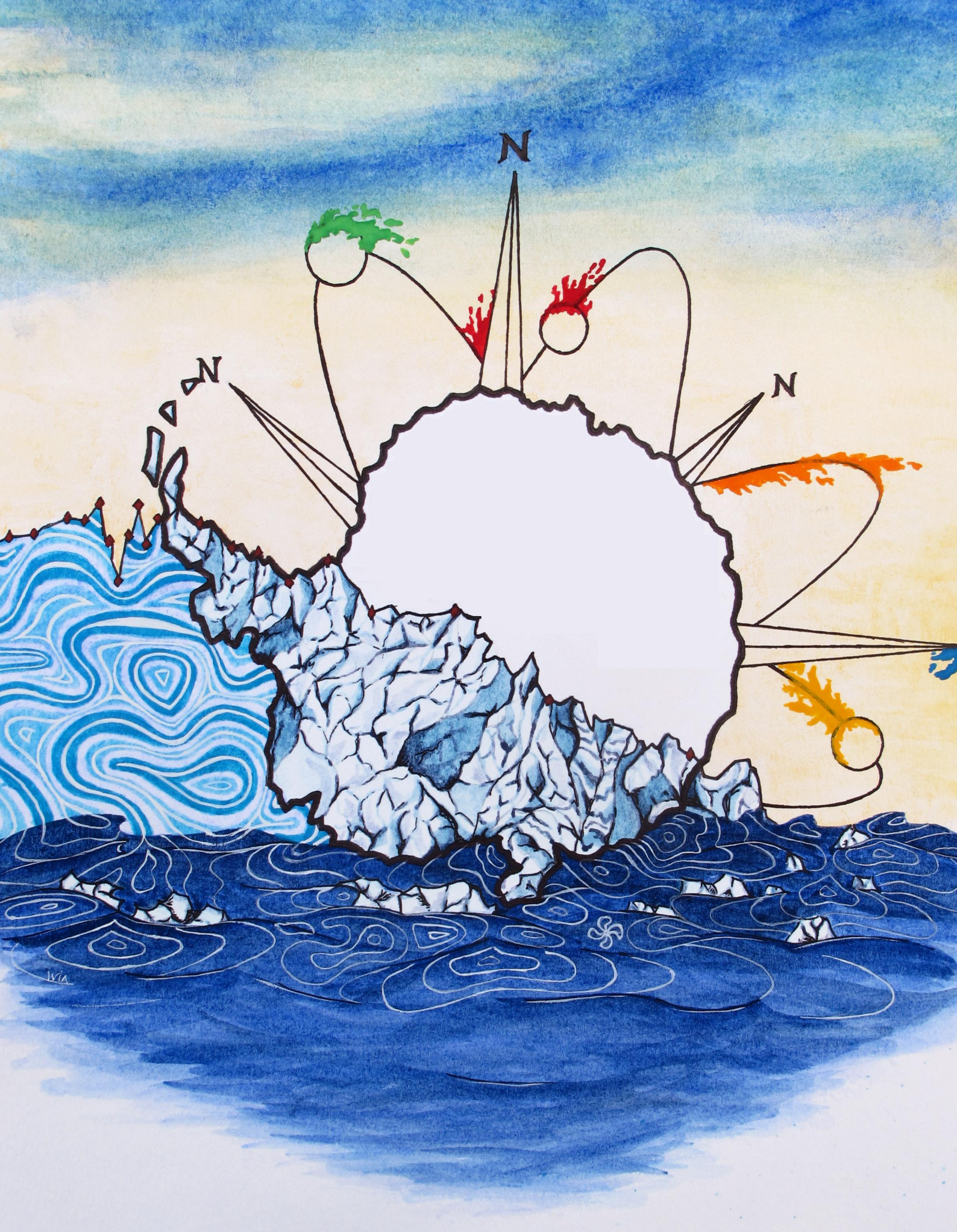
Soutenance prévue le 23/03/2018  
devant le jury composé de :

<i>Président :</i>	Francis CODRON	- LOCEAN UPMC, Paris
<i>Directeur :</i>	Jean-Baptiste SALLÉE	- LOCEAN UPMC, Paris
<i>Co-Directeur :</i>	Jean-Benoît CHARRASSIN	- LOCEAN MNHN, Paris
<i>Rapporteurs :</i>	Rosemary MORROW	- LEGOS, Toulouse
	Herlé MERCIER	- IFREMER, Brest
<i>Examineurs :</i>	Carolina O.DUFOUR	- McGill University, Montréal
	Julien LE SOMMER	- IGE, Grenoble













*“Et la mer apportera à chaque Homme des raisons  
d’espérer, comme le sommeil apporte son cortège de rêves”  
Christophe Colomb*





# Remerciements

Tout au long du processus d'exploration de l'océan Austral depuis mon bureau et derrière cet ordinateur, j'ai réalisé que parmi les nombreux ingrédients nécessaires à la finalisation d'une thèse, le plus important est d'avoir un environnement de travail stimulant et complexe, encourageant et positif, agréable et un peu fou. Un tel environnement ne peut s'obtenir qu'en étant entouré de personnes formidables qui vous donnent l'énergie, le feu et la motivation pour aller jusqu'au bout de cette expérience. J'ai eu la chance de bénéficier de toutes ces richesses au cours de ces trois années.

C'est spontanément pour mes directeurs de thèse, **Jean-Baptiste Sallée** et **Jean-Benoît Charrassin**, que me viennent les premiers mots. Un rendez-vous en 2014 avec Jean-Baptiste, dans le bureau de Jean-Benoît une balise d'éléphant de mer à la main, et me voilà embarquée dans cette équipe, la "JB team".

**JB**, je ne saurais te remercier assez de m'avoir accordé ta confiance il y a de cela 3 ans et de m'avoir permis de me lancer dans cette aventure. Je te remercie tellement pour cette patience qui te caractérise (en particulier face à mes codes Matlab scandaleusement longs) et de ton soutien sans faille tout au long de ces années. Merci pour ta disponibilité et ton aide, tous deux à peine quantifiables après toutes ces heures passées à m'expliquer l'océanographie, à calculer, à relire, à corriger et à coder dans la joie et la bonne humeur et à coup de quelques jurons. Merci également pour toutes ces merveilleuses occasions de voyages, de conférences et de collaborations. Je te remercie enfin et très chaleureusement, pour ta bonne humeur quotidienne et ta positive attitude à chaque instant. Merci de m'avoir toujours reboosté. Bref, Merci JB, pour cette thèse extra!

**Jean-Benoît**, je te remercie très sincèrement d'avoir monté ce projet passionnant. Nous nous sommes surtout croisés durant ces années mais j'ai toujours beaucoup apprécié nos échanges, ton calme et ton enthousiasme communicatif concernant nos résultats. Je te suis très reconnaissante de m'avoir accordé ta confiance et permis d'effectuer cette thèse dans les meilleures conditions qui soient.

Je suis également très reconnaissante envers **Rosemary Morrow** et **Herlé Mercier** qui ont aimablement accepté d'être les rapporteurs de cette thèse. Merci à **Carolina Dufour**, **Julien Le Sommer** et **Francis Codron** d'avoir accepté de faire partie de mon jury afin d'évaluer et discuter ce travail de thèse.

Merci également à toutes les personnes avec qui j'ai collaboré pendant cette thèse, et en particulier à celles qui m'ont accueilli au sein de leurs équipes à l'étranger. Je pense spécialement à **Sunke Schmidtke** à GEOMAR, à **Steve Rintoul** au CSIRO et **Guy Williams** à l'IMAS.

Merci aux membres de mon comité de thèse qui ont suivis l'avancée de ces travaux et ont toujours manifesté beaucoup d'intérêt pour ces résultats ainsi que pour mon bien-être et ma santé mentale. Pour cela je remercie **Frédéric Vivier**, **Alberto Naveira-Garabato** et **Julien Le Sommer**, merci pour vos conseils avisés.

Je souhaite également exprimer mes sincères remerciements à **tous les membres du laboratoire LOCEAN** avec une mention très spéciale pour **l'équipe d'administration**



ainsi que **l'équipe réseau** qui nous viennent en aide à de nombreuses occasions. Sans vous tout serait bien plus compliqué et moins sympa. Merci **Dany Thomas** pour ton franc sourire, cette bonne humeur qui t'accompagne quotidiennement et surtout, merci pour ton aide dans toutes ces démarches administratives que ce soit depuis le premier jour avec la demande officielle de badge, jusqu'aux derniers instants avec la réservation d'une salle de soutenance (et la commande d'une nouvelle chaise plus solide qui ne devrait pas craquer sous "mon poids d'après fête de Noël" !) Merci également à **Paul Zakharov** qui a toujours été en première ligne pour gérer mes (innombrables) problèmes informatiques et techniques.

# Remerciements 2.0

Victor Hugo a écrit “La musique exprime ce qui ne peut être dit et sur quoi il est impossible de rester silencieux”. Il est vrai qu’il m’est impossible de rester silencieuse quand je dois vous remercier tous de votre soutien, mais les mots peuvent aussi me manquer. Alors pourquoi ne pas le faire en musique ? Par le biais de ces textes j’espère pouvoir vous exprimer mes plus sincères remerciements.

Pour commencer merci à toi **Ivia**, ta joie communicative, ta force et ta folie m’ont toujours tellement fait de bien ! Et même cette dernière année, lorsqu’un océan nous séparait ! Tous ces merveilleux moments que nous avons partagés en skate dans le couloir 46-00, en picolant dans les bars de Paname, en dansant à la Nouvelle Orléans, en chantant dans l’appart de BLR city beach, en combattant au club de judo ou au Parc de Sceaux, en plongeant dans les eaux Corses, en rando-roller, en mangeant des Häagens-Dazs devant des mauvais films... Sans oublier nos moments plus studieux de correction de copies au Student et d’examen mémorable ! #JaiUnPetitProblemeDeFigure. J’en passe des vertes et des tellement peu mûres ! Ta chanson est sans hésiter “Happy” de Pharrell Williams, pour toute cette joie que tu m’as apporté. Merci.

Puis viennent toutes les copines de thèse ! #BFFE ! Pour vous toutes, votre chanson de groupe serait “Girls just wanna have fun”, parce que OUI, on a eu du fun et je me suis régaler aux cotés de chacune d’entre vous !

**Lolo** tu as été l’une des premières personnes que j’ai rencontré dans ce couloir 45-55 et on a beaucoup partagé depuis : notre amitié s’est renforcée au cours de nos petites pauses pendant ta rédaction. Pauses où nous parlions de “nos amis, nos amours et nos emmerdes” (et de notre taux de sudation) ! Ta chanson est “Let’s dance” de David Bowie car on a beaucoup dansé ensemble et elle me rappellera toujours ton énergie absolument débordante qui me manque souvent.

**ZoZo** tu es à mes cotés depuis le premier jour aussi, on a tout partagé ensemble, on a eu les mêmes débuts, la fête de la sciences, les réunion de l’ED, et le même ouragan à la Nouvelle-Orléans où, là, j’ai découvert pour la première fois à quel point tu aimes aider et partager. J’étais trempée en plein milieu du hall de l’Ocean Science et tu avais des t-shirt tout neufs (étant donné que tu faisais les magasins à peu près tous les jours sans exception) : tu m’en a donné un malgré mon état déplorable pour que je me sèche. De là nous avons lié une amitié solide dont je me souviendrais et qui durera encore ! Je te remercie également infiniment d’avoir bien voulu relire ce manuscrit (et d’avoir supprimé absolument tous les “O” majuscules de "Océan Austral", et il y en avait un sacré paquet). Merci de m’avoir toujours insufflé beaucoup de force et soutenu énergiquement ! Ta chanson est “Count on me” de Bruno Mars.

**Juju**, ma Juju merci pour tout, ta bonne humeur, et toutes ces rigolades ensemble. Je suis tellement heureuse de t’avoir eu à mes cotés pendant ton année d’ATER, ta présence a insufflé une nouvelle énergie dans mon quotidien ! J’ai adoré tous nos moments de confidences qu’ils soient dans ton bureau, chez toi, dans un hammam (un peu bizarre), autour d’une

raclette, d'un cocktail ou d'un verre de vin qu'on faisait mine de connaître. Merci mille fois pour ta présence, ton oreille attentive et tes conseils avisés (dont le plus sage d'entre eux, "reste calme", m'aura été utile en bien des occasions!) Chaque pause avec toi m'a toujours redonné une pêche d'enfer! Ta chanson est "Maîtresse" de Émile et Images (ouioui) parce que tes histoires avec tes collégiens me font toujours marrer et que tu es la plus gentille des méchantes profs (mais ça ils ne le savent pas encore)!

**Aïda** tu es ma copine de thèse (et cela même si tu es une géologue – la vanne qui ne te lâchera jamais). On a partagé le même stress, les mêmes deadlines, les mêmes moments de détente au Linné, et choisir ta chanson est probablement une des plus difficiles car tu es aussi ma copine de musique, #MadMaker, et je sais que tes goûts musicaux sont pointus! Hum...pour toi ça sera "Ain't Got No, I've Got Life" de Nina Simone. Tu te demandes pourquoi? Rappelle toi les paroles "Ain't got no money, ain't got no class, ain't got no ticket, ain't got no token". Ça me rappelle nos pauses à paniquer en pensant aux frais d'inscription exorbitants à la fac (pendant que Camille se marre)! Puis les paroles reprennent "Then what have I got? Got my hair, got my head, got my brain, got my ears, got my eyes" et ça, ça me fait penser à nos AUTRES moments de panique, quand on se demande quels sont nos plans B si la Science ne veut pas de nous! Donc dans ces moments là il faudra toujours se rappeler que ouiiiiiii nous avons des cheveux, un cerveau, des oreilles et des yeux! Et c'est déjà beaucoup!

**Émilie**, ma Blondinette du Sud, toi qui me comprends si bien!! Qui me soutiendra quand je sortirais des expressions bizarres du Sud et que personne ne les comprendra? Qui sera là pour dire "mais bien sur que ça existe un passe pour cheveux"! J'ai très envie de t'attribuer une chanson de type "qu'est ce qu'on est serré au fond de cette boîte, chantent les sardiiiiines" parce que c'est LE SON du Sud Ouest! On partage l'amour de la charcuterie, du pâté, de la langue de Molière, et bien plus encore. Mais ta chanson est "Jump" de Van Halen parce qu'elle me donne la pêche comme toi et puis... parce qu'on a sauté ensemble aux Solidays, ne l'oublions jamais!

La place me manque pour attribuer une chanson à tous, mais merci à mes amis du LOCEAN qui ont su rendre le quotidien tellement coloré et animé!

Un MERCI tout particulier aux "vieux" qui ont été des sages pour moi, qui m'ont chaleureusement accueilli et sont devenus de bons amis : Chris, Matthieu, Sally, Antoine et Seb. **Doc' Chris**, merci mille fois pour ton aide précieuse, ta gentillesse, ta culture, ton regard aiguisé et parfois cynique sur la vie! Ton amitié, jamais je ne l'oublierais, tu es mon Papa de thèse et "techniquement" j'hésite pour ta chanson entre "Denver le dernier dinosaure" et "C'est ça la France" de Marc Lavoine, pour ne pas que tu oublies tout ce que tu aimes de la France (nous, l'administration, le vin, le fromage, les dentistes etc). **Matthieu...** Halala Bambi a bien grandi! et j'ai été contente de grandir à tes côtés. Merci pour tous ces bons moments passés ensemble! Ta chanson est "HakunaMatata" parce que quand je pense à toi, je pense aux girafes, et les girafes me font penser au Roi Lion (enchaînement logique)! **Sally, Antoine et Seb**, je me demande souvent à quoi auraient ressemblé mes deux premières années de thèse sans vous, sans nos sorties, sans les musiques et sans les ships au vinaigre du Local. Merci de m'avoir intégré au LOCEAN, tout a commencé avec et grâce à vous dans le couloir 45-55!

Et puis MERCI aux "jeunes" du labo **Alex, Beyrem, Amélie et Victor les nouveaux arrivants** (chez qui on décèle déjà un fort potentiel à enrichir un peu plus cette belle équipe!) **et Camille la petite thésarde** (muhahahaha tu ne peux plus rien y faire; c'est maintenant officiel, comme gravé dans le marbre! Enfin... gravé sur un manuscrit de thèse qui finira en ligne à la vue du monde entier!) Merci à vous pour le canapé, les pauses, les pim's, les discussions, le partage, le soutien moral et les rires bien sûr. Vous avez été au top avec moi, et ce n'est pas prêt de s'arrêter! Merci également à **Philax, Anda, Camila, Audrey,**

**Félix, Sara, Anthony, Laurène, Anne-Cécile, Yann et Clément** (Bon, Clem toi et moi on sait que tu ne rentres pas vraiment dans cette catégorie, “les jeunes du labo”, mais tu dois passer là sinon ça bouleverse mon organisation! Merci pour ton soutien et tes tuyaux pour finir indemne de cette dernière semaine de rédaction). Merci **Damien**, mon jumeau de thèse aussi, merci pour ton écoute, les pauses, les playlists, les bières, et les conseils (#Annexes)! Vous tous, n’hésitez pas à venir me demander votre chanson et j’en profiterais pour vous remercier du fond du cœur et de vive voix pour votre soutien et votre joie qui ont toujours été un moteur pour moi! Sans hésitation votre chanson de groupe est “Les copains d’abord” de Georges Brassens.

Une ligne pour ma co-bureau, **Virginie**. Nous avons vu passé beaucoup de monde dans le bureau 517A, mais toi et moi, nous n’avons jamais bougé. Physiquement et temporellement parlant, c’est avec toi que j’ai passé le plus de temps ici! Ta chanson est ...surprenante mais drôle, tu iras voir : “L’informatique” de Chanson Plus Bifluorée! Ça me rappelle nos franches insultes face à nos ordinateurs et nos codes erronés! On a du effrayer de nombreux étudiants dans ce bureau. Merci surtout pour ta gentillesse et tes encouragements.

Évidemment, il m’est impossible d’oublier le couloir 46-00 et ses occupants! On a passé de sacrés bons moments là (et sur les quais, et au Linné, et au 2bis...) Merci à tous. Un merci particulier à **Damien, Céline, Nico, Catherine, Jo, Mangalaa, Coco et Vincent et Fanny**. Merci pour votre énergie positive et bienveillante, vous avez toujours été au top avec moi! Merci de me suivre, de me conseiller et de m’encourager. Je sais que si je suis là c’est aussi grâce à vous qui m’avez fait découvrir le LOCEAN et donné l’envie de faire partie de ce monde un peu fou. Je pense aussi à **Marie-Alexandrine** qui m’a offert la possibilité de réaliser mon stage de M2 au LOCEAN, là où toute cette aventure a commencé pour moi!

Un immense merci à **tous mes coupains du Sud Ouest ; ThomasSs** merci de m’avoir fait garder la ligne au cours de ces trois années avec nos “repas-retrouvailles” rue Rivoli, dans ce petit resto gastronomique!! Merci à **MarieMo, Marielle, Thibaud, Pol, Franck et Paul**, la fine équipe du lycée #Alua Saint-Jean-Pied-de-Port Represent. Quand on arrive à se retrouver, ces moments là sont toujours intensément forts, drôles et ressourçants! En parlant du lycée je ne peux oublier ma Bambi, **Pauline**, merci pour ton amitié, ton soutien et tes mots toujours réconfortants et pleins d’encouragements!

Un immense merci à **Myriam**, mon Bichon, toi et moi on se suit depuis le début de nos études universitaires (et on peut dire qu’elles ont été longues)! On a traversé tellement de bons moments ensemble, et de mauvais aussi (comme la BioVég). Mais après tout ça, encore aujourd’hui tu es gravé en moi (if you know what I mean)! Mes années d’études n’auraient pas été si colorées sans toi. On s’est toujours accrochées et motivées l’une et l’autre! Ta chanson est “Je n’ai pas d’ami comme toi” de Stephan Eicher (bon les paroles sont chelous en y regardant bien, mais au moins pour le refrain, je t’attribue cette chanson!)

Merci à **Alex Petro (from Chicago City, yeah) et Manon** que j’ai retrouvé avec un immense plaisir (“ceci n’est pas une déclaration d’amitié”). Et merci aussi à un Nordiste isolé, mais pas des moindres : **Baptiste**! Merci pour tes textos, tes encouragements, ta folie et ta bonne humeur, sans oublier tes jeux de mots complètement tordus et qui me font tellement rire. Je pense qu’ils méritent amplement une ligne dans ces remerciements! Merci également à **Renaud** pour tous les moments passés et pour toutes tes magnifiques cartes/photos, elles tapissent les murs de mon bureau et me permettent de voir des fragments de ce Monde.

Je remercie également ma twin **Diane** ainsi que **Keshav et Patricia** que j’ai rencontré lors de la Summer School à Cambridge! Et merci à tous les autres! Notre chanson est “International love” de Pitbull!



Je vais la faire courte pour ne pas te mettre mal à l'aise car je sais que tu es un homme de l'ombre, un homme fait de modestie, mais merci à toi **Victor**. J'ai eu tellement de chance de croiser ta route. Merci de me faire voyager, merci pour tous ces moments d'évasion et ton énergie pétillante et débordante. Merci de me bousculer, de me pousser au bout et à bout, c'est ta façon bien à toi de m'encourager ! Tu n'es pas une seule chanson à mes yeux, tu es des tas de chansons... Si il fallait tout de même en choisir une, évidemment elle serait de Johnny pour toi ! Qui d'autre ? "Les scellés sur ma vie" ! Cependant mon choix originel est le texte d'un autre Johnny de l'Histoire, Johnny Cash "I Walk The Line".

Voilà les dernières lignes, les plus importantes. Celles par lesquelles je remercie infiniment toute ma famille.

**Nicole, Mario et Florian**, les mots me manquent pour vous exprimer ma gratitude, ma reconnaissance et mon amour. Merci de votre soutien et votre fierté depuis le début de mon parcours ! Merci de m'avoir toujours fait confiance dans mes choix, merci de m'avoir toujours remonté le moral, merci de m'offrir toujours tant de bonheur. Merci de m'avoir soutenu inlassablement dans tous mes rêves jusqu'à ce doctorat. Je vous dédie cette thèse.

Évidemment une ligne de plus pour remercier **Julie et Antton**, mon petit neveu. Vous avez tous les deux apporté beaucoup de joie dans ma vie. Et par une simple photo de vous, vous me redonnez la force et le courage qui me font parfois défaut. Antton, tu devras apprendre à lire sur ce manuscrit en guise de support ! (un jour cette blague te fera rire !)

Merci à toi **Jean-Jacques** d'avoir toujours suivis mon travail de très près ainsi que mes divers périples. C'est toi le grand voyageur de notre famille, c'est toi qui nous faisais parcourir le monde à travers tes drôles d'histoires et tes histoires drôles quand nous étions enfants. Merci de nous avoir compté toutes ces aventures, qui m'ont toujours fait rêver, et je suis fier de pouvoir à mon tour te raconter les miennes.

Merci à ma **famille Toulousaine** qui me suit aussi de près et merci à ma famille du Lot-et-Garonne. À vos côtés je passe toujours de très bons moments faits de rire, de bonne humeur et de folie.

Merci infiniment à **mes grands-parents**.

# Activités scientifiques pendant la thèse

## Enseignement

3 années de monitorat à l'Université Pierre et Marie Curie, soit 196h équivalent TD d'enseignement en physique, géosciences, informatique et développement durable.

## Formations et Cours de l'École Doctorale

**École d'été :** Fluid Dynamics of Sustainability and the Environment (FDSE), Churchill College, Cambridge, 2 semaines en Septembre 2016

### Cours :

Validation de 25h de l'UE Circulation Océanique

Validation de 20h de l'UE Statistique Descriptive

### Formations :

Améliorer sa communication à l'écrit (2 jours)

Améliorer sa communication orale (2 jours)

Améliorer sa recherche bibliographique (2 jours)

Anglais ; communication écrite et orale (4 jours)

Diplôme PSC1, Prévention et Secours Civiques de niveau 1 (1 jour)

## Voyage océanographique

Campagne océanographique SMILES (Surface Mixed Layer Evolution at Submesoscales) à bord du RRS James Clark Ross et au départ des Falkland, Mai 2015.

## Communications scientifiques

- IUGG, Prague, Juin 2015 (présentation orale)
- Ocean Science Meeting, Nouvelle-Orléans, Février 2016 (présentation orale)
- Journée Éléphants de mer, Chizé, Avril 2016 (présentation orale)
- CNFRA (The Arctic and Antarctic Research French National Committee), Lyon, Mai 2016 (présentation orale)
- Séminaire au CSIRO, invitée par S.Rintoul et G.Williams, Hobart, Australie, Février 2017 (présentation orale)
- Invitée pour une session plénière lors de la conférence CliC, Wellington, Nouvelle-Zélande, Février 2017 (présentation orale)



# Résumé

L’océan Austral est une région clé pour la compréhension de la circulation océanique globale, connue sous le nom de circulation de retournement, et la compréhension du climat. C’est dans cette région qu’une large majorité des eaux océaniques de la planète sont ventilées dans la couche de surface, avant d’être réexpédiées dans l’océan profond, influençant ainsi la colonne d’eau jusqu’à son fond. En particulier, des eaux profondes, vieilles, relativement chaudes, chargées en carbone et formées dans le bassin Atlantique Nord (les eaux circumpolaires profondes), remontent en surface dans la région sub-polaire de l’océan Austral, recouverte en hiver par la banquise, et entrent ainsi en contact avec l’atmosphère, échangeant chaleur, carbone, et autres gaz. Ainsi la couche de surface de l’océan Austral est un élément central pour la compréhension de la circulation océanique planétaire. Cette couche de surface est mélangée par la turbulence générée par les interactions mécaniques et thermodynamiques à l’interface atmosphère-glace-océan. Malgré leur rôle fondamental dans la circulation océanique globale et dans le climat, la structure et les caractéristiques de la couche de mélange, ainsi que les processus responsables de leur évolution, sont encore mal compris dans la région polaire antarctique en raison d’un manque important d’observations *in-situ*.

Cependant, le programme international MEOP, lancé dans les années 2000 a conduit au déploiement de milliers de capteurs hydrologiques sur des éléphants de mer qui sillonnent l’océan sub-polaire en envoyant des relevés de température et de salinité par satellite. Ce programme d’observation offre une couverture spatiale de données inédites couvrant l’ensemble du cycle saisonnier et notamment l’hiver. Dans cette thèse, nous exploitons ce jeu de données en le combinant à d’autres plus conventionnels (flotteurs Argo, campagnes en mer), afin d’apporter un nouveau regard sur cette région méconnue du globe. Nous décrivons à partir de ces observations, les propriétés climatologiques et la dynamique de la couche de mélange sous la glace de mer en Antarctique. Les transferts verticaux entre la couche de mélange et l’océan plus profond, associés à la circulation de retournement, et les variations hydrographiques des masses d’eau dans la couche de mélange y sont décrits aux échelles de temps saisonnières et inter-annuelles. Les résultats soulignent et quantifient le rôle primordial des flux d’eau douce, issus de la glace de mer et des précipitations, sur la transformation de masses d’eau sous la banquise. Nos conclusions suggèrent que des changements dans l’intensité de ces flux d’eau douce pourraient directement affecter les budgets de flottabilité de la couche de mélange et impacter la circulation de retournement à grande échelle.

**Mots clés :** océan Austral, observations *in-situ*, couche de mélange, transformation de masses d’eau, tendances long terme, flux air/océan/glace





# Abstract

The Southern Ocean is a key region for the understanding of the global ocean circulation, known as the meridional overturning circulation, and for the climate as a whole. In this region, a large majority of the ocean's water masses are ventilated in the surface layer, before being sent back to the deep ocean, thus influencing the water column from surface to bottom. In particular, deep, old, relatively warm, and carbon-rich waters formed in the North Atlantic Basin (the Circumpolar Deep Waters), rise to the ocean surface in the sub-polar region of the Southern Ocean, covered by sea-ice in winter, and thus come into contact with the atmosphere, exchanging heat, carbon, and other gases. The surface layer of the Southern Ocean is therefore a central element for understanding the global ocean circulation. This surface layer is mixed by turbulence generated by the mechanical and thermodynamic interactions at the atmosphere-ocean-ice interface. Despite their fundamental role in the global ocean circulation and climate, the structure and characteristics of the mixed-layer, as well as the processes responsible for its evolution, are still poorly understood in the Antarctic Polar Region due to a significant lack of *in-situ* observations.

However, the international MEOP program, launched in the 2000s, has led to the deployment of thousands of hydrological sensors on Elephant Seals that travel around the sub-polar ocean and send their temperature and salinity records by satellite. This observation program offers a unique spatial coverage of new data that cover the entire seasonal cycle, especially in winter. In this thesis, we exploit this dataset by combining it with other more conventional data (Argo floats, scientific cruises), to bring a new perspective on this unknown region. Based on these observations, we describe the climatological properties and dynamics of the mixed-layer under Antarctic sea-ice. The vertical transfers between the mixed-layer and the deep ocean, associated with the meridional overturning circulation, and the hydrographic variations of the water masses in the mixed-layer, are described at seasonal and inter-annual time scales. The results highlight and quantify the critical role of freshwater fluxes, induced by sea-ice and precipitations, on the transformation of water masses under the sea-ice. Our findings suggest that changes in the intensity of these freshwater fluxes would directly affect the buoyancy budgets of the mixed-layer and impact the large-scale overturning circulation.

**Keywords :** Southern Ocean, *in-situ* observations, mixed-layer, water mass transformation





# Liste des acronymes

<b>AABW</b>	Eau Antarctique de Fond
<b>AAIW</b>	Eau Intermédiaire Antarctique
<b>ACC</b>	Courant Circumpolaire Antarctique
<b>ACoC</b>	Contre-courant Antarctique
<b>CDW</b>	Eau Profonde Circumpolaire
<b>CO<sub>2</sub></b>	Dioxyde de carbone
<b>CTD</b>	Conductivité, Température, Profondeur
<b>DSW</b>	Eau dense du plateau
<b>ENSO</b>	Oscillation Australe El Niño
<b>ERA</b>	European Reanalysis
<b>JRA 55</b>	The Japanese 55-year Reanalysis
<b>LCDW</b>	Eau Profonde Circumpolaire Dense
<b>MLD</b>	Profondeur de la couche de mélange
<b>MOC</b>	Circulation méridienne de retournement
<b>MLS</b>	Salinité de la couche de mélange
<b>MLT</b>	Température de la couche de mélange
<b>NCEP</b>	National Centers for Environmental Prediction
<b>NOAA</b>	National Oceanic and Atmospheric Administration
<b>SAM</b>	Oscillation annulaire australe
<b>SAMW</b>	Eau Modale Sub-Antarctique
<b>SST</b>	Température de surface de l'océan
<b>Sv</b>	Sverdrup
<b>UCDW</b>	Eau Profonde Circumpolaire Légère
<b>WMF</b>	Formation de masse d'eau
<b>WMT</b>	Transformation de masse d'eau
<b>WOA</b>	World Ocean Atlas
<b>WW</b>	Winter Water



# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>vii</b>
<b>Remerciements 2.0</b>	<b>ix</b>
<b>Activités scientifiques pendant la thèse</b>	<b>xiii</b>
<b>Résumé</b>	<b>xv</b>
<b>Abstract</b>	<b>xvii</b>
<b>Liste des acronymes</b>	<b>xix</b>
<b>1 Introduction Générale</b>	<b>1</b>
1.1 L’océan Austral : Présentation générale . . . . .	2
1.2 La circulation horizontale de l’océan Austral . . . . .	4
1.2.1 Un transport intense via l’ACC et ses fronts . . . . .	4
1.2.2 Le contre-courant Antarctique . . . . .	4
1.2.3 Les gyres sub-polaires . . . . .	5
1.3 La circulation verticale de l’océan Austral . . . . .	6
1.3.1 Stratification de l’océan Austral . . . . .	6
1.3.2 Principales masses d’eau et circulation associée . . . . .	7
1.4 Forçages dynamiques et thermodynamiques . . . . .	10
1.4.1 Présentation générale des mécanismes clés de la circulation . . . . .	10
1.4.2 Le stress du vent à la surface de l’océan . . . . .	12
1.4.3 Le flux d’eau douce par la glace de mer . . . . .	13
1.4.4 Le flux d’eau douce par l’atmosphère . . . . .	15
1.4.5 Le flux de chaleur atmosphérique à travers l’océan Austral . . . . .	17
1.5 La couche de mélange : lien entre atmosphère et océan . . . . .	18
1.6 Problématique et plan de thèse . . . . .	21
<b>2 La couche de mélange sous la glace de mer en Antarctique</b>	<b>23</b>
2.1 Préambule . . . . .	24
2.2 Article 1 : The ocean mixed-layer under Southern Ocean sea-ice . . . . .	25
2.3 Conclusions et Perspectives . . . . .	52
<b>3 L’impact de la glace de mer sur la circulation de retournement de l’Océan Austral</b>	<b>59</b>
3.1 Préambule . . . . .	60
3.2 Article 2 : The Southern Ocean meridional overturning circulation in the sea-ice sector is driven by freshwater fluxes. . . . .	60
3.3 Conclusions et Perspectives . . . . .	87



<b>4</b>	<b>Tendances et variabilités inter-annuelles</b>	<b>95</b>
4.1	Introduction . . . . .	96
4.1.1	La récente métamorphose de l’océan Austral . . . . .	96
4.1.2	Changement de la température de l’océan et des flux de chaleur à la surface . . . . .	96
4.1.3	Changement de la salinité de l’océan et des flux d’eau douce à la surface	98
4.1.4	Changement de la couverture de glace . . . . .	99
4.1.5	Changement des vents . . . . .	101
4.1.6	Les motivations et objectifs de ce chapitre . . . . .	103
4.2	Données et Méthodes . . . . .	103
4.3	Tendances multi-décennales des propriétés de la couche de mélange . . . . .	104
4.3.1	Tendances au Sud du front polaire . . . . .	106
4.3.2	Cycle saisonnier des tendances à long terme . . . . .	108
4.3.3	Régionalisation du signal . . . . .	111
4.3.4	Discussion des résultats sur les tendances à long terme . . . . .	113
4.4	Tendances multi-décennales de la transformation de masses d’eau . . . . .	114
4.4.1	Tendance sur la densité de la couche de mélange . . . . .	115
4.4.2	Tendances multi-décennales de la divergence des CDW . . . . .	116
4.4.3	Interprétation . . . . .	119
4.5	Conclusions et Perspectives . . . . .	122
<b>5</b>	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>127</b>
5.1	Synthèse . . . . .	128
5.2	Les grandes questions en suspens . . . . .	132
5.2.1	La remontée des eaux circumpolaires profondes dans la couche de mélange Australe. . . . .	132
5.2.2	Échelle de temps : à quelle période correspondent nos climatologies ; que représentent nos tendances linéaires ? . . . . .	134
5.2.3	À quel point toute cette histoire est-elle vraie ? . . . . .	135
<b>6</b>	<b>Annexes</b>	<b>139</b>

# 1 | Introduction Générale

## Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>L’océan Austral : Présentation générale . . . . .</b>	<b>2</b>
<b>1.2</b>	<b>La circulation horizontale de l’océan Austral . . . . .</b>	<b>4</b>
1.2.1	Un transport intense via l’ACC et ses fronts . . . . .	4
1.2.2	Le contre-courant Antarctique . . . . .	4
1.2.3	Les gyres sub-polaires . . . . .	5
<b>1.3</b>	<b>La circulation verticale de l’océan Austral . . . . .</b>	<b>6</b>
1.3.1	Stratification de l’océan Austral . . . . .	6
1.3.2	Principales masses d’eau et circulation associée . . . . .	7
<b>1.4</b>	<b>Forçages dynamiques et thermodynamiques . . . . .</b>	<b>10</b>
1.4.1	Présentation générale des mécanismes clés de la circulation . . . . .	10
1.4.2	Le stress du vent à la surface de l’océan . . . . .	12
1.4.3	Le flux d’eau douce par la glace de mer . . . . .	13
1.4.4	Le flux d’eau douce par l’atmosphère . . . . .	15
1.4.5	Le flux de chaleur atmosphérique à travers l’océan Austral . . . . .	17
<b>1.5</b>	<b>La couche de mélange : lien entre atmosphère et océan . . . . .</b>	<b>18</b>
<b>1.6</b>	<b>Problématique et plan de thèse . . . . .</b>	<b>21</b>

---

## 1.1 L’océan Austral : Présentation générale

L’océan mondial est un acteur essentiel du climat global de notre planète. Il influence le climat à travers le stockage et le transport de grandes quantités de chaleur, de sel et de dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ). La chaleur emmagasinée par l’océan à un endroit donné peut parcourir des centaines de milliers de kilomètres avant d’être relâchée dans l’atmosphère [Trenberth and Caron, 2001, Ganachaud and Wunsch, 2003].

La capacité thermique de l’océan est 1000 fois supérieure à celle de l’atmosphère, et actuellement 93% de l’excès d’énergie thermique sur la planète est stocké dans les océans et principalement dans les 700 premiers mètres (Fig. 1.1) [Solomon, 2007, Nuccitelli et al., 2012, Rhein et al., 2013]. La figure. 1.1 reflète l’impact du réchauffement climatique d’origine anthropique, avec une augmentation très nette du contenu en chaleur dans l’océan depuis les années 70 [Abraham et al., 2013]. Cette absorption de chaleur par l’océan, principalement emmagasinée en surface et subsurface [Domingues et al., 2008, Levitus et al., 2009], agit comme un tampon face aux changements climatiques en ralentissant le réchauffement de la surface terrestre [Raper et al., 2002, Abraham et al., 2013]. La quantité de chaleur absorbée par l’océan a des effets importants sur les climats régionaux, sur la hausse du niveau des mers [Antonov et al., 2005, Hanna et al., 2013] et également sur la circulation océanique globale.

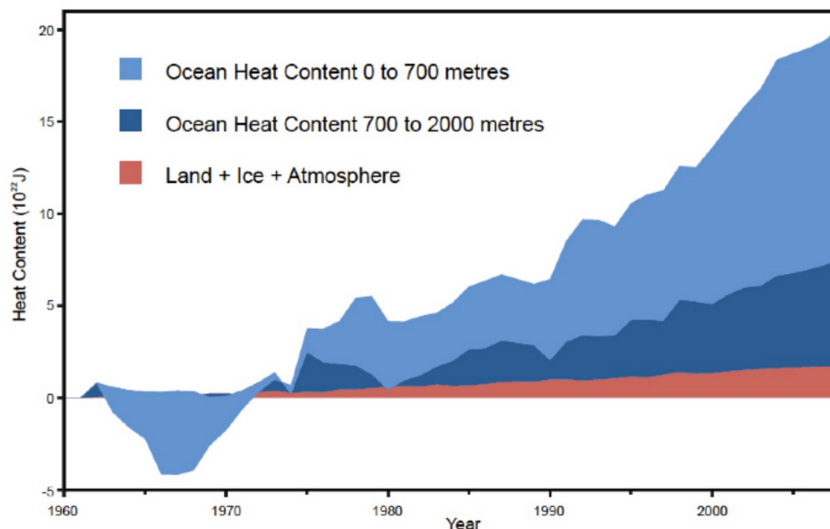


FIG. 1.1: **Évolution du stockage de chaleur par différents compartiments.** En rouge est représentée l’accumulation de chaleur par les terres, la glace et l’atmosphère, tandis qu’en bleu il s’agit du stockage de chaleur par l’océan (stockage de chaleur par les 700 premiers mètres de l’océan en bleu clair, et entre 700 et 2000 m en bleu foncé). D’après [Nuccitelli et al., 2012]

L’océan Austral au sud de  $30^\circ\text{S}$ , plus particulièrement, joue un rôle clé dans cette mécanique du climat puisqu’il contribue, plus que tout autre océan, à ce stockage et transport de chaleur et de carbone d’origine anthropique [Sabine et al., 2004, Purkey and Johnson, 2010]. Sa contribution à l’augmentation du contenu de chaleur océanique global est estimé à 60 – 90% sur les dernières décennies [Durack et al., 2014, Frölicher et al., 2015, Roemmich et al., 2015, Llovel and Terray, 2016]. Si l’océan Austral tient une part aussi importante dans la machine climatique c’est en partie dû à sa position géographique unique : il occupe la seule bande de latitudes où l’eau englobe la planète de façon ininterrompue (Fig. 1.2). Tel un anneau d’eau autour du continent An-

## 1.1. L'océan Austral : Présentation générale

tarctique, l'océan Austral connecte entre eux les 3 majeurs bassins océaniques (les océans Atlantique, Pacifique et Indien) et constitue un réseau global de courants marins qui redistribuent la chaleur, le sel, les nutriments et autres traceurs à travers la planète entière [Orsi et al., 1995, Rintoul et al., 2001, Böning et al., 2008, Rintoul and Garabato, 2013]. Ce circuit circumpolaire dans l'océan Austral, permet à un très large courant, le Courant Circumpolaire Antarctique (ACC), de circuler d'Ouest en Est autour du continent. L'ACC est le courant le plus puissant de la planète, long de  $\sim 20000$  kilomètres, il entraîne avec lui autour de 135 millions de mètres cubes d'eau par seconde (135 Sv) dans le détroit de Drake [Meredith et al., 2011, Rintoul and Garabato, 2013].

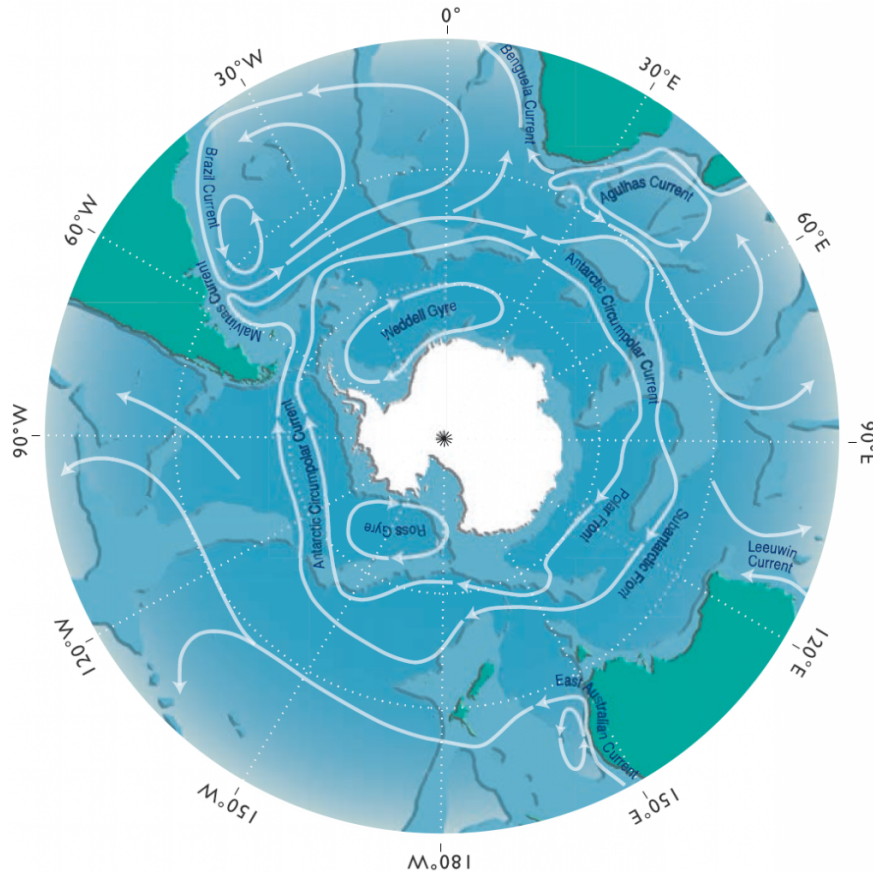


FIG. 1.2: Vue de l'océan Austral et des principales structures océaniques telles que les courants, les fronts et les gyres. *Crédit image : Academic Press / de Vos design.*

Le débit exceptionnel de l'ACC est, au moins en partie, dû à la présence dans cette région des vents les plus puissants de la planète et longtemps redoutés par les navigateurs ; les 40<sup>ème</sup> hurlants et les 50<sup>ème</sup> rugissants [Rintoul et al., 2001]. Ces vents d'Ouest persistants sont intensifiés par l'absence de barrières continentales autour de l'Antarctique. Ils sont également à l'origine d'un intense transport d'Ekman<sup>1</sup> dirigé principalement vers le Nord en surface. L'équilibre isostatique est préservé via le pompage d'Ekman qui se traduit par un appel d'eau et donc une remontée des eaux profondes ("upwelling") près de la surface vers 50-60°S [Fyfe et al., 2007, Menviel et al., 2008, Morrison et al., 2015].

L'océan Austral est également une région d'intense formation et transformation de masses d'eau [Speer et al., 2000, Sloyan and Rintoul, 2001, Talley et al., 2003, Sallée et al., 2006,

1. Déplacement horizontal des couches d'eaux superficielles de l'océan résultant de la friction du vent à la surface



[Sallée et al., 2010] ce qui en fait un des principaux moteurs de la circulation océanique à grande échelle. Cette circulation, aussi appelée circulation méridienne de retournement (MOC), est engendrée d'une part par des contrastes thermiques et salins entre les hautes et basses latitudes et d'autre part par l'action du vent à la surface. La MOC est une circulation résiduelle lente qui connecte les océans du globe et participe ainsi à la redistribution de chaleur et autres propriétés entre les deux hémisphères [Gordon and Greengrove, 1986, Broecker, 1991, Ganachaud and Wunsch, 2000].

Dans cette introduction générale j'aborderai la circulation océanique de l'océan Austral au Sud de  $30^\circ S$  en la déclinant en ses composantes horizontale et verticale. Nous détaillerons ensuite les forçages qui sont à l'œuvre et qui façonnent cette circulation. Finalement nous placerons le contexte de cette étude en définissant un concept clé : la profondeur de la couche de mélange, et en dressant le plan de ce mémoire.

## 1.2 La circulation horizontale de l'océan Austral

### 1.2.1 Un transport intense via l'ACC et ses fronts

L'ACC est un courant profond composé de plusieurs fronts dont les plus intenses sont le front polaire et le front subantarctique représentés schématiquement sur la Figure 1.2. Les fronts de l'ACC séparent entre elles des régions possédant des caractéristiques distinctes en terme de physique, de biologie et de chimie [Whitworth, 1980]. Les propriétés des masses d'eau telles que la température, la salinité, l'oxygène et les nutriments changent drastiquement à travers les fronts de l'ACC. Les fronts de l'ACC sont ainsi associés à des changements méridiens prononcés des propriétés des masses d'eau [Orsi et al., 1995], et correspondent également à des jets intenses de l'ACC. La dynamique des jets constitue une barrière dynamique pour le mélange de masses d'eau à travers les fronts [Marshall et al., 2006, Ferrari and Nikurashin, 2010], et l'ACC est ainsi souvent décrit comme une barrière isolant le continent Antarctique des eaux chaudes plus au Nord [Rintoul et al., 2001, Gille, 2002].

La position des fronts est largement déterminée par les contraintes topographiques régionales, et on observe ainsi de fortes déviations du courant au niveau des plus grosses structures bathymétriques comme par exemple dans le Passage de Drake et autour des îles de Kerguelen et Crozet (Fig. 1.2; [Gordon et al., 1978, Gille, 1994, Dong et al., 2006, Sokolov et al., 2006]). Ces caractéristiques topographiques fixent globalement la position des fronts dans ces régions, mais en aval des obstacles topographiques et sur des zones plus plates, les fronts sont beaucoup plus dynamiques et présentent des structures plus tourbillonnaires (par exemple des méandres et tourbillons) [Hughes and Ash, 2001, Sallée et al., 2008, Chapman and Morrow, 2014].

L'ACC est généralement considéré comme forcé par les forts vents d'Ouest de l'hémisphère Sud [Allison et al., 2010] cependant, certaines études de modélisation ont également discuté la sensibilité du transport par l'ACC aux forçages de flottabilité [Gent et al., 2001, Borowski et al., 2002, Hogg, 2010]. Une perturbation du forçage qui modifierait le gradient méridional de densité à travers l'ACC, pourrait changer le transport. Par exemple, un réchauffement au Nord de l'ACC associé à un refroidissement au Sud, augmenterait la pente des isopycnes et donc l'intensité du transport barocline [Gent et al., 2001, Borowski et al., 2002, Hogg, 2010].

### 1.2.2 Le contre-courant Antarctique

Le courant côtier Antarctique (ACoC) est un courant rapide et peu profond qui s'écoule vers l'Ouest le long de la côte Antarctique, sur la pente continentale [Heywood et al., 2004].

On l'appelle le "contre-courant" Antarctique en opposition au sens d'écoulement de l'ACC qui, lui, s'écoule vers l'Est. Ce courant a été décrit par Sverdrup en 1954 [Sverdrup, 1954] qui découvrait également l'existence d'un transport d'Ekman dirigé vers le Sud, dû à la présence des vents d'Est dominants proche du continent Antarctique.

L'ACoC participe activement à l'advection de nutriments [Heywood et al., 2004] et influence également des paramètres physiques de l'océan Austral. L'ACoC affecte la dynamique de l'océan et de la glace, principalement sur les plateaux continentaux [Whitworth et al., 1998, Mathiot et al., 2011] : il est par exemple impliqué dans la circulation et la formation des eaux profondes dans la mer de Weddell, ainsi que dans les Eaux Antarctique de fond (AABW) [Núñez-Riboni and Fahrbach, 2009], mais aussi dans l'advection de glace [Holland and Kwok, 2012]. Ce fort courant forme une barrière dynamique entre l'important contenu de chaleur des eaux circumpolaires des gyres sub-polaires et les plateformes glaciaires flottantes au Sud. La dynamique du courant ACoC est ainsi impliquée dans les échanges de chaleur à l'interface glace-océan ce qui peut notamment provoquer une accélération du taux de fonte des plateformes de glace ("ice-shelf") [Hellmer et al., 2012, Kim et al., 2016]. Cependant les mécanismes en jeu dans les transferts de chaleur à travers l'ACoC représentent un vaste sujet d'étude, encore peu compris [Stewart and Thompson, 2013, Thompson et al., 2014, Gille et al., 2016]. L'eau de fonte, issue de la fonte de la calotte antarctique, affecte en retour la circulation océanique de surface et la formation des masses d'eau [Nakayama et al., 2014]. La dynamique du courant côtier Antarctique a ainsi un rôle potentiellement fondamental pour le climat antarctique, les interactions océan-cryosphère, et la circulation océanique à grande échelle.

### 1.2.3 Les gyres sub-polaires

Au Sud de l'ACC, entre l'ACoC et l'ACC, se trouvent les deux principaux gyres sub-polaires cycloniques (sens horaire) : le gyre de Weddell et le gyre de Ross (Fig. 1.2). Le gyre de Weddell est très étendu. Son courant de bord Ouest longe vers le Nord la Péninsule Antarctique puis est dévié vers l'Est et il s'étend jusqu'aux longitudes de l'Afrique, vers 20°E [Orsi et al., 1993, Talley, 2011]. Le gyre de Weddell est séparé de l'ACC par le front de la gyre de Weddell [Talley, 2011]. Le gyre de Weddell, au même titre que celui de Ross, entraîne d'une part de la chaleur et du sel depuis l'ACC et les redistribue vers les plateaux continentaux antarctiques, où les eaux profondes sont formées [Orsi et al., 1993], et d'autre part, ces gyres permettent l'export des eaux profondes vers les moyennes latitudes [Talley, 2011]. Le transport net de la mer de Weddell a été estimé à 20 Sv au début des années 90 [Reid, 1994], mais depuis ce chiffre a été estimé à la hausse ; entre 30-50 Sv d'après [Schröder and Fahrbach, 1999, Jullion et al., 2014]. Le gyre de Ross quant à lui, est localisé dans le secteur Pacifique de l'océan Austral, et s'étend vers l'Est entre 130°W et 80°W. Le transport net est estimé à 20 Sv [Reid, 1997] à travers la mer de Ross. Bien qu'encore peu compris, car peu observés, il a été récemment suggéré que les gyres de Weddell et de Ross pourraient avoir un rôle fondamental pour l'upwelling des eaux profondes au Sud de l'ACC [Tamsitt et al., 2017], et ainsi pour la circulation verticale de l'océan Austral, que j'aborde ci-dessous.

## 1.3 La circulation verticale de l'océan Austral

### 1.3.1 Stratification de l'océan Austral

L'intense circulation horizontale, discutée ci-dessus, a tendance à incliner les surfaces de densité de l'intérieur de l'océan et, en association avec des conditions atmosphériques hostiles et des interactions océan-glace intenses, fait de l'océan Austral une région particulièrement faiblement stratifiée. Il existe ainsi dans l'océan Austral une étroite connexion entre l'océan profond et la surface, due à cette faible stratification verticale, en comparaison des autres bassins océaniques (Fig. 1.3). Les masses volumiques des eaux polaires antarctiques varient très peu avec la profondeur et les isopycnes sont beaucoup plus verticales et remontent proche de la surface dans cette région du monde (voir Section. 1.4.1 et Fig. 1.7). Ainsi, les forces de gradient de pression sont redistribuées plus équitablement sur la verticale, et les courants, au lieu d'être restreints aux premières centaines de mètres sur la verticale, s'étendent très profondément.

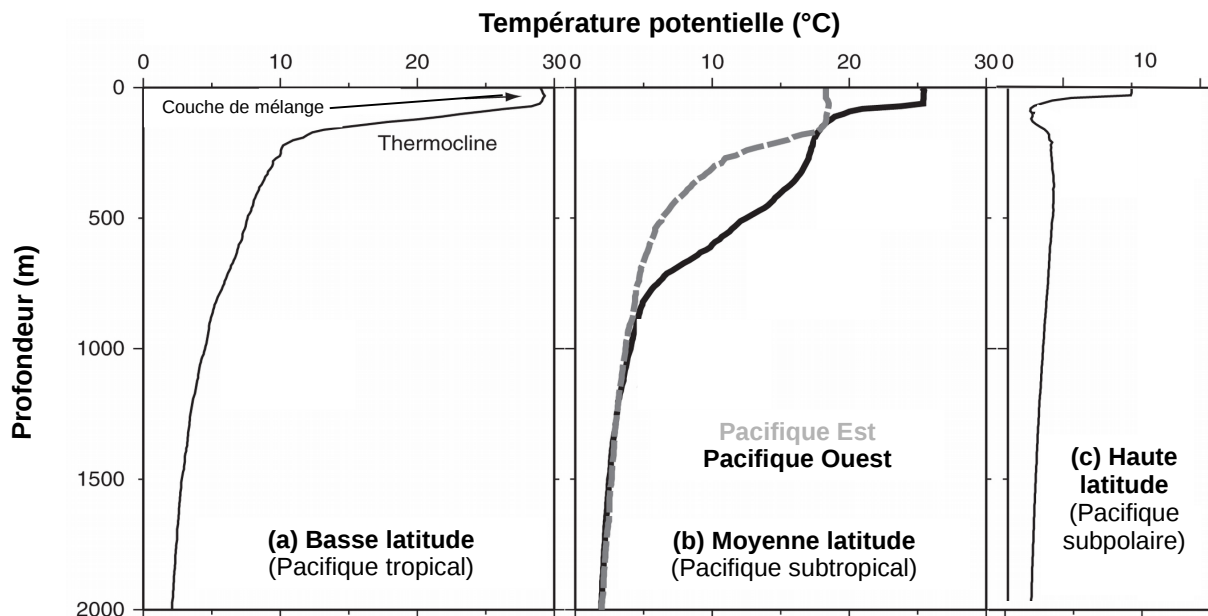


FIG. 1.3: Profils typiques de température de certaines régions de la planète (modifié d'après [Talley, 2011]). Profil vertical de la température aux basses latitudes (a), aux moyennes latitudes (b) et aux hautes latitudes (c).

Dans les régions sub-polaires de l'océan Austral (au sud de l'ACC), la stabilité de la colonne d'eau en surface est assurée par une stratification haline. Alors que les basses latitudes sont fortement stratifiées par la température (Fig. 1.3a), le refroidissement en surface dans les régions polaires peut donner lieu à des conditions où des eaux froides se retrouvent au dessus d'eaux plus chaudes, sans pour autant créer d'instabilités de la colonne d'eau. En effet, le coefficient de contraction thermique est si faible pour les températures d'eaux sub-polaires (proche du point de congélation), et l'apport d'eau douce à la surface est si élevé (précipitation et fonte de la glace) qu'il contre-balance les effets de la déstabilisation en température et rend les eaux superficielles plus légères ce qui garantit *in fine* la stabilité de la

colonne d'eau. Ces caractéristiques de faible stratification de l'océan Austral et l'importance de la salinité pour la stabilité des colonnes d'eau sub-polaires, sont fondamentales dans la mise en place de la circulation verticale de l'océan Austral, ainsi que pour les caractéristiques des masses d'eaux associées à cette circulation.

#### 1.3.2 Principales masses d'eau et circulation associée

La circulation de retournement de l'océan Austral est associée à une intense circulation verticale qui ventile les masses d'eau à la surface et les réinjecte en profondeur où elles resteront isolées de l'atmosphère pour des dizaines à des centaines d'années (Fig. 1.4; [DeVries and Primeau, 2011]).

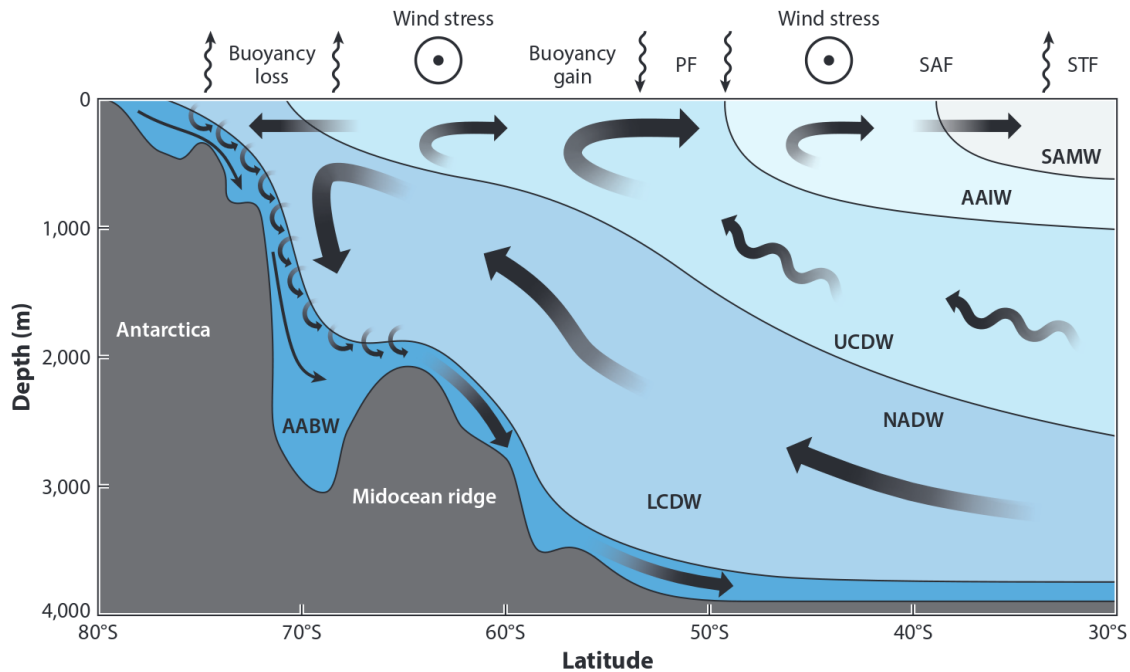


FIG. 1.4: **Vue méridienne des deux cellules de circulation dans l'océan Austral** [Speer et al., 2000]. Les Eaux Circumpolaires Profondes (CDW), composées des UCDW et LCDW et alimentées par l'Eau Profonde Nord-Atlantique (NADW), remontent vers la surface près du continent par pompage d'Ekman. Elles sont modifiées par des processus dynamiques et thermodynamiques à la surface et forment d'une part les AAIW (Eaux Intermédiaires Antarctique) et SAMW (Eaux Modales Subantarctique) qui repartent vers le Nord en surface et d'autre part les AABW (Eaux Antarctique de Fond) qui sont très denses et subduisent le long de la pente continentale.

La structure méridionale de la circulation de l'océan Austral peut être conceptualisée par deux cellules océaniques superposées et circulant dans des sens opposés (Fig. 1.4). Les deux cellules de retournement sont alimentées par la remontée près de la surface des eaux circumpolaires profondes (*Circumpolar Deep Water, CDW*). Cet upwelling de CDW est dû à différents processus : d'une part l'action des vent d'Ouest qui sont à l'origine d'un transport d'Ekman dirigé vers le Nord, et d'autre part à la circulation tourbillonnaire qui contre-balance ce pompage d'Ekman [Marshall and Radko, 2003]. Les CDW proviennent d'une masse d'eau profonde de l'hémisphère Nord formée dans le bassin Atlantique Nord (*North Atlantic Deep Water, NADW*), puis modifiée dans les bassins Indien et Pacifique, qui entrent dans l'océan Austral par l'intermédiaire de l'ACC [Whitworth et al., 1998, Marshall and Speer, 2012]. Les

CDW remontent ensuite en partie à la surface de l’océan Austral [Tamsitt et al., 2017] où elles sont exposées aux conditions de surface :

- \* en interaction avec la glace de mer et l’atmosphère froide, elles sont transformées en eaux plus denses et forment les eaux denses et salées du plateau (*Dense Shelf Water, DSW*). Cette transformation a principalement lieu dans la mer de Ross, la mer de Weddell et le long de la côte Est de l’Antarctique [Tamura et al., 2008, Williams et al., 2010, Ohshima et al., 2013]. Lorsque la perte de flottabilité est suffisante en raison du refroidissement des températures, de la perte de chaleur dans les polynies côtières<sup>2</sup>, et des rejets de saumures associés à la formation intense de glace, l’eau Antarctique de fond se forme (*Antarctic Bottom Water, AABW*), plonge et tapisse le fond de l’océan [Gill, 1973, Orsi et al., 1999, Garabato et al., 2002]. **C’est la branche inférieure de la circulation de retournement.**
- \* dans la couche d’Ekman, elles sont entraînées vers l’Équateur et converties en eau moins dense, les eaux intermédiaires (*Antarctic Intermediate Water, AAIW*) et les eaux modales (*Subantarctic Mode Water, SAMW*), grâce au gain de flottabilité par apport de chaleur et d’eau douce via l’atmosphère [Sallée et al., 2006, Sallée et al., 2010]. **C’est la branche supérieure de la circulation de retournement.**

Depuis quelques années cependant, cette vue conceptuelle décrivant la circulation dans l’océan Austral comme deux cellules de retournement superposées s’est complexifiée [Talley, 2013], pour proposer une vision plus tridimensionnelle des chemins de re-circulations. Par exemple, en 2003, [Talley et al., 2003], proposent ainsi un nouvel élément au tableau : le rôle des eaux profondes de l’océan Indien (*Indian Deep Water, IDW*) et du Pacifique (*Pacific Deep Water, PDW*) sur la circulation de retour des AABW et sur l’upwelling des CDW dans l’océan Austral (boucle orange sur la Figure. 1.5b). Les trois masses d’eau profondes en provenance du Nord (NADW, IDW et PDW) se déplacent vers le sud et remontent dans l’océan Austral. Les AABW sont produites à partir des NADW, plus denses et salées, et d’une partie des IDW/PDW pauvres en oxygène. Ces IDW/PDW circulent au-dessus des NADW et plus au Nord. Le reste des IDW/PDW qui n’alimente pas les AABW, circule en surface, se déplaçant dans la thermocline subtropicale, et alimentera finalement 1/3 des NADW. Un autre tiers des NADW provient du retour des AABW en profondeur dans l’Atlantique. Le tiers restant provient de l’upwelling profond des AABW dans l’Indien-Pacifique.

---

2. Ouvertures dans la glace de mer provoquées par les vents forts qui poussent la glace vers le large. Lieu de formation intense de glace de mer.

### 1.3. La circulation verticale de l'océan Austral

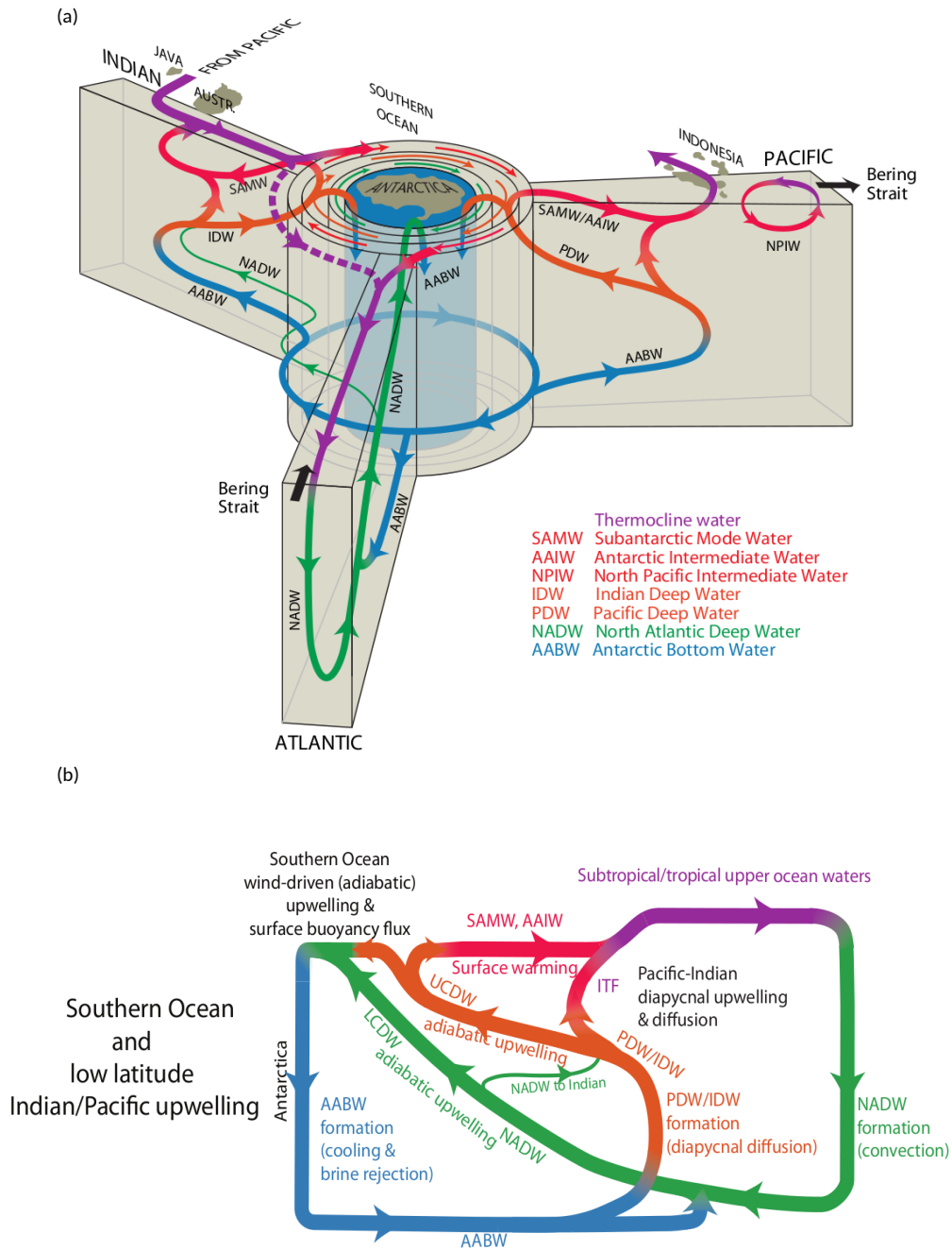


FIG. 1.5: (a) Schéma 3D représentant la circulation globale de retournement (d'après [Talley et al., 2003]) et (b) vue 2D des cellules de circulation dans l'océan Austral. On y trouve les deux cellules formées par les NADW d'une part et les AABW d'autre part, mais aussi les upwelling dans les océans Austral, Indien et Pacifique.

Plusieurs processus sont à l'origine de cette large circulation océanique à l'échelle planétaire. Dans les prochaines sections nous détaillerons particulièrement le rôle des vents ainsi que des flux d'eau douce et de chaleur, et nous verrons comment, ensemble, ils participent à la mise en mouvement des masses d'eau.



## 1.4 Forçages dynamiques et thermodynamiques

### 1.4.1 Présentation générale des mécanismes clés de la circulation

La circulation de l'océan Austral est contrôlée par une combinaison de forçages dynamiques ; les vents, et de forçages thermodynamiques ; les flux de chaleur et d'eau douce à la surface de l'océan.

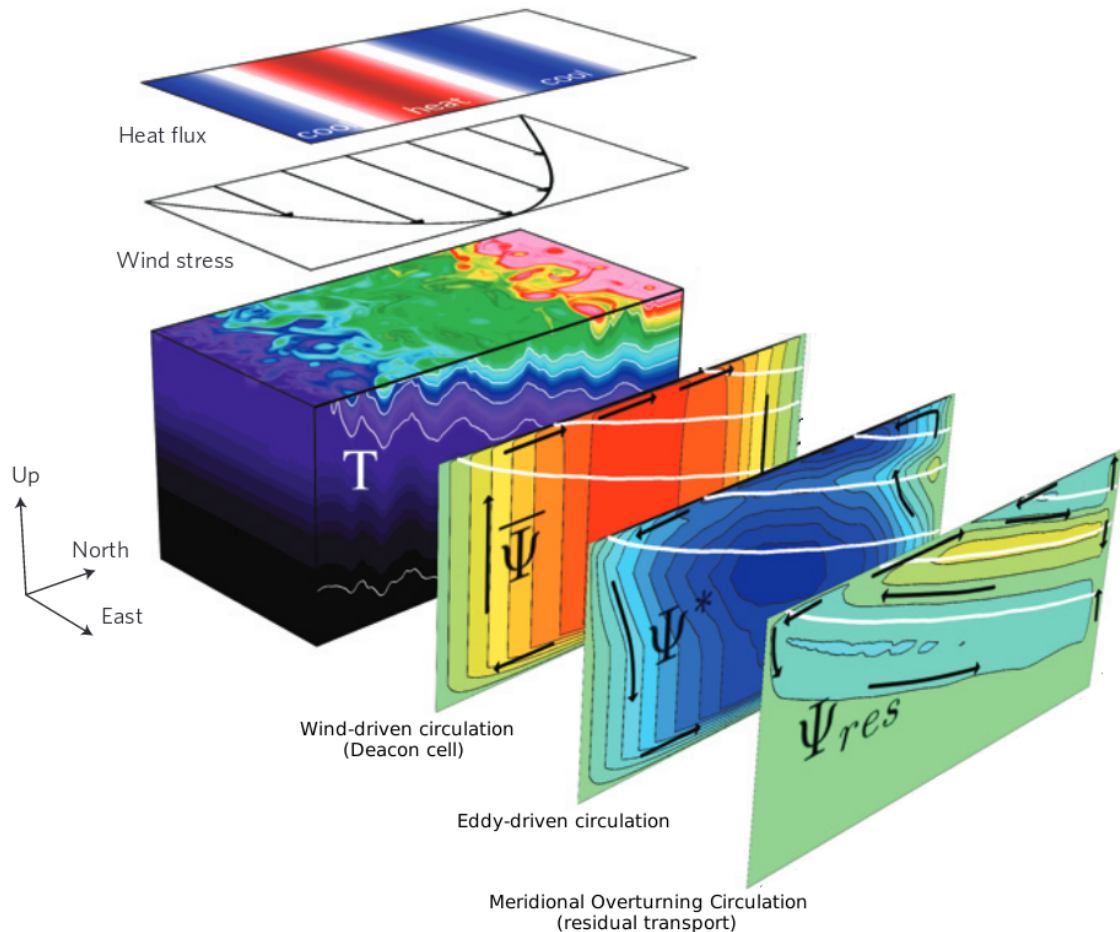


FIG. 1.6: **Schéma 3D des différentes cellules de circulation de l'océan Austral, modifié d'après [Marshall and Speer, 2012].** On observe à la surface les forçages dynamiques (vent) et thermodynamiques (flux de flottabilité, seul le flux de chaleur est représenté ici par la 1ère couche). Puis sont représentées les différentes cellules de circulation associées et leur sens (les 3 couches latérales) : la cellule de Deacon engendrée par les vents (notée  $\bar{\Psi}$ ), la cellule de circulation engendrée par les tourbillons (notée  $\Psi^*$ ) et la cellule résiduelle (c-à-d la somme de  $\bar{\Psi} + \Psi^*$ ) qui correspond à la circulation de retournement que l'on observe dans l'océan Austral (notée  $\Psi_{res}$ ). Les traits blancs sur chaque couche représentent des isopycnes et leur pente.

Les processus dynamiques, portés par les forts vents d'Ouest, sont à l'origine d'un déplacement d'eau vers le Nord (transport d'Ekman) et donc d'un système d'upwelling/downwelling à travers l'océan Austral, qui mettent en place une circulation verticale que l'on appelle la cellule de Deacon [Deacon, 1937], représentée dans la Figure 1.6 (notée  $\bar{\Psi}$ ). Cette circulation induite par le vent tend à augmenter l'inclinaison des isopycnes.

## 1.4. Forçages dynamiques et thermodynamiques

Cette cellule est contre-balançée par une cellule circulant en sens inverse et induite par des tourbillons (notée  $\Psi^*$ ) qui tendent à aplatir les isopycnes [Johnson and Bryden, 1989, Marshall and Speer, 2012]. Finalement ce que l'on appelle la circulation de retournement est le résidu entre ces deux cellules de sens opposé (notée  $\Psi_{res}$ ).

La circulation résiduelle de  $\bar{\Psi}$  et  $\Psi^*$  suit les contours de densité dans l'intérieur de l'océan (faible mélange diapycnal) et ne les croisent principalement, que dans les couches superficielles. À la surface de l'océan, cette advection à travers les surfaces de densité doit être équilibrée par des processus thermodynamiques de la surface [Marshall, 1997, Abernathey et al., 2011]. Il est ainsi possible d'estimer la circulation de retournement proche de la surface sans connaître le stress du vent et l'influence des tourbillons, mais uniquement par la connaissance de la thermodynamique à la surface (ce sera l'objet du chapitre 3) [Walín, 1982, Marshall et al., 1999].

Les processus thermodynamiques correspondent aux flux de flottabilité à la surface de l'océan (couche supérieure horizontale dans la Figure 1.6). Ils sont composés d'une part par des flux de chaleur : flux de chaleur latente, flux de chaleur sensible, flux radiatif, et d'autre part par des flux d'eau douce provenant des précipitations, de l'évaporation et des processus liés à la formation/destruction de glace de mer [Abernathey et al., 2011]. Les flux de flottabilité à la surface de l'océan modifient la densité de l'eau et la rendent soit plus légère soit plus dense. Par exemple, d'après notre convention, nous verrons qu'un flux de flottabilité positif au dessus d'une parcelle d'eau, implique une augmentation de la flottabilité de cette parcelle, ce qui est associé à une augmentation de la température de surface et/ou à une diminution de la salinité de surface. Ces processus thermodynamiques sont à l'origine d'une transformation des masses d'eau.

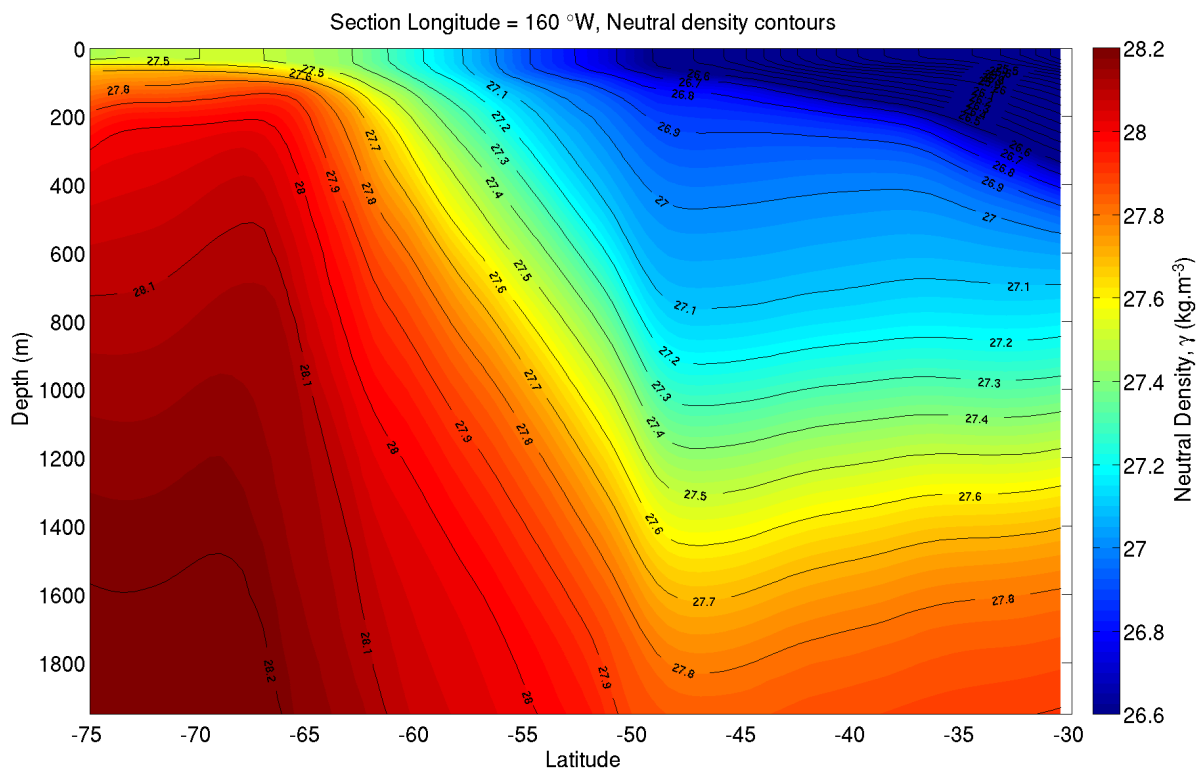


FIG. 1.7: Section de la moyenne annuelle de la densité neutre dans l'océan Austral autour de 160°W. Cette section issue du jeu de données de Pellichero et al., (2017), permet de visualiser la pente des isopycnes (contours) et leur importante remontée vers le Sud (à gauche).

Finalement l'effet net entre la circulation induite par les tourbillons, le transport d'Ekman et la dynamique de l'ACC, résulte en un équilibre de la pente des isopycnes présenté en Figure. 1.7 par lequel les eaux denses et profondes (CDW) peuvent accéder à la surface de l'océan par un upwelling adiabatique [Toggweiler and Samuels, 1993, Marshall and Speer, 2012].

### 1.4.2 Le stress du vent à la surface de l'océan

Le "forçage dynamique" s'exerçant sur l'océan fait référence au stress du vent à la surface de l'océan. Comme nous l'avons vu précédemment, l'océan Austral est entouré de vents forts, les Westerlies, qui soufflent vers l'Est et qui sont, de ce fait, à l'origine d'un fort transport d'Ekman dirigé vers le Nord [Marshall and Speer, 2012]. Du fait de la rotation de la planète, le momentum transféré depuis l'atmosphère vers les premières couches de l'océan produit un transport d'eau dirigé vers la gauche (la droite) des vents dans l'hémisphère Sud (dans l'hémisphère Nord). C'est cet écoulement qui porte le nom de transport d'Ekman. Dans l'océan Austral, le transport d'Ekman induit donc un déplacement d'eau vers le Nord qui est comblé, par conservation de masse, par une remontée d'eau des profondeurs vers la surface au Sud. C'est le pompage d'Ekman. L'intensité des vents d'Ouest et donc du transport d'Ekman, varie avec la latitude : le maximum de transport d'Ekman a lieu dans la bande de latitude 50-60°S comme le montre la Figure. 4.4 et particulièrement dans le secteur Indien.

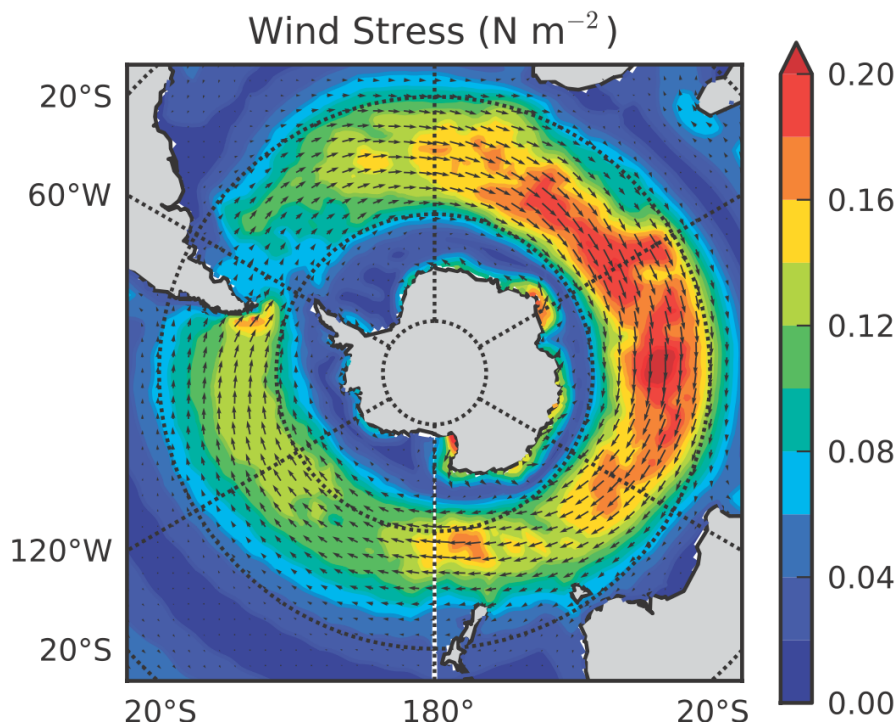


FIG. 1.8: **Stress du vent à la surface de l'océan Austral d'après [Abernathey et al., 2011].** Moyenne annuelle sur la période 1949-2006, obtenue avec les données de CORE2 (Common Ocean Reference Experiment). L'intensité du stress du vent est indiquée en couleur ( $N.m^{-2}$ ) tandis que la direction est indiquée par les vecteurs.

### 1.4.3 Le flux d'eau douce par la glace de mer

À la surface de l'océan Austral, les flux d'eau douce impliqués dans le budget de salinité de la couche de mélange proviennent de différents compartiments : **de l'atmosphère** avec les précipitations et l'évaporation, **de la glace** avec la fonte, la formation et le transport de glace de mer, le vêlage des icebergs, l'apport des glaciers continentaux, et **de l'océan intérieur** avec des remontées d'eau sous-jacentes qui vont entrer dans la couche de mélange et contribuer à son budget de salinité. Dans les prochaines sections, nous allons passer en revue certaines de ces composantes du flux d'eau douce.

La glace de mer est une composante majeure de l'océan Austral et elle a des implications diverses à la fois sur les écosystèmes et sur les paramètres physiques de cette région et du globe. Contrairement à l'océan Arctique, à chaque saison dans l'océan Antarctique, la glace de mer fond presque entièrement. La glace dans cette région Sud est donc presque uniquement de la glace "jeune" et dans sa première année de stade de formation. Il existe toutefois des exceptions où elle persiste au fil des années comme dans certaines parties de la mer de Weddell par exemple.

Le cycle saisonnier de la glace de mer est très marqué puisqu'il varie approximativement d'une couverture de 3 millions de km<sup>2</sup> chaque mois de février, à une couverture de 18 millions de km<sup>2</sup> chaque mois de septembre (Fig. 1.9 ; [Cavalieri and Parkinson, 2008]). Le cycle saisonnier d'extension de la glace de mer est caractérisé par une période de croissance lente et constante de mars à septembre suivi d'une période de fonte massive et relativement rapide le reste de l'année, et même accentuée en décembre et janvier.

Ces alternances de formation et destruction de glace de mer ne sont pas réparties de manière homogène sur l'ensemble de l'océan. En effet, les régions de Weddell et Ross produiraient 2 à 3 fois plus de glace que celles d'Amundsen et de Bellingshausen [Holland and Kwok, 2012, Petty et al., 2014]. De plus, Weddell/Ross sont aussi les secteurs présentant les plus forts taux d'export de glace vers le Nord :  $\sim 40\%$  de la glace formée dans la mer de Weddell est exportée vers de plus basses latitudes et  $\sim 70\%$  pour la mer de Ross. À l'inverse le secteur Bellingshausen présente le plus fort taux annuel de fonte de glace de mer. Les raisons de ces différences régionales de régime de glace de mer proviennent à la fois de l'atmosphère mais aussi de l'océan intérieur :

- \* Sous la glace, les mers de Weddell et Ross sont caractérisées par des eaux froides (proches du point de congélation de  $-1.8^{\circ}C$ ) et salées, alors que les mers d'Amundsen et Bellingshausen sont caractérisées par des eaux sous la glace légèrement moins salées et plus chaudes ( $+1^{\circ}C$ ) ce qui accentue la fonte [Petty et al., 2013, Petty et al., 2014].
- \* Sur la glace, les mers de Weddell et Ross sont sous l'influence de forts vents catabatiques<sup>3</sup> qui refroidissent l'air et favorisent la formation de polynies côtières et donc de glace. À l'inverse, les secteurs d'Amundsen et Bellingshausen sont sous l'influence d'une atmosphère plus chaude en été [Van Lipzig et al., 2004, Petty et al., 2013, Petty et al., 2014].

La Figure. 1.9 illustre aussi cette idée d'inégalité dans la formation/destruction avec en jaune et gris les zones où la glace de mer est stable et persiste une longue période de l'année, alors qu'en violet sont représentées les zones où la glace vit moins longtemps sur une année. Cette répartition globalement zonale du bord de la glace de mer est probablement due aux courants circulant eux aussi principalement zonalement dans l'océan Austral.

---

3. Les vents catabatiques sont alimentés par des masses d'air très froides qui descendent le long de la calotte polaire vers le large. Puissants et sans obstacle sur leur passage, ils participent activement à la dynamique de la glace de mer.

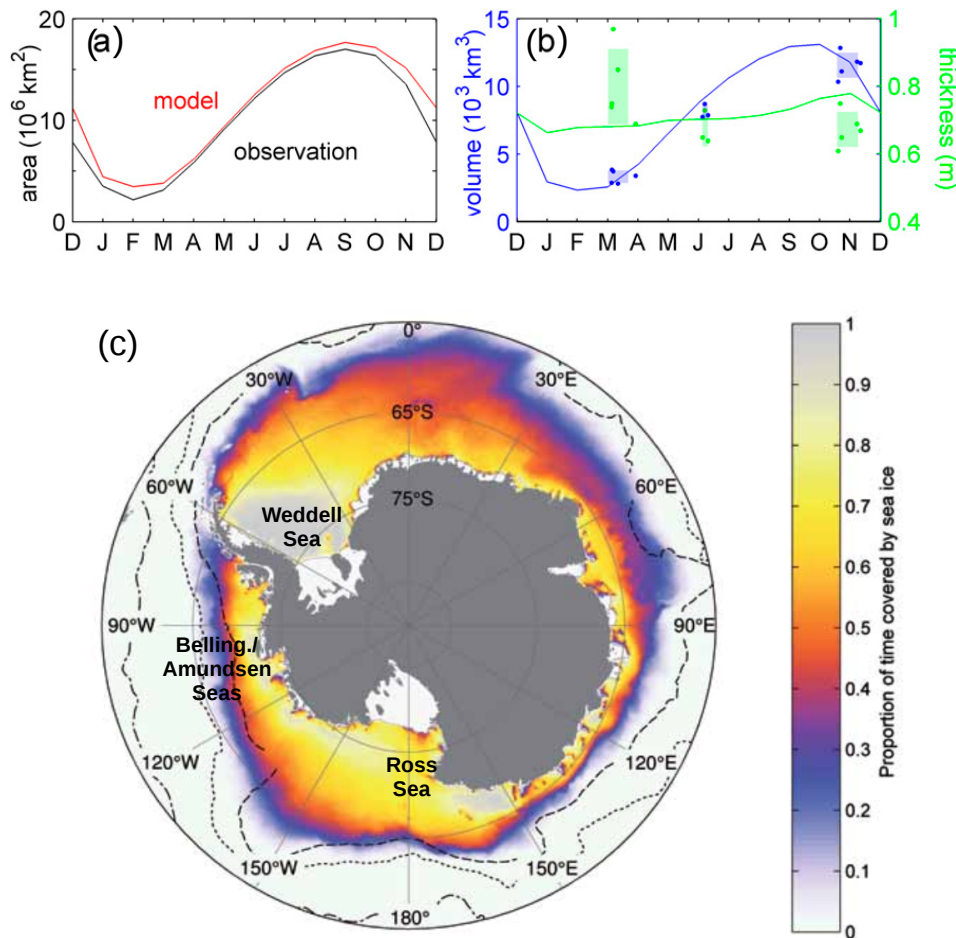


FIG. 1.9: (a) Cycle saisonnier de la concentration en glace de mer en Antarctique sur la période 1992–2010. La courbe rouge correspond à une sortie de modèle et la courbe noire correspond aux observations. (b) Cycle saisonnier modélisé du volume de glace de mer (en bleu) et de l’épaisseur de glace de mer (en vert). Les points correspondent à des observations issues de campagnes ICESat (d’après [Holland et al., 2014]). (c) Carte de la proportion de temps pendant laquelle l’océan est recouvert de glace de mer (d’après [Post et al., 2014]). En bleu–violet sont représentées les zones de courte durée d’englacement, tandis que le jaune–gris correspond aux zone de glace plus persistante. Cette carte présente également la localisation des principaux océans de l’Antarctique.

Cette carte révèle également la présence de zones particulières avec un faible taux de concentration de glace de mer : les polynies, particulièrement abondantes le long de la côte Est de l’Antarctique. Ces régions d’eau libre, ou seulement recouvertes d’une fine couche de glace, sont enclavées dans des zones très englacées. Les polynies côtières sont formées sous l’effet des vents catabatiques ou des courants océaniques qui poussent la glace nouvellement formée depuis la côte vers le large, laissant ainsi une zone d’eau libre de glace de mer [Pease, 1987].

Dans les polynies, l’absence de banquise augmente la perte d’énergie thermique de l’océan par décharge du flux de chaleur latente depuis l’océan vers l’atmosphère (e.g l’océan plus chaud réchauffe l’atmosphère) car il n’y a plus la glace qui joue le rôle d’isolant entre les deux compartiments. En effet, au cours de l’hiver, la perte de chaleur au dessus d’une polynie est un à deux ordres de grandeur plus forte que celle au dessus de la banquise [Maykut, 1978, Tamura et al., 2008], par conséquent ces polynies sont considérées comme



des régions d'intense production de glace. C'est ce que l'on appelle les polynies de chaleur latente. Il existe également un second type de polynie : les polynies à chaleur sensible. Celles-ci sont formées par la remontée d'eau plus chaude directement sous la glace. En contact avec ces eaux chaudes, la glace fond et maintient ouverte une zone d'eau libre.

La glace de mer est également considérée comme un indicateur particulièrement réactif aux changements climatiques sur le long terme. Ces dernières années, de nombreuses études se sont penchées sur l'impact du réchauffement climatique actuel sur la banquise Antarctique. Des changements importants de l'étendue, de la durée de présence de la banquise ou de son épaisseur ont été constatés sur la péninsule Antarctique Ouest où une diminution de la superficie de 5 à 6% par décennie a été relevée sur les 30 dernières années. Cependant, cette tendance n'est pas globale autour du continent puisqu'à l'inverse, en mer de Ross, on observe une augmentation de 4,5 à 5% par décennie [Comiso et al., 2011, Stammerjohn et al., 2012, Constable et al., 2014]. L'effet net de ces tendances régionales contrastées est une légère augmentation de la couverture de banquise antarctique de 1% par décennie sur les 30 dernières années. L'étendue n'est pas le seul facteur important, la durée d'englacement saisonnier a également diminué dans la région Ouest de la péninsule Antarctique. Les changements récents sont discutés plus en détail dans le chapitre 4.

Ce cycle saisonnier de formation/advection/destruction de glace de mer redistribue dans l'océan d'importantes quantités d'eau douce par le biais de la glace de mer [Haumann et al., 2016]. Ce cycle peut être vu comme une perte d'eau douce en automne/hiver dans les régions de formation de glace (e.g augmentation de la salinité par rejet de saumure), qui est transporté par advection de glace puis "restitué" à l'océan dans d'autres régions, celles où se concentre la fonte de la glace de mer [Saenko et al., 2002, Haumann et al., 2016]. Le cycle saisonnier de formation/destruction de glace de mer joue ainsi un rôle de "pompe" méridionale d'eau douce : les régions où la formation excède la fonte (perte nette d'eau douce sur le cycle saisonnier) étant généralement plus au Sud, proche du continent Antarctique ; et les régions où la fonte excède la formation (gain net d'eau douce sur le cycle saisonnier) étant généralement plus au Nord, proche du front de la banquise. Cette redistribution méridionale de l'eau douce peut considérablement affecter la stratification ainsi que les processus de transformation de masses d'eau. De nombreuses études de modélisation montrent même que la représentation des AAIW, SAMW et AABW est suffisamment réaliste dès lors que le transport méridional de glace de mer est pris en compte [England, 1992, Saenko et al., 2002, Santoso and England, 2004, Abernathey et al., 2016]. Malheureusement ces processus sont encore mal représentés dans beaucoup de modèles climatiques [Lecomte and Toyota, 2016] ce qui explique en partie de larges incertitudes dans la structure des masses d'eau qui composent l'océan Austral [Downes et al., 2010, Downes et al., 2011b, Heuzé et al., 2013, Sallée et al., 2013].

### 1.4.4 Le flux d'eau douce par l'atmosphère

Le flux atmosphérique d'eau douce est généralement défini par le bilan entre évaporation (E) et précipitation (P). L'obtention d'observations de précipitations et d'évaporation à grande échelle sur l'ensemble de l'océan Austral, représente un défi encore non atteint. Pour obtenir une estimation climatologique des précipitations et de l'évaporation sur l'ensemble de l'océan Austral, il faut se fier à des réanalyses atmosphériques assimilées, mais les champs de précipitation et d'évaporation sont peu contraints par les observations dans ces réanalyses. Comme en témoignent les larges disparités régionales entre les 3 produits de réanalyses présentés en Figure. 1.10, le flux atmosphérique d'eau douce au dessus de l'océan Austral est à l'heure actuelle encore mal connu. Il est pourtant potentiellement d'une importance cruciale pour le taux de formation de la glace de mer, la circulation océanique, ou le bilan de masse des glaciers continentaux [Papritz et al., 2014, Grazioli et al., 2017]. Une étude a

montré par exemple, qu'une diminution de l'apport d'eau douce par l'atmosphère de  $10\text{cm}/\text{an}$  pouvait être à l'origine de la formation d'une polynie persistante en mer de Weddell et d'une réduction de l'extension de glace de 5% associée à une diminution du volume de glace de 12% [Marsland and Wolff, 2001]. Pourtant peu de données *in-situ* de précipitation existent et les simulations fournies par les modèles climatiques ont encore plus de mal à estimer les précipitations nettes au dessus de l'océan Austral que sur le continent Antarctique car le résultat dépend largement de la couverture de glace utilisée ou simulée [Weatherly, 2004, Tietäväinen and Vihma, 2008].

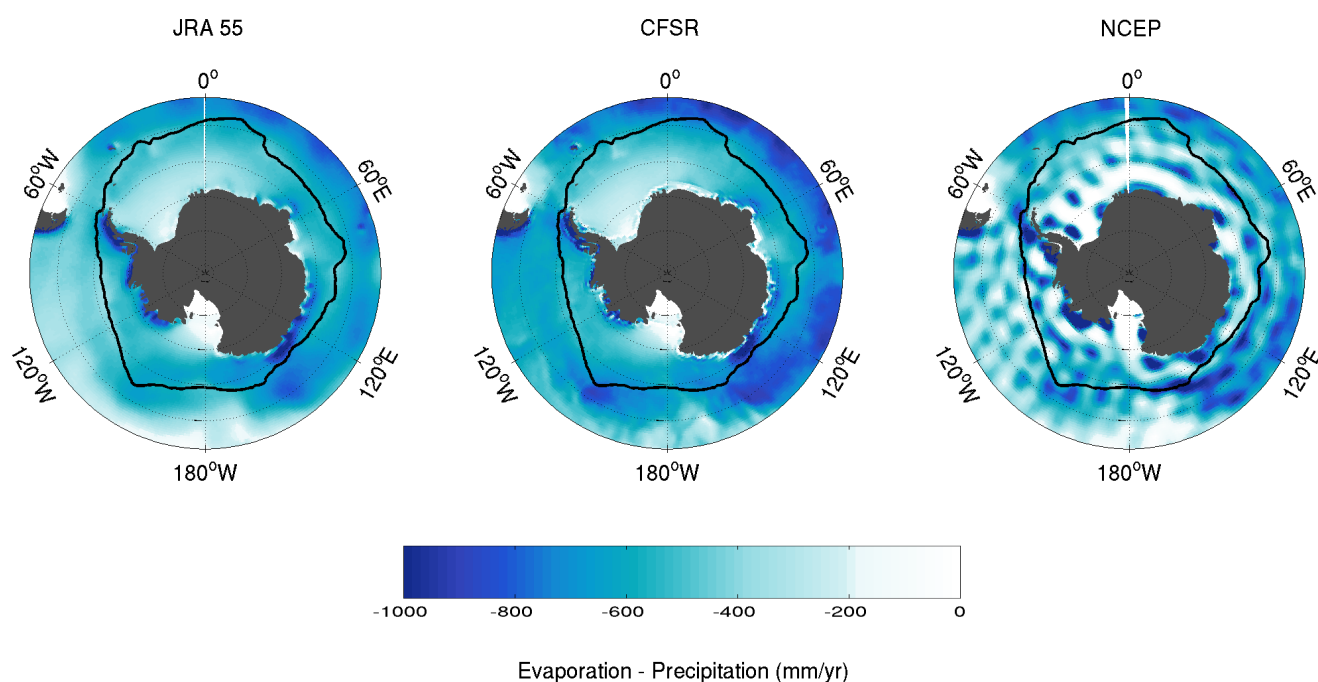


FIG. 1.10: **Évaporation moins précipitation (E-P) en mm/an.** Estimation à partir de différents produits : (a) JRA55, (b) CFSR et (c) NCEP. La ligne noire correspond à la couverture de glace du mois de septembre. Les régions en bleu correspondent aux zones de fortes précipitations tandis que les régions en blanc présentent des précipitations moyennes plus faibles.

Si l'on s'en tient aux caractéristiques principales sur lesquelles s'accordent les différentes réanalyses, en moyenne annuelle le flux net d'eau douce atmosphérique correspond presque partout au dessus de l'océan Austral à un excès de précipitation par rapport à l'évaporation. Les flux d'eau douce en provenance de l'atmosphère semblent plus faibles (moins de précipitations) dans les mers de Weddell et de Ross, probablement en raison de l'influence de masses d'air continentales, froides et sèches. En mer de Weddell par exemple, si les précipitations sont plus faibles c'est que la Péninsule Antarctique bloque les vents d'Ouest humides ainsi que les systèmes dépressionnaires sur son côté Ouest [Tietäväinen and Vihma, 2008]. Par conséquent l'air du côté Ouest de la Péninsule est plus chaud ( $7^{\circ}\text{C}$  en moyenne) que l'air du côté Est à latitude et altitude équivalentes [Vaughan et al., 2003].

## 1.4.5 Le flux de chaleur atmosphérique à travers l’océan Austral

Les travaux présentés dans ce manuscrit sont en grande partie orientés sur la zone de glace de mer. Dans cette région, en moyenne, les flux d’eau douce dominent largement les processus thermodynamiques par rapport aux flux de chaleur [Meijers, 2014], car, d’une part, la couverture de glace de mer limite les échanges de chaleur entre l’atmosphère et l’océan, et d’autre part, le coefficient de contraction thermique de l’eau de mer est très faible pour des températures de l’eau typiques des régions sub-polaires, ce qui tend à limiter l’impact des flux de chaleur sur le forçage en flottabilité. Cependant dans les régions de polynies, non recouvertes par la banquise, le flux de chaleur air–océan peut augmenter d’un facteur de 10 à 100 par rapport à la glace alentour [Maykut, 1978]. Bien que le flux de chaleur à la surface sera peu évoqué au cours de ces travaux, nous dressons ici une présentation afin de souligner leurs caractéristiques et leur rôle dans l’océan Austral.

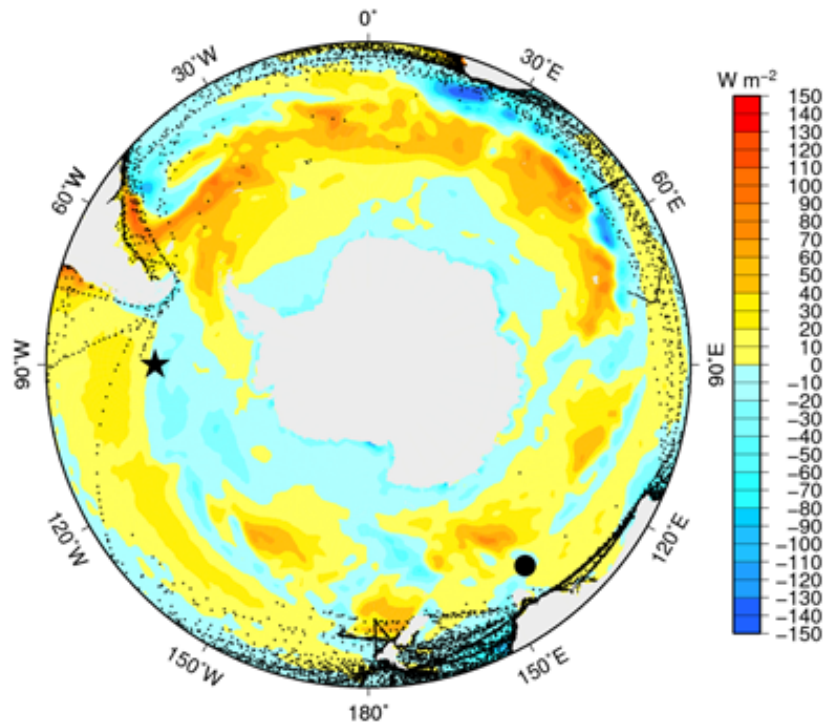


FIG. 1.11: Moyenne annuelle du flux de chaleur air–océan pour 2008–2010 produite avec la réanalyse ECMWF/ERA-int. Le flux de chaleur est exprimé en  $W.m^{-2}$ . En bleu sont représentées les zones de perte de chaleur par l’océan et en rouge les zones de gain de chaleur par l’océan. D’après [Gille and Swart, 2016].

Le flux net de chaleur air–océan correspond à la somme de deux composantes turbulentes ; la chaleur latente et la chaleur sensible, et de deux composantes radiatives ; onde longue et onde courte [Josey et al., 2013]. Malheureusement la densité de données est telle dans l’océan Austral, que la précision et la disponibilité des flux de chaleur à l’interface air–océan reste encore faible [Cerovečki et al., 2011]. L’amplitude et les variations du flux de chaleur air–océan–glace est mal connu et représente à l’heure actuelle une grande part d’incertitudes dans l’estimation du climat des hautes latitudes [Bourassa et al., 2013].

L’énergie solaire est l’unique source de chaleur de la planète. Elle entre dans notre système Terre via des ondes courtes. On estime que 47% du rayonnement solaire qui atteint la Terre est ensuite absorbée par la surface des océans et du sol [Trenberth et al., 2009]. Parmi la quantité d’énergie absorbée par les océans, (1) une partie est ré-émise vers l’atmosphère par



le flux de chaleur latente via l'évaporation, (2) une autre partie est transformée en onde longue puis renvoyée vers l'atmosphère, (3) une autre partie est ré-émise vers l'atmosphère par le flux de chaleur sensible via conduction et (4) la partie restante est transportée par les courants ou stockée dans l'océan [Blunden and Arndt, 2016]. Les flux turbulents présentent une plus forte variabilité inter-annuelle et spatiale que les flux radiatifs [Josey et al., 1999, Chou et al., 2004, Yu et al., 2011].

Comme en témoigne la Figure. 1.11, le flux de chaleur net issu de la réanalyse ECMWF, présente en moyenne annuelle des valeurs plus élevées dans la région de l'ACC ainsi que sur l'Ouest de la Péninsule Antarctique (de l'ordre de  $40 \text{ W.m}^{-2}$ ). Ailleurs les échanges air-océan de chaleur sont plus faibles et oscillent entre  $\pm -10 - 0 \text{ W.m}^{-2}$ . Ce résultat est cohérent avec la structure globale du flux de chaleur à la surface qui montre un gain net de chaleur par les océans tropicaux et à l'Équateur, tandis que les océans des régions subtropicales et des hautes latitudes présentent une perte nette de chaleur vers l'atmosphère [Blunden et al., 2013]. Comme nous le précisons, les incertitudes sont cependant larges et même ces variations régionales grande-échelle en moyenne annuelle sont à considérer avec beaucoup de précautions.

### 1.5 La couche de mélange : lien entre atmosphère et océan

#### Définition

La couche de mélange océanique est communément définie comme la couche de surface de l'océan dans laquelle les propriétés physiques telles que la température, la salinité et la densité sont quasiment uniformes sur la verticale. En dessous de la couche de mélange, à sa base, les propriétés physiques présentent un fort gradient. Cette couche de mélange doit son existence au mélange turbulent intense généré par l'action du vent à la surface de l'océan et par les flux air-mer de chaleur et de salinité qui génèrent des instabilités et des cellules de circulation homogénéisant la couche de surface de l'océan (Fig. 1.12; [Kara et al., 2000, de Boyer Montégut et al., 2004]). Ces paramètres combinés contrôlent en effet la formation de cette couche de mélange ainsi que son évolution saisonnière. Les réchauffements/refroidissements atmosphériques modulent en partie la profondeur de la couche de mélange : un réchauffement durant l'été augmente la stratification, et diminue ainsi la profondeur de la couche de mélange. À l'inverse, le refroidissement en hiver déstabilise la colonne d'eau, ce qui permet le mélange des masses d'eau même sans la présence de vents. La profondeur de la couche de mélange (MLD) est devenue une notion de référence en océanographie car elle joue le rôle primordial de tampon entre l'atmosphère et l'océan profond. Cet effet tampon vient de la différence de capacité thermique entre les deux compartiments puisque l'océan peut stocker quatre fois plus de chaleur que l'atmosphère. La MLD est donc un paramètre clé qui détermine par exemple le contenu de chaleur et de carbone de la surface de l'océan qui est en interaction directe avec l'atmosphère.

Il n'existe pas de véritable consensus quant à la façon de définir et de calculer cette profondeur de la couche de mélange, et de multiples critères existent dans la littérature [Kara et al., 2000, de Boyer Montégut et al., 2004, Holte and Talley, 2009] selon la région étudiée, le type de données utilisé, ou la question scientifique abordée. De plus, la variabilité spatiale de la MLD est très large; elle est de quelques dizaines de mètres dans les régions équatoriales et peut atteindre des centaines ou milliers de mètres de profondeur dans les régions polaires. La variabilité temporelle est également forte; la MLD varie sur des échelles de temps allant du journalier à l'inter-annuel [McCreary et al., 2001, Kara et al., 2003, Soloviev and Lukas, 2013]. Ces variations spatiales et temporelles sont fondamentales pour la subduction des eaux de surface et la ventilation de la thermocline.

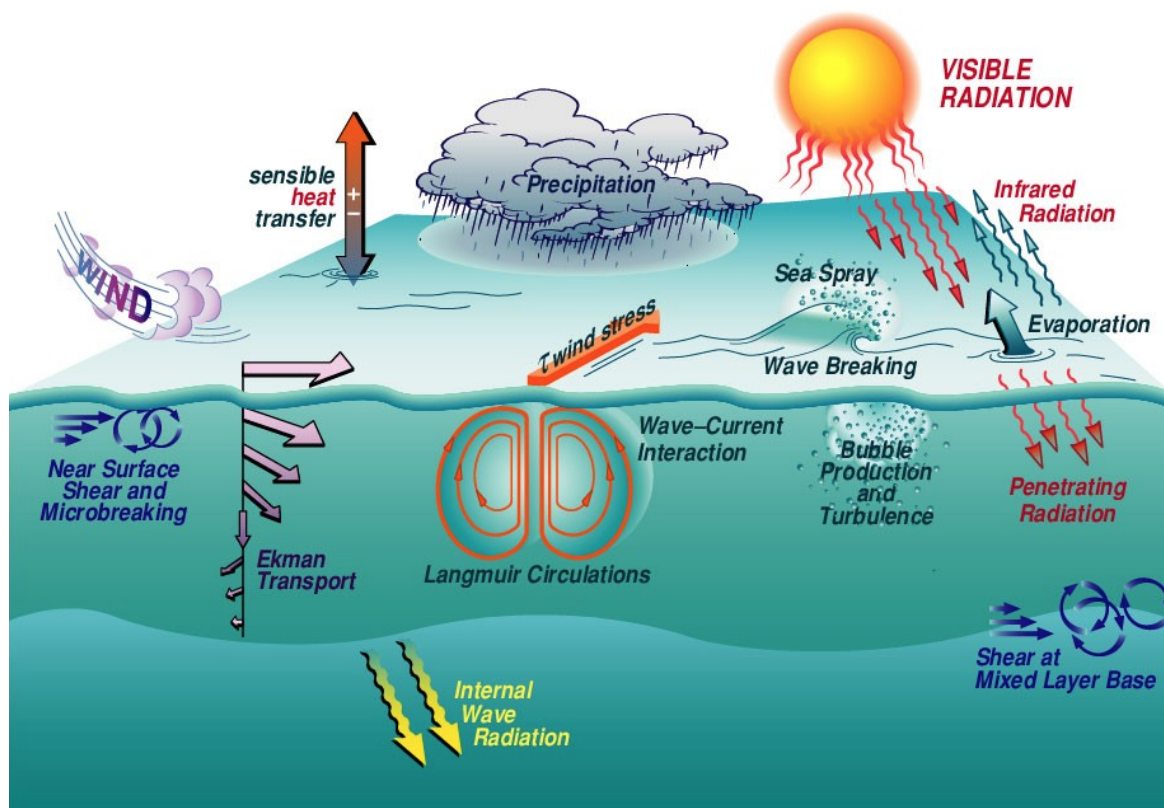


FIG. 1.12: Schéma des multiples mécanismes qui peuvent moduler la profondeur de la couche de mélange océanique. *Source* : R. Weller, WHOI.

### La couche de mélange dans l'océan Austral

Le rôle clé des propriétés de la couche de mélange sur le climat terrestre global a inspiré de nombreuses études basées sur des observations [Dong et al., 2007, Ren et al., 2011a] et de la modélisation [de Boyer Montégut et al., 2004]. Dans l'océan Austral en particulier (au Sud de 30°S), il existe des climatologies des propriétés de la couche de mélange comme présenté par [Dong et al., 2008] par exemple, qui utilisent 42 000 profils de flotteurs Argo afin de décrire le cycle saisonnier de la profondeur de la couche de mélange (Fig. 1.13). Les auteurs montrent des couches de mélange plus profondes dans l'ACC et juste au dessus de la limite Nord de l'ACC. La couche de mélange s'approfondit entre juin et octobre, avec un maximum en septembre où elle atteint ~400 m. [Ren et al., 2011b] discutent également en détail le cycle saisonnier de la salinité de l'océan Austral entre 45°S et 62°S où ils décrivent l'importance du flux d'eau douce associé aux précipitations/évaporation, de l'entraînement et de le transport d'Ekman.

Cependant la plupart de ces études sont limitées par le nombre d'observations et ne s'aventurent pas au Sud que 60°S. Pourtant dans l'océan Austral, et notamment dans cette région sub-polaire, l'importante couverture de glace de mer, qui se forme chaque hiver et se détruit chaque été, confère des propriétés spécifiques à la couche de mélange, la distinguant ainsi des autres bassins océaniques. Par exemple, la couverture de banquise isole partiellement pendant une longue partie du cycle saisonnier la couche de mélange de l'atmosphère, les flux de chaleur sont ainsi largement réduits, tandis que la couche de mélange est en retour exposée à d'importants flux de sel associés à son interaction avec la banquise. Cependant notre connaissance est limitée et incomplète quant aux processus qui contrôlent la couche de mélange et ses caractéristiques sous la glace de mer. La majorité de nos informations sont issues de modèles numériques qui sont peu confrontés aux observations car il y en a encore

trop peu.

Nous verrons dans le chapitre 2 comment nous avons estimé la profondeur de la couche de mélange à partir des profils verticaux individuels dont nous disposons, et nous présenterons une nouvelle climatologie de la MLD construite pour l'océan Austral au Sud de 30°S et jusqu'aux côtes de l'Antarctique.

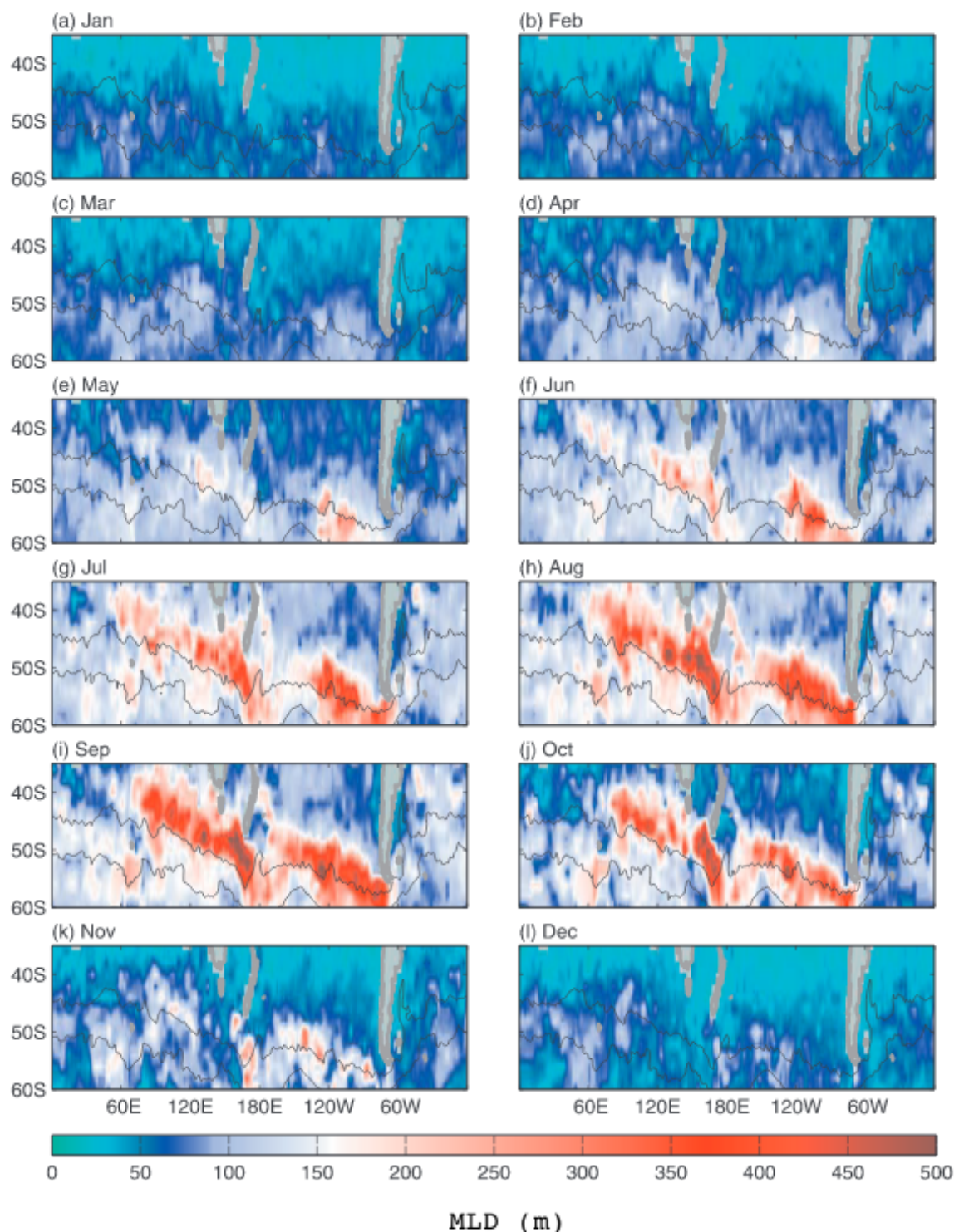


FIG. 1.13: Cycle saisonnier de la profondeur de la couche de mélange (en m) dans l'océan Austral, d'après [Dong et al., 2008]. Les lignes noires correspondent aux fronts de l'ACC.

## 1.6 Problématique et plan de thèse

Dans le cadre de ma thèse, j'ai orienté ma recherche sur l'exploration de la dynamique de la couche de mélange océanique de l'océan Austral sous la glace de mer. En raison du manque d'observations historiques dans le secteur englacé, nous ne connaissons que très peu de cette vaste partie de l'océan Austral. Il est pourtant reconnu que cette région australe couverte saisonnièrement par la banquise est une région clé pour la circulation à grande échelle qui redistribue la chaleur, le carbone et d'autres traceurs pertinents sur le climat. La structure circumpolaire de l'océan Austral constitue un élément majeur pour la circulation océanique globale et ainsi pour le climat. Elle permet notamment la mise en place d'une circulation méridienne de retournement associée à la formation et à la convection des masses d'eau. Un des moteurs de cette circulation méridienne provient des interactions directes entre l'océan, l'atmosphère et la glace de mer. Les régions sub-polaires saisonnièrement recouvertes de glace sont ainsi fondamentales pour la compréhension de la circulation océanique grande échelle et pour le climat.

Mon travail de thèse s'est donc articulé autour d'une volonté d'améliorer notre connaissance de la dynamique de l'océan Austral sous la glace de mer. Pour cela trois axes généraux ont été considérés et nous les reprenons ici sous forme de problématique :

1. Peut-on observer le cycle saisonnier de la couche de mélange océanique dans la zone de glace de mer ? Quels sont les forçages en action ?
2. Quel est le taux de formation et de transformation de masses d'eau associé aux forçages de la couche de mélange ? Comment ces transformations participent et façonnent la circulation de retournement à grande échelle ?
3. Comment les variabilités climatiques dominantes de l'hémisphère Sud et les tendances multi-décennales, affectent-elles la circulation grande échelle de l'océan Austral et la formation de masses d'eau associée ?

Le chapitre 2 correspond au premier axe d'étude présenté ci-dessus. Il porte sur l'analyse d'observations de l'océan Austral afin de décrire les propriétés de surface de l'océan tout autour du continent Antarctique. Dans un premier temps, j'ai mis en place une nouvelle base de données résultant de la combinaison de données hydrologiques issues de flotteurs Argo, de campagnes océanographiques, et de données d'éléphants de mer équipés de balises CTD. Grâce à ce jeu de données, je présente des nouvelles climatologies des caractéristiques de la couche de mélange océanique sous la banquise antarctique. J'ai ensuite décomposé les principaux forçages de l'océan de surface et pu mettre en évidence et quantifier le rôle clé du cycle de l'eau douce pour la stabilité de la couche de surface océanique.

En m'appuyant sur cette nouvelle connaissance, j'ai développé un nouveau cadre de compréhension de la circulation méridienne de retournement à grande échelle, basé sur des analyses de formation et transformation de masses d'eau. Cette étude est présentée en chapitre 3. J'ai ainsi montré avec mes collaborateurs, et pour la première fois à partir d'observations, qu'une large partie de la circulation méridienne de retournement de l'océan Austral est soutenue par le cycle saisonnier de la banquise, jouant le rôle d'un énorme moteur redistribuant l'eau douce depuis les hautes latitudes vers le Nord, et mettant ainsi en branle une circulation grande échelle de retournement.

Le chapitre 4 présente une étude de la sensibilité de cette circulation grande-échelle, si importante pour le cycle du carbone et de chaleur, aux variabilités climatiques de l'hémisphère Sud ainsi qu'aux variabilités inter-annuelles. En me basant sur mes précédents résultats qui fournissent une climatologie de la couche de mélange, j'évaluerai les anomalies des caractéristiques de la couche de mélange dans de longues séries temporelles.

Pour finir, la partie 5 de ce mémoire reprend les résultats dans une discussion générale et les replace dans un contexte plus large.



## 2 | La couche de mélange sous la glace de mer en Antarctique

Ce chapitre a été publié dans le Journal of Geophysical Research : Oceans, *The ocean mixed layer under Southern Ocean sea-ice : Seasonal cycle and forcing*, par Pellichero V., Sallée JB., Schmidtko S., Roquet F., Charrassin JB., 2017. DOI : 10.1002/2016JC011970.

Certains résultats présentés dans ce chapitre ont contribué à une publication :

- \* Mazloff, M.R., Sallée, J.B., Menezes V.V., Macdonald A.M., Meredith, M., Newman, L., **Pellichero V.**, Roquet F., Swart, S., Wahlin, A., 2017, State of the Southern Ocean in 2016, BAMS, 98

Les travaux produits dans ce chapitre ont été présentés en conférence internationale :

- \* **Pellichero V.**, Sallée JB., Schmidtko S., Roquet F., Charrassin JB., (Juin 2015) : The Southern Ocean mixed-layer under sea-ice. IUGG General Assembly, Prague, République Tchèque.
- \* **Pellichero V.**, Sallée JB., Schmidtko S., Roquet F., Charrassin JB., (Février 2016) : The Southern Ocean mixed-layer under sea-ice : seasonal cycle and forcing. Ocean Science Meeting, Nouvelle Orléans, États Unis.
- \* **Pellichero V.**, Sallée JB., Schmidtko S., Roquet F., Charrassin JB., (Mai 2016) : The Southern Ocean mixed-layer under sea-ice : contribution of Elephant Seals data. CNFRA Comité National Français des Recherches Arctiques et Antarctiques, Lyon, France.

### Sommaire

---

2.1	Préambule . . . . .	24
2.2	Article 1 : The ocean mixed-layer under Southern Ocean sea-ice	25
2.3	Conclusions et Perspectives . . . . .	52

---



### 2.1 Préambule

Nous allons ici nous attacher à décrire les propriétés de la couche de mélange océanique dans l’océan Austral, à partir des observations disponibles. Pendant longtemps, le manque de données a représenté un frein à l’étude de cette région, en particulier au plus proche du continent Antarctique, sous la glace de mer. Peu de navires océanographiques se risquent à échantillonner cette zone reculée et hostile, et ce constat est encore plus vrai en hiver lorsque la couverture de glace augmente et recouvre plus de six fois la superficie occupée en été. Dans l’océan Austral, plus que nulle part ailleurs, la faible densité de données historiques *in-situ* a limité notre compréhension des caractéristiques de la couche de surface ainsi que celle des forçages. Pourtant nous connaissons le rôle clé de ce vaste océan (voir introduction générale ; [Rintoul et al., 2001]), moteur de la redistribution de sels nutritifs, lieu de stockage de carbone anthropique, et clé de voûte de la circulation de retournement.

L’océanographie physique antarctique, telle que nous la connaissons aujourd’hui, émergeait véritablement au début du XXe siècle. Durant cette période, des expéditions océanographiques sont initiées afin de recueillir des observations précises des paramètres biologiques et physiques de cet océan polaire. À partir des années 60, les campagnes en mer se développent et deviennent plus systématiques. En parallèle les progrès informatiques permettent un traitement des données plus efficace, et des analyses plus poussées notamment avec les débuts de la modélisation et le premier modèle 3D de l’océan en 1969 [Bryan, 1969]. La deuxième moitié du XXe siècle marque un tournant dans le système mondial d’observation *in-situ* des océans :

- \* D’une part, le programme international WOCE (World Ocean Circulation Experiment) est lancé en 1990 suite à une volonté internationale de créer une base de données hydrographiques de l’état actuel des océans. Les motivations à l’origine de la création de ce programme sont nées du constat formel (1) que la couverture de données était largement insuffisante sur l’océan mondial, et en particulier en hiver et dans l’hémisphère Sud, (2) que les données préalablement collectées n’étaient pas adaptées à alimenter des modèles numériques du climat et (3) n’étaient pas toutes fiables et assez précises. Le programme WOCE était donc destiné à résoudre ces problèmes en fournissant de nouvelles données capables de répondre aux besoins des modèles pour la prévision climatique. Ce programme a été suivi des programmes CLIVAR et GO-SHIP avec des objectifs similaires à ceux de WOCE.
- \* D’autre part le programme international ARGO est lancé en 1999, entraînant la mise à l’eau de flotteurs profilant Lagrangiens –dit flotteur ARGO– capables de transmettre par satellite, et tous les 10 jours, les profils de température et salinité effectués dans la colonne d’eau de 0 à 2000 m. ARGO offre l’avantage de pouvoir échantillonner des zones reculées de l’océan planétaire et ce, durant la totalité du cycle saisonnier.

Ces programmes, en complémentarité de l’émergence des observations altimétriques de la surface de l’océan, ont marqué une révolution dans notre connaissance de la dynamique de l’océan puisqu’ils ont considérablement augmenté la couverture spatiale et temporelle de données *in-situ* dans l’océan Austral. Tout l’océan Austral ? Non. Malgré ces programmes, la zone de glace de mer antarctique, c-à-d la partie de l’océan qui est recouverte de banquise, résiste encore et toujours, et reste largement sous-échantillonnée (peu de flotteurs Argo peuvent survivre et transmettre leurs données sous la glace de mer). Cependant depuis 2004 un nouveau programme moins conventionnel voit le jour ; MEOP (Marine Mammals Exploring the Oceans Pole to Pole, [Roquet et al., 2017]). Il consiste à équiper des mammifères marins avec des capteurs intégrant une unité CTD miniaturisée qui relève la conductivité, la température et la profondeur lors de chaque plongée de l’animal. Celui qui nous intéresse particulièrement est l’éléphant de mer. À bien des égards les éléphants de mer sont des ani-

maux exceptionnels, capables de plonger pendant 10 à 30 min jusqu'à 500 m en moyenne, ils peuvent effectuer 80 plongées par jours. À cause des contraintes de transmission des données à la surface (i.e les éléphants de mer passent 90% du temps immergés), il n'est malheureusement pas possible de récupérer l'ensemble des plongées effectuées. Seulement 3 à 4 plongés par jour sont récupérées. Les profils envoyés par satellite ont préalablement subi un traitement afin de sélectionner 15 points clés sur chacun des profils de température et salinité (notamment les points d'inflexion).

Les travaux introduits dans ce chapitre tirent parti de ce nouveau jeu de données et l'exploitent en combinaison des jeux de données des campagnes océanographiques et des flotteurs Argo. L'article présenté ci-dessous décrit ces jeux de données ; leurs précisions, la densité de données en fonction de la localisation et du cycle saisonnier. Puis nous nous pencherons sur les caractéristiques physiques de la couche de mélange. Nous introduirons une nouvelle climatologie de la couche de mélange à travers l'océan Austral et jusqu'aux plateaux continentaux, nous permettant de mieux comprendre les forçages qui contrôlent le cycle saisonnier et la stabilité de la colonne d'eau. Nous verrons par exemple, comment la stratification à la base de la couche de mélange diminue en hiver puis se reconstitue en été sous la pression de processus atmosphériques et océanographiques.

## 2.2 Article 1 : The ocean mixed-layer under Southern Ocean sea-ice : seasonal cycle and forcing



## RESEARCH ARTICLE

10.1002/2016JC011970

## Key Points:

- Climatological seasonal cycle of under-ice mixed layer in the Southern Ocean is produced with unprecedented number of observations
- Under-ice seasonal cycle of mixed-layer buoyancy content and stability is primarily driven by their haline contributions
- Buoyancy content of under-ice mixed layer is predominantly explained by ice-ocean and vertical entrainment fluxes

## Correspondence to:

V. Pellichero,  
violine.pellichero@locean-ipsl.upmc.fr

## Citation:

Pellichero, V., J.-B. Sallée, S. Schmidtko, F. Roquet, and J.-B. Charrassin (2017), The ocean mixed layer under Southern Ocean sea-ice: Seasonal cycle and forcing, *J. Geophys. Res. Oceans*, 122, doi:10.1002/2016JC011970.

Received 18 MAY 2016

Accepted 21 NOV 2016

Accepted article online 28 NOV 2016

## The ocean mixed layer under Southern Ocean sea-ice: Seasonal cycle and forcing

Violaine Pellichero <sup>1</sup>, Jean-Baptiste Sallée <sup>1</sup>, Sunke Schmidtko <sup>2</sup>, Fabien Roquet <sup>3</sup>, and Jean-Benoît Charrassin <sup>1</sup>

<sup>1</sup>Sorbonne Universités, UPMC Univ., Paris 06, UMR 7159, LOCEAN-IPSL F-75005, Paris, France, <sup>2</sup>GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany, <sup>3</sup>Department of Meteorology, Stockholm University, Stockholm, Sweden

**Abstract** The oceanic mixed layer is the gateway for the exchanges between the atmosphere and the ocean; in this layer, all hydrographic ocean properties are set for months to millennia. A vast area of the Southern Ocean is seasonally capped by sea-ice, which alters the characteristics of the ocean mixed layer. The interaction between the ocean mixed layer and sea-ice plays a key role for water mass transformation, the carbon cycle, sea-ice dynamics, and ultimately for the climate as a whole. However, the structure and characteristics of the under-ice mixed layer are poorly understood due to the sparseness of in situ observations and measurements. In this study, we combine distinct sources of observations to overcome this lack in our understanding of the polar regions. Working with elephant seal-derived, ship-based, and Argo float observations, we describe the seasonal cycle of the ocean mixed-layer characteristics and stability of the ocean mixed layer over the Southern Ocean and specifically under sea-ice. Mixed-layer heat and freshwater budgets are used to investigate the main forcing mechanisms of the mixed-layer seasonal cycle. The seasonal variability of sea surface salinity and temperature are primarily driven by surface processes, dominated by sea-ice freshwater flux for the salt budget and by air-sea flux for the heat budget. Ekman advection, vertical diffusivity, and vertical entrainment play only secondary roles. Our results suggest that changes in regional sea-ice distribution and annual duration, as currently observed, widely affect the buoyancy budget of the underlying mixed layer, and impact large-scale water mass formation and transformation with far reaching consequences for ocean ventilation.

## 1. Introduction

The surface of the ocean is mixed by wind-induced turbulence and buoyancy fluxes at the air-sea interface. This mixing maintains a neutrally buoyant and vertically uniform layer at the surface of the World's ocean, commonly referred to as the ocean mixed layer. The mixed layer acts as a barrier and bridge between the atmosphere and the ocean interior [*de Boyer Montégut et al.*, 2004; *Holte and Talley*, 2009], and modulates all exchanges between air and sea (dynamic exchanges, thermodynamics exchanges, or biogeochemical exchanges). For instance, the characteristics of the ocean mixed layer largely determine the distribution and properties of the World's ocean water masses [*Sprintall and Roemmich*, 1999; *de Boyer Montégut et al.*, 2004] and govern the ocean capacity to store heat and carbon [*Sallée et al.*, 2012; *Lévy et al.*, 2015]. In the Southern Ocean, the mixed layer plays an outsized role as it allows world deep waters to ventilate and to acquire their characteristics [*Rintoul et al.*, 2001]. A large fraction of the interior ocean water masses have had their last contact with the atmosphere in the Southern Ocean mixed layers (more than half of the global ocean volume according to *DeVries and Primeau* [2011]). This central role played by the Southern Ocean is associated with a large water mass overturning [*Judicone et al.*, 2008; *de Lavergne et al.*, 2015]. In the Southern Overturning circulation, deep waters upwell toward the ocean surface, where water masses are transformed in the mixed layer, and are reinjected back in deeper or shallower layers [*Whitworth et al.*, 1998]. Therefore, a majority of the World's ocean acquires its physical and biogeochemical characteristics in the Southern Ocean mixed layer before being isolated from the atmosphere for millennia (the mean ventilation age is ~300–1500 years according to *DeVries and Primeau* [2011]).

The Southern Ocean overturning circulation interacts with the intense eddy-dominated circulation of the Antarctic Circumpolar Current (ACC), with a mean westward flow in the latitudinal range 50°S–60°S. Over

the last couple of decades within and north of the ACC, the Southern Ocean mixed layer has been extensively observed by international programs such as WOCE, CLIVAR, GO-SHIP, or Argo. A number of studies describe a very marked seasonal cycle of the ocean surface layer, with deep destabilization of the mixed layer in winter, primarily caused by air-sea fluxes, Ekman heat transport, and vertical entrainment [e.g., Sallée *et al.*, 2006; Dong *et al.*, 2007, 2008; Ren *et al.*, 2011]. In contrast, observational data in region south of the ACC, characterized by subpolar gyre circulation systems and by a seasonal sea-ice cap, are much sparser. The paucity of ocean observations is primarily due to the difficulty of winter access to these regions and results in our lack of knowledge and understanding of local processes. The presence of sea-ice makes ship-based observation complex, prevents satellite communication with autonomous platforms, and limits large-scale satellite-based observation of the ocean surface. The seasonal cycle of the mixed layer in the subpolar gyre sectors of the Southern Ocean is thought to be strongly influenced by seasonal varying ocean-ice freshwater fluxes with summer sea-ice melt associated with a net freshening and lightening of the mixed layer, and winter sea-ice formation associated with a net densification and deepening of the mixed layer [Ren *et al.*, 2011; Petty *et al.*, 2014; Barthélemy *et al.*, 2015]. This seasonal cycle can be associated with major water mass transformation along the Antarctic coast and in the subpolar gyres [Whitworth *et al.*, 1998; Talley *et al.*, 2007; Tamura *et al.*, 2011]. This region is central for the dynamics of the Southern Ocean, with most of the Southern Ocean dense water upwelling occurring south of the ACC [Rintoul *et al.*, 2001].

With this study, we want to shed light on the seasonal cycle of the mixed layer in the regions south of the ACC, seasonally capped by sea-ice, by exploiting more than 10 years of observations from instrumentation of southern elephant seals with satellite-linked Conductivity-Temperature-Depth sensors collected as part of several marine ecology research programs [Biuw *et al.*, 2007; Charrassin *et al.*, 2008; Roquet *et al.*, 2013, 2014]. Elephant seals spend a significant part of their annual life cycle south of 60°S and dive routinely to depth exceeding 500 m. Therefore, this data set significantly increases the temporal and spatial coverage of ocean observations in the Antarctic sea-ice, as well as on the Antarctic continental slope and shelf regions, which are outside the conventional areas of Argo autonomous floats and ship-based studies. Using the combination of elephant seal-derived, Argo, and ship-based observations, we describe the seasonal cycle of the characteristics and stability of the ocean mixed layer over the entire Southern Ocean (south of 30°S). In particular, we use an unprecedented number of ocean observations, including more than 100,000 profiles in the seasonally capped sea-ice sector. To this end, we first construct a robust climatology of mixed-layer characteristics over the entire Southern Ocean up to the Antarctic continental shelves. We then investigate how the stratification at the base of the mixed layer is seasonally eroded and reformed by a combination of ocean processes and ocean-ice-atmosphere processes.

This study is laid out as follows: our data, the protocol to estimate the mixed-layer characteristics, and the governing equation for its density, salinity, and temperature balance are introduced in section 2. The results are presented in section 3 and discussed in section 4. Finally, section 5 contains a condensed summary.

## 2. Materials and Methods

### 2.1. Data

In this study, we employ three distinct sources of observations to maximize the number of profiles in the Southern Ocean, where historically the observations are sparse.

The first set of observations contains conductivity-temperature-depth (CTD) data from ship-recorded observations during the period 1906–2012 from the NOAA World Ocean Database (<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html>). We only use profiles that have a quality control flag of 1, containing information on their position, date, temperature, and salinity profiles. This hydrographic data set is augmented by float data from the Argo international program. The Argo program started in 2000 and has critically increased the number of ocean observations sampled every year over the World oceans [Riser *et al.*, 2016]. The Argo float profiles of pressure, salinity, and temperature used in this study were gathered in the period 2002–2014. They provide temperature and salinity between 0 and 2000 m at an accuracy of  $\pm 0.005^\circ\text{C}$  and  $\pm 0.01$  PSU, respectively. We only use profiles that have a quality control flag of 1, and contain information on their position, date, temperature, and salinity profiles. As a final data set, we use profiles derived from the animal-borne sensor programs [Charrassin *et al.*, 2008; Roquet *et al.*, 2013], i.e., southern elephant seals equipped with satellite-linked CTD sensors. Since 2004, the

instrumentation of southern elephant seals with CTD unit has provided unique spatial and temporal coverage of the southernmost part of the Southern Ocean. We use a calibrated data set from *Roquet et al.* [2014]. Once calibrated, the accuracy of the data is estimated to be  $\pm 0.03^\circ\text{C}$  in temperature and  $\pm 0.05$  in salinity. Under optimum conditions, these accuracies may reach  $\pm 0.01^\circ\text{C}$  and  $\pm 0.02$ , respectively. The effect of these instrumental errors is propagated through all our calculations to investigate impact on our results (see Appendix A).

One important characteristic of these three sources of observations is that they are spatially and temporally complementary. Ship-based observations are carried out mostly during summer because of the extreme climate conditions in winter, and they concentrate near the coasts (Figures 1a and 1e). In contrast, Argo float observations fill the middle of the ocean basins, and cover the entire seasonal cycle, but leave out the entire region seasonally capped by sea-ice (except selected floats in the Weddell Sea region where under-ice Argo network has been growing over the last years; Figures 1b and 1e) [Reeve et al., 2015]. The instrumented seals data set covers the entire region south of the ACC fronts, and provides observations over the entire seasonal cycle (Figures 1c and 1e). Overall, the combination of these three data sets provides us with an unprecedented cover of the Southern Ocean over the entire seasonal cycle (Figures 1d and 1e). We note however that the Ross Sea sector is the least well-covered region. Therefore, our results as presented below might not represent the state of the Ross Sea as accurately as the rest of Antarctica.

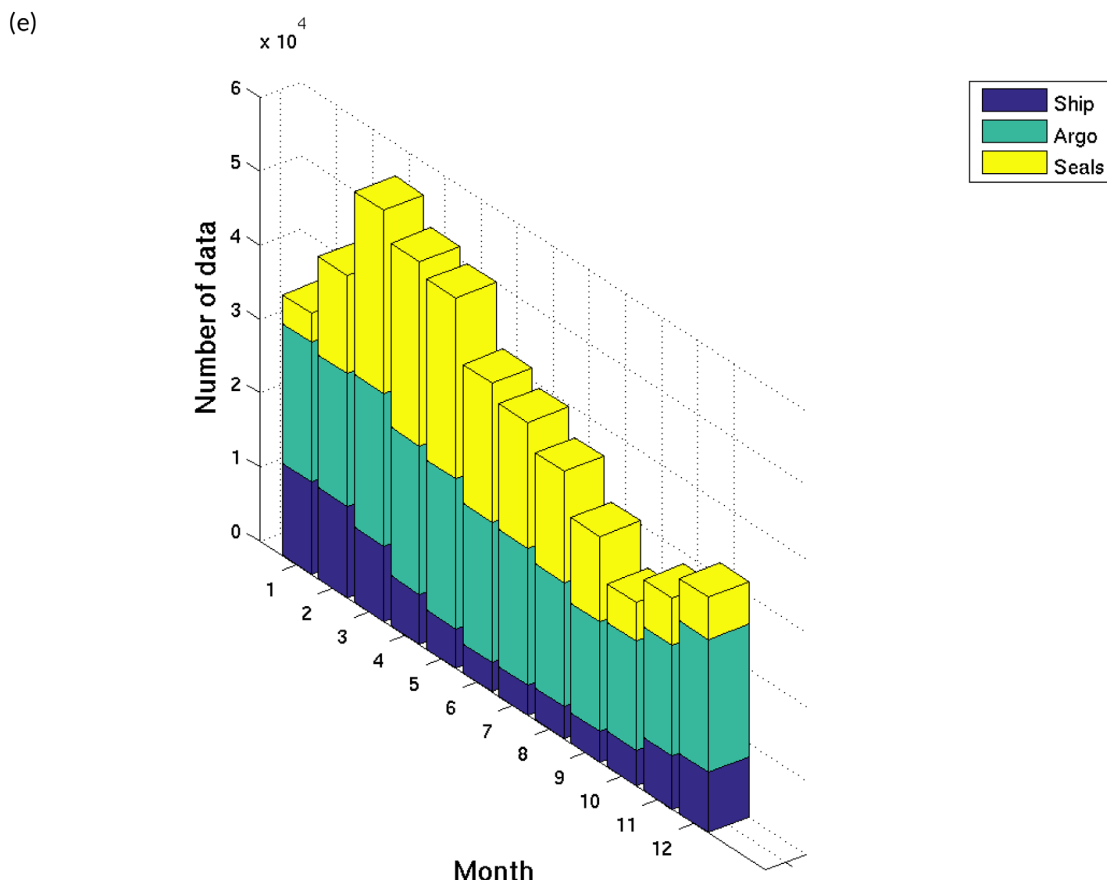
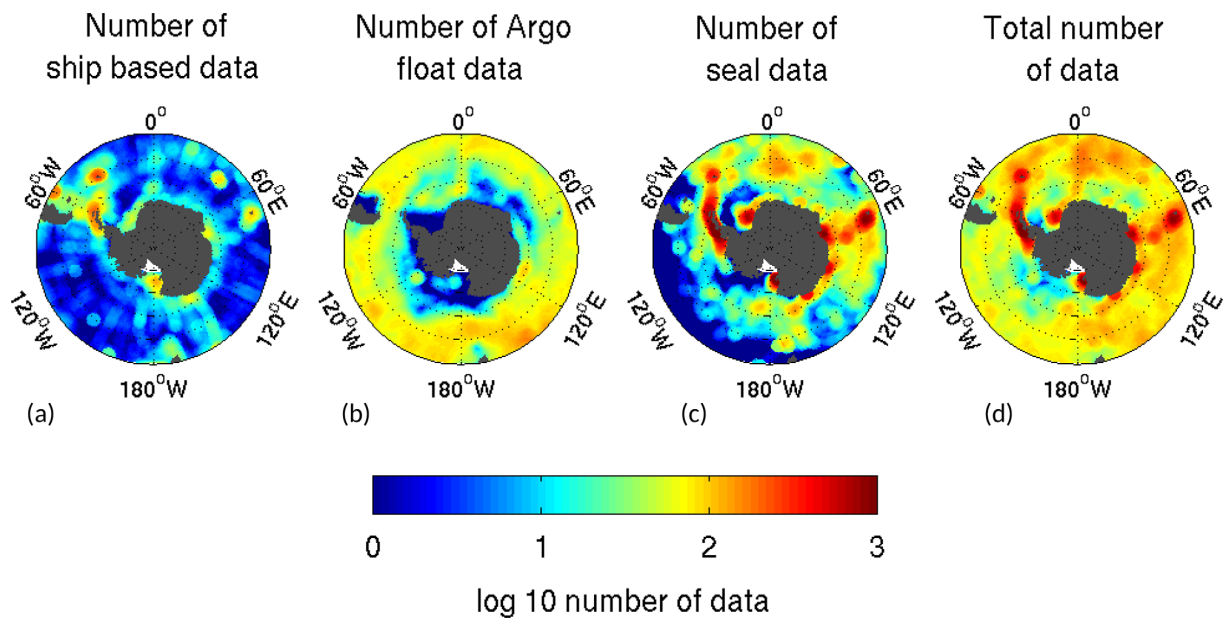
The combination of the three data sets is however heterogeneous in terms of vertical resolution of the hydrographic profiles they provide: if ship-based profiles have resolution of the order of 1 dbar, most Argo profiles have a resolution of the order of 10 dbar, and instrumented seals profiles have a resolution of a few tens of dbar (typically 15 points per profile automatically selected before being sent by satellite based on the shape of the temperature/salinity profiles) [Roquet et al., 2014]. Our mixed-layer detection procedure must therefore be robust enough to perform well with this variety of profile resolutions. We described our methods for a robust mixed-layer determination in the following section.

## 2.2. Estimation of the Mixed-Layer Depth

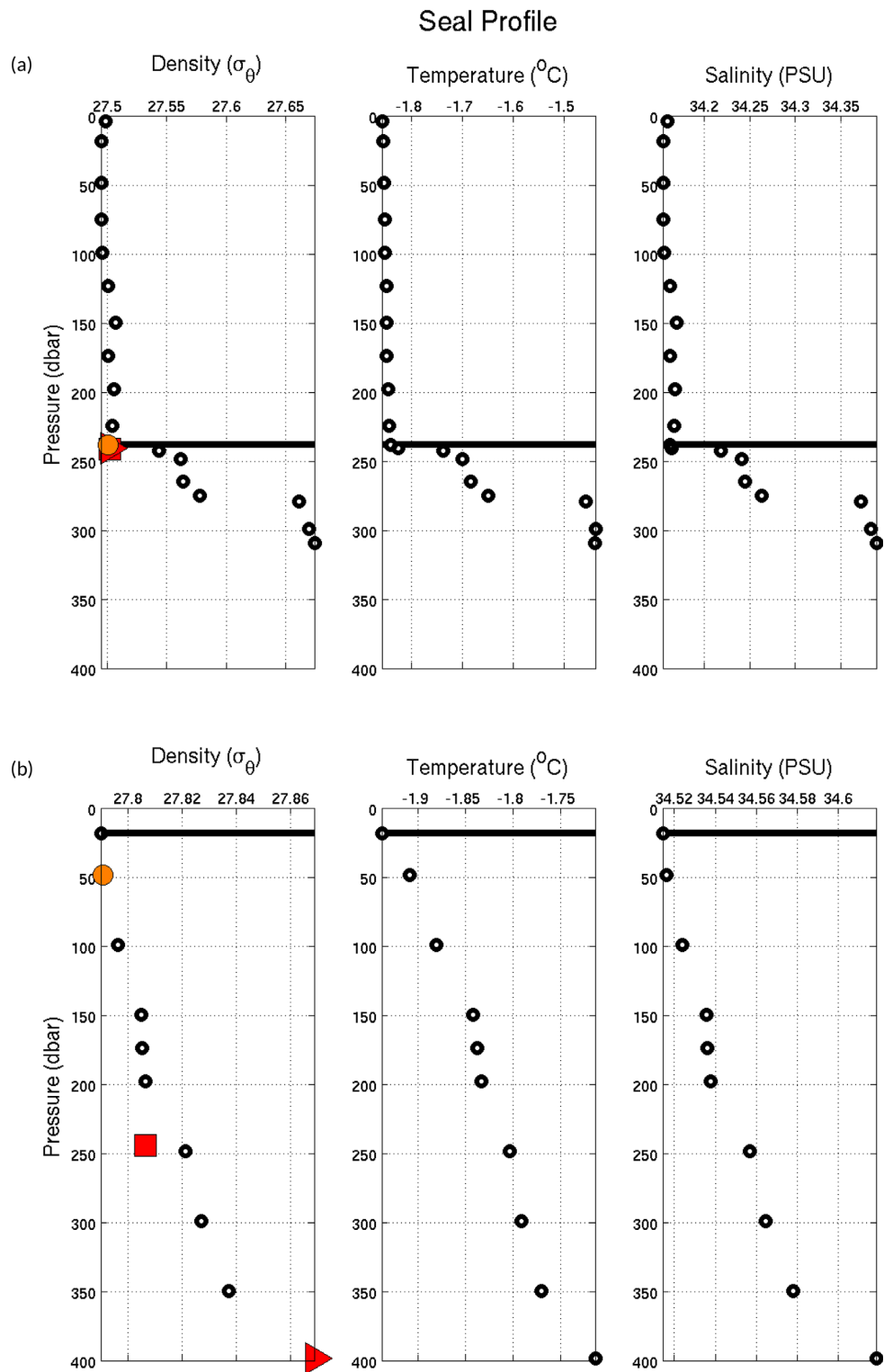
The properties and vertical extent of the mixed layer are the most important factors for most physical and biological ocean surface processes. The mixed layer is defined as the surface ocean slab where physical properties such as density, salinity, or temperature are well mixed, i.e., nearly homogeneous with depth. A number of methods have been developed over the years to compute mixed-layer depth based on a given density, salinity, or temperature profile [e.g., Brainerd and Gregg, 1995; Thomson and Fine, 2003; de Boyer Montégut et al., 2004; Holte and Talley, 2009].

It has been shown that methods working on density profiles rather than temperature profiles are more successful in detecting the base of the mixed layer in the Southern Ocean [e.g., Lukas and Lindstrom, 1991; Salée et al., 2006; Holte and Talley, 2009]. We therefore chose to work on the density profile and use a hybrid method analyzing the general shape of each profile, searching for physical features in the profile, and calculating a density threshold and vertical density gradient to assemble a suite of possible mixed-layer depth values [Holte and Talley, 2009]. The method therefore produces three estimates of mixed-layer depth (MLD):  $\text{MLD}_{\text{shape}}$ ,  $\text{MLD}_{\text{threshold}}$ , and  $\text{MLD}_{\text{gradient}}$ , and an algorithm then computes the most plausible mixed-layer depth value as a combination of these three estimates,  $\text{MLD}_{\text{Holte}}$  (see Holte and Talley [2009] for more details). Figure 2 provides an example of two typical instrumented seal profiles and associated suite of mixed-layer depth estimates.

As described above, our data set is heterogeneous in terms of vertical resolution, and specifically includes profiles from instrumented seals with a relatively low vertical resolution, which can cause some issues in the detection of a mixed-layer base compared to working on higher-resolution profiles. In order to reduce the risk of systematic bias in our mixed-layer detection, we eye-checked a high number of profiles. As part of this procedure, it appeared that  $\text{MLD}_{\text{Holte}}$  was for many profiles slightly more accurate than  $\text{MLD}_{\text{gradient}}$ ,  $\text{MLD}_{\text{threshold}}$ , or  $\text{MLD}_{\text{shape}}$ , but that for other profiles (complex shaped profiles due to low resolution),  $\text{MLD}_{\text{Holte}}$  was considered misplaced to what we would have said by eye. We therefore chose to always trust  $\text{MLD}_{\text{Holte}}$  as a reliable estimate of the mixed-layer depth ( $h_m$ ), but add a constraint to this choice, to make sure  $h_m$  also “somewhat agrees” with at least two of the more widely used methods ( $\text{MLD}_{\text{gradient}}$ ,  $\text{MLD}_{\text{threshold}}$  or  $\text{MLD}_{\text{shape}}$ ), as follows:



**Figure 1.** Spatial distribution within mapping radius of the grid used of (d) the total number of data and according subsets: (a) ship-based data, (b) Argo float data, and (c) elephant seals data. (e) Monthly evolution of the number of data for each data set.



**Figure 2.** Two selected potential density, temperature, and salinity profiles (black dots) from an elephant seal as well as the four MLD estimates from the density threshold method (red square), density gradient method (red triangle), fitting method (orange circle), and the Holte and Talley's algorithm (horizontal solid line). (top) A profile where the four methods are in agreement, and (bottom) a profile where the four methods disagree and thus we reject the profile of our climatology.

$$h_m = \begin{cases} MLD_{Holte}, & \text{if } \sigma(MLD_{Holte}, MLD_{threshold}, MLD_{gradient}) \leq 1/4MLD_{Holte} \\ MLD_{Holte}, & \text{if } \sigma(MLD_{Holte}, MLD_{shape}, MLD_{gradient}) \leq 1/4MLD_{Holte} \\ MLD_{Holte}, & \text{if } \sigma(MLD_{Holte}, MLD_{threshold}, MLD_{shape}) \leq 1/4MLD_{Holte} \\ Undefined, & \text{otherwise.} \end{cases} \quad (1)$$

In some cases,  $MLD_{Holte}$  is equal to either  $MLD_{shape}$ ,  $MLD_{gradient}$  or  $MLD_{threshold}$  (by construction; see *Holte and Talley* [2009]), so the standard deviation is most likely small. In some other cases,  $MLD_{Holte}$  is neither equal to  $MLD_{shape}$ ,  $MLD_{gradient}$  nor  $MLD_{threshold}$ . The standard deviation criteria allow to keep the value when it is not too dissimilar than the more commonly used methods ( $MLD_{shape}$ ,  $MLD_{gradient}$  or  $MLD_{threshold}$ ), and reject it when the value is very different. This procedure rejects about 20% of profiles of our total database but gives us confidence that our computed mixed layer is robust, without having to eye-check the 600,000 profiles from our database. Selected visual inspection was performed on a series of profiles to ensure the quality of the computed mixed-layer depth (see two examples in Figure 2). Error associated to this mixed-layer detection procedure is discussed in Appendix A.

### 2.3. Mixed-Layer Properties and Static Stability at the Base of the Mixed Layer

For each profile that was not rejected in the process of determining the mixed layer, we compute a number of properties of the mixed layer: mean conservative temperature ( $T_m$ ), mean absolute salinity ( $S_m$ ), mean potential density as well as the vertical stability at the base of the mixed layer [*IOC et al.*, 2010; *Roquet et al.*, 2015]. The vertical stability of a water column is given by the Brunt-Väisälä coefficient:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \times \frac{\partial \sigma_o}{\partial z}, \quad (2)$$

where  $g$  is the gravity acceleration,  $\rho$  is the in situ density, and  $\sigma_o$  the surface-referenced potential density.  $N^2$  is computed over a constant depth range of 15 m, directly below the mixed-layer base.

The water column is stable only if  $N^2$  is positive. The smaller is  $N^2$ , the less energy is required to mix the water column [*Gill*, 1982]. The Brunt-Väisälä coefficient is therefore a useful indication of the preconditioning of the base of the mixed layer for further deepening. This stability of the water column can be expressed by a linear combination of the stability of the temperature profile and the stability of the salinity profile [*Gill*, 1982]:

$$N^2 = N_T^2 + N_S^2, \quad (3)$$

$$N_S^2 = -g\beta \frac{\partial S_m}{\partial z}, \quad (4)$$

$$N_T^2 = g\alpha \frac{\partial T_m}{\partial z}, \quad (5)$$

where  $\beta$  is the saline contraction coefficient at constant pressure defined as  $\beta = (1/\rho) \times \partial\rho/\partial S$  and  $\alpha$  is the thermal expansion coefficient at constant pressure defined as  $\alpha = -(1/\rho) \times \partial\rho/\partial T$ .

### 2.4. Optimal Interpolation

Once the depth and various properties of the mixed layer have been computed for all individual profiles, we produced monthly climatological fields of each of these quantities using an Optimal Interpolation procedure. The Optimal Interpolation and gridding method is described in detail in *Schmidtke et al.* [2013]. As a brief summary, we interpolate onto a half degree grid from the South Pole to 30°S, and over the entire circumpolar belt. We used a 550 km isotropic decorrelation scale, but incorporating an anisotropic isobath-following component using a "Fast Marching" algorithm, as well as front-sharpening components. In addition, recent data are emphasized in the mapping, which produces a climatology typical of the years 2000–2010 (see *Schmidtke et al.* [2013] for more details on the mapping).

Errors associated with the interpolated fields have been computed by propagating a number of individual sources of uncertainty into our interpolation procedure: e.g., instrumental errors and how they translate into MLD, and associated mixed-layer temperature and salinity, or decorrelation scale (see Appendix A). Regions that exhibit largest errors are located around the Antarctic coast, within the ACC and directly north



of it, presumably because they are regions with weak stratification, i.e., where small errors translate into large deviation of the mixed-layer base and associated characteristics. Our mean climatological maps are, however, somewhat stable, with errors on MLD of only several tens of meters in the weakly stratified regions. Within the sea-ice sector, regional variability of temperature is very weak, with temperature being highly constrained by freezing point, hence the interpolation error is small for temperature in sea-ice zone. In contrast, salinity errors have more regional structure, probably due to data availability and quality of sensors. All details and seasonal error maps are given in Appendix A.

### 2.5. Sea-Ice Extent

This paper focuses on mixed-layer properties and budget over the Southern Ocean. One key aspect of the Southern Ocean is the seasonal sea-ice cap, and we therefore often refer in the text to “sea-ice sector” or “ice-free sector.” Unless otherwise noted, “sea-ice sector” corresponds to the area defined by the winter maximum of sea-ice cover (fixed in September), with a sea-ice concentration greater than 15% [e.g., Zwally *et al.*, 2002]. However, fixing the sea-ice sector as the September, 15% concentration maximum may lead to miss-representing the mixed-layer properties since some observations within the sea-ice zone could likely come from observations in open water near the ice, rather than actually under sea-ice. To test the relevance of our choice for the sea-ice sector, we collocated all individual profiles used in our analysis with instantaneous sea-ice concentration, available from 1980 to now. This way we can distinguish the profiles which are actually sampled in the sea-ice covered region, and those which are not. We then performed the exact same interpolation procedure as presented in this paper, but only with these profiles. The resulting climatological fields are both qualitatively and quantitatively, the same than those described in the present study.

We use satellite-derived observations of sea-ice concentration from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS passive microwave data at a daily and 25 km resolution [Cavalieri *et al.*, 1997]. From this data set, we produce a climatological sea-ice concentration seasonal cycle for the decade 2000–2010 (to match the typical time period of our ocean observations) from which we compute the sea-ice extent.

### 2.6. Mixed-Layer Salinity and Temperature Budget

We investigate the processes controlling the variability of the mixed-layer salinity ( $S_m$ ) and temperature ( $T_m$ ). As such we derived the salt and temperature balance equations, describing the rate of change of salinity and temperature in terms of diffusive processes, horizontal advective fluxes (geostrophic and ageostrophic including Ekman), vertical entrainment at the base of the mixed layer, and air-ice-sea fluxes [e.g., Dong *et al.*, 2007; Ren *et al.*, 2011]:

$$\frac{\partial S_m}{\partial t} = \frac{S_m FWF}{h_m} - u_m \cdot \nabla S_m + \kappa \frac{\partial S_m}{\partial z} - \frac{w_e \Delta S_m}{h_m}, \quad (6)$$

$$\frac{\partial T_m}{\partial t} = \frac{Q_{net}}{\rho_0 C_p h_m} - u_m \cdot \nabla T_m + \kappa \frac{\partial T_m}{\partial z} - \frac{w_e \Delta T_m}{h_m}, \quad (7)$$

where  $C_p$  is the specific heat of sea water,  $Q_{net}$  is the total heat flux into the mixed layer,  $FWF$  represents the net air-ice-sea freshwater flux from evaporation, precipitation, and ice formation/melt,  $u_m$  is the horizontal velocity,  $\kappa$  is the vertical turbulent diffusion coefficient at the base of the mixed layer,  $\Delta S_m$  and  $\Delta T_m$  correspond to the salinity and temperature differences at the base of the mixed layer, and  $w_e$  is the entrainment velocity.

In the following, we consider that the horizontal velocity is solely the Ekman flow (see section 2.7). It is important to note that this is certainly a strongly simplified assumption, as geostrophic velocity is undoubtedly an important, if not dominant, contribution to the horizontal velocity. However, in this study, we perform a circumpolar integrated budget, and given that the geostrophic velocity is predominantly zonal, the geostrophic flow in and out of our circumpolar domain is small. In order to test this assumption, we estimated the mean geostrophic flow under sea-ice from a mean dynamic topography at ocean surface provided by AVISO [Rio *et al.*, 2014]. Much care must be taken when working with such product in sea-ice zone, as they are only weakly constrained by observations. Estimating the mean geostrophic heat and freshwater transports with this product, we find they are negligible (order of magnitude of  $10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$  both for salinity and heat budgets).

In contrast, Ekman transport is predominantly meridional and therefore an important term for transporting mass. In addition, geostrophic velocity is difficult to estimate in the sea-ice sector, given the sea-ice cover that prevents large-scale estimate of geostrophic flow from satellite altimeter, thus would contain significant errors. We however note that neglecting geostrophic flow might be one source of error in our mixed-layer budgets. We discuss the possible impact below in the discussion section.

We use a spatially constant vertical diffusion coefficient of  $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  [Cisewski et al., 2005; Wu et al., 2011]. While we believe this is a commonly used and accepted value for vertical mixing coefficient at the base of the mixed-layer [Marshall et al., 1999; Karsten and Marshall, 2002; Sallée et al., 2010], it remains much uncertainty on such values. We note, however, that the presence of sea-ice undoubtedly insulate the mixed layer from atmospheric disturbance, which would argue for a diffusion coefficient at the lower bound of what is generally discussed for the majority of the ocean.

The entrainment velocity is calculated following Ren and Riser [2009]:

$$w_e = H \left( \frac{\partial h_m}{\partial t} \right), \quad (8)$$

where:

$$H(x) = \begin{cases} 1, & \text{if } x \geq 0 \\ 0, & \text{if } x < 0. \end{cases} \quad (9)$$

The salinity and temperature differences across the base of the mixed layer are computed as the difference between the average salinity or temperature within the mixed layer and 15 m below the determined base of the mixed layer. The choice of the salinity or temperature reference depth at 15 m below the mixed layer is based on analysis from Ren et al. [2011].

Description of Ekman transport and net heat and freshwater fluxes are provided below.

### 2.7. Ekman Transport

Ekman transport can be computed from wind stress, assuming the mixed-layer depth is deeper than the Ekman layer:

$$U_e = \frac{1}{\rho_0 f h_m} \begin{pmatrix} \tau^y \\ -\tau^x \end{pmatrix}, \quad (10)$$

where  $f$  is the Coriolis parameter,  $\rho_0$  is the reference density of seawater,  $\tau^y$  and  $\tau^x$  are, respectively, the zonal and meridional wind stress.

The local wind stress felt by the ocean surface can be modulated by the presence of sea-ice: the surface momentum flux comes then from both air/sea and ice/sea stresses and therefore, in this study, we consider the sea-ice cover in our calculation of the stress felt by the ocean surface layer, as following:

$$\tau_{tot} = \begin{pmatrix} \tau^x \\ \tau^y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (1 - A_{ice})\tau^x + A_{ice} C_D |u_{ice}|u_{ice} \\ (1 - A_{ice})\tau^y + A_{ice} C_D |v_{ice}|v_{ice} \end{pmatrix}, \quad (11)$$

where  $A_{ice}$  is the percentage of ice cover,  $C_D$  is the ice drag coefficient fixed at  $5 \times 10^{-3}$  [Goosse and Fichefet, 1999; Vancoppenolle et al., 2009],  $u_{ice}$  and  $v_{ice}$  are, respectively, the meridional and zonal ice velocity assumed to be equal to 2% of the wind velocity [Thorndike and Colony, 1982] (note that the choice of this 2% coefficient has a very small sensitivity on the resulting net Ekman transport contribution).

The Ekman transport is computed from equations (10) and (11), using the NCEP CFSR atmospheric reanalysis over the period 2000–2010 (<http://cfs.ncep.noaa.gov/cfsr/docs/>).

### 2.8. Net Heat and Freshwater Fluxes

The atmospheric freshwater flux as well as the under-ice forcing and the heat flux into the mixed layer are used to compare seasonal change of buoyancy in the surface layer and forcing by air and sea-ice fluxes.



In this paper, we use air-sea-ice fluxes from five different products either based on numerical model simulations or based on sea-ice observations and atmospheric reanalysis. Specifically we use: two observation-based data sets produced by *Tamura et al.* [2011], which are forced by atmospheric forcing from either NCEP or ERAint reanalysis (hereafter denoted *Tamura (NCEP)* and *Tamura (ERA)*); one data set, which is an output from a mixed-layer model coupled to the sea-ice model CICE [*Petty et al.*, 2014] (hereafter denoted *Petty (CICE)*); one data set, which is an output from an ocean model (NEMO3.5) coupled to the sea-ice model LIM3.6 [*Barthélemy et al.*, 2016] (hereafter denoted *Barthélemy (LIM)*); and a final data set from an observation-based reanalysis product by *Haumann et al.* [2016, hereafter *Haumann*]. Each of these products provide us with both net freshwater fluxes felt into the ocean (FWF) and net heat flux into the ocean ( $Q_{net}$ ), except for the product from *Haumann et al.* [2016] which only provides freshwater flux. We can write each of these fluxes as a contribution to a net buoyancy flux into the ocean, following:

$$B_{FWF} = g\beta \times S_m FWF, \quad (12)$$

$$B_{Q_{net}} = g\alpha \times \frac{Q_{net}}{\rho_0 c_p}, \quad (13)$$

Similarly, we convert all the terms of equation (6) and (7) into buoyancy content change induced by heat or freshwater. Therefore, all units of the mixed-layer budgets are in buoyancy flux unit  $m^2/s^3$ , which allows to quantitatively compare the respective contribution of heat and freshwater to the ocean buoyancy content. The convention used in this study is that positive buoyancy flux corresponds to a water mass that becomes more buoyant because it becomes fresher or warmer.

These fluxes have been chosen as they have been designed with the aim of resolving freshwater fluxes in the sea-ice sector. All of these fluxes include freshwater fluxes arising from ocean/sea-ice interactions. The two coupled model products (*Petty (CICE)* and *Barthélemy (LIM)*) also include the precipitation/evaporation flux at the ocean surface, but we note that in these two products the shape of the seasonal cycle is entirely dominated by ocean/sea-ice fluxes. All of these products neglect freshwater fluxes associated with iceberg and ice-shelves.

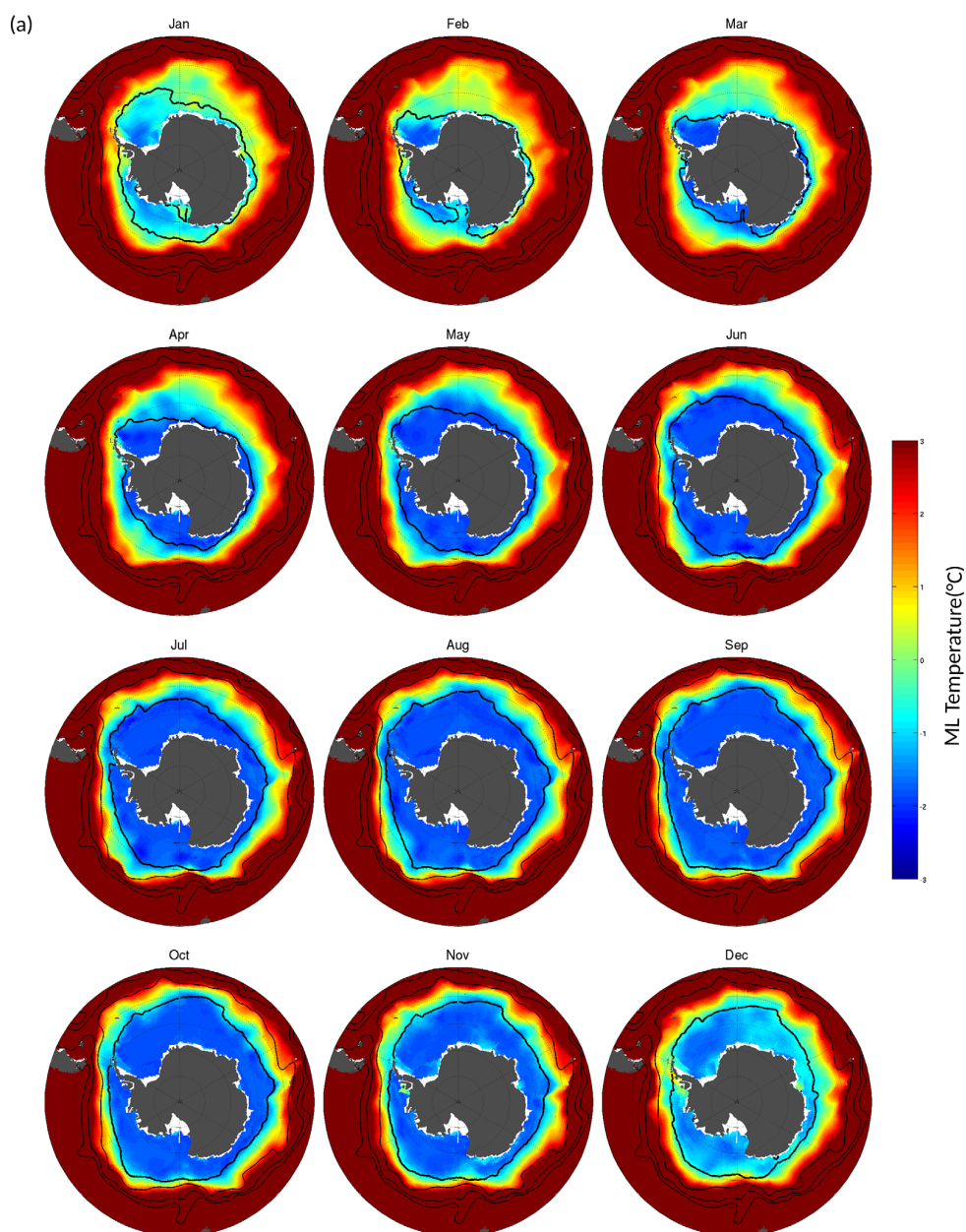
### 3. Results

The spatiotemporal complementarity of seals, Argo, and ship profiles allows us to map the seasonal evolution of the surface mixed layer (ML) over the entire Southern Ocean including the seasonally capped sea-ice sector. In this section, after presenting the regional structure of mixed-layer properties, such as mixed-layer depth, salinity, and temperature, we investigate the seasonal evolution of the stratification, as well as the buoyancy forcing, which both ultimately control the seasonal changes of the mixed layer.

#### 3.1. Seasonal Variation of Mixed-Layer Properties

Mixed-layer temperature and salinity exhibit distinct seasonal cycles (Figure 3; see associated errors in Appendix A). Overall, the regional structures of these seasonal cycles organize around two main large-scale characteristics of the Southern Ocean: the Antarctic Circumpolar Current and the seasonal sea-ice covered regions. The fronts of the ACC act as a frontier separating water masses of different properties [*Orsi et al.*, 1995; *Sallée et al.*, 2008]. Consistent, our results show very distinct water mass in the surface layer north and south of the ACC that vary strongly in properties: warmer and saltier in the subtropics, north of the ACC, than in the subpolar region, south of the ACC. Past observation-based studies on the Southern Ocean mixed layer have generally focused on regions within and north of the ACC [*Sallée et al.*, 2006; *Dong et al.*, 2007, 2008, 2009; *Ren et al.*, 2011], while much less attention have been devoted to the subpolar regions due to the lack of large-scale observational data set. Here we mostly focus on the subpolar regions.

In the subpolar regions, temperature and salinity are closely linked to the seasonal sea-ice cover, with the development of the sea-ice cap being associated with a cooling and salinification of the ocean surface layer (Figure 3). During the freezing season, from February/March to October, under-ice mixed-layer temperatures are very homogeneous over the entire circumpolar belt at a temperature close to the surface freezing temperatures ( $\approx -1.8^\circ\text{C}$ ), with little large-scale variation. North of the seasonal sea-ice sector, the ACC fronts are associated with warmer waters, of about  $2\text{--}3^\circ\text{C}$  at the Polar Front. The seasonal growth of sea-ice cover induces a modulation of the meridional temperature gradient directly north of the sea-ice sector, with an



**Figure 3.** Monthly evolution of the mixed-layer (a) temperature and (b) salinity over the entire Southern Ocean. Fine black lines represent the main fronts of the Antarctic Circumpolar Current (i.e., SAF northward and PF southward) whereas the thick black line corresponds to the maximum seasonal sea-ice extension.

intensification of the meridional temperature gradient in winter, when cold under-ice surface waters extend close to the warmer Polar Front surface waters.

In contrast to the somewhat spatially homogenized under-ice mixed-layer temperature, the under-ice mixed-layer salinity exhibits a large regional variability (Figure 3b). Overall, subpolar mixed-layer salinity has a seasonal cycle in phase with sea-ice extent or mixed-layer temperature: salinity increases from February/March to October, before rapidly decreasing during melt season from November to January/February. Though the amplitude of the seasonal signal shows large regional differences. The amplitude reaches its maximum around the Antarctic Peninsula, Weddell Sea, Ross Sea, and along the edge of the

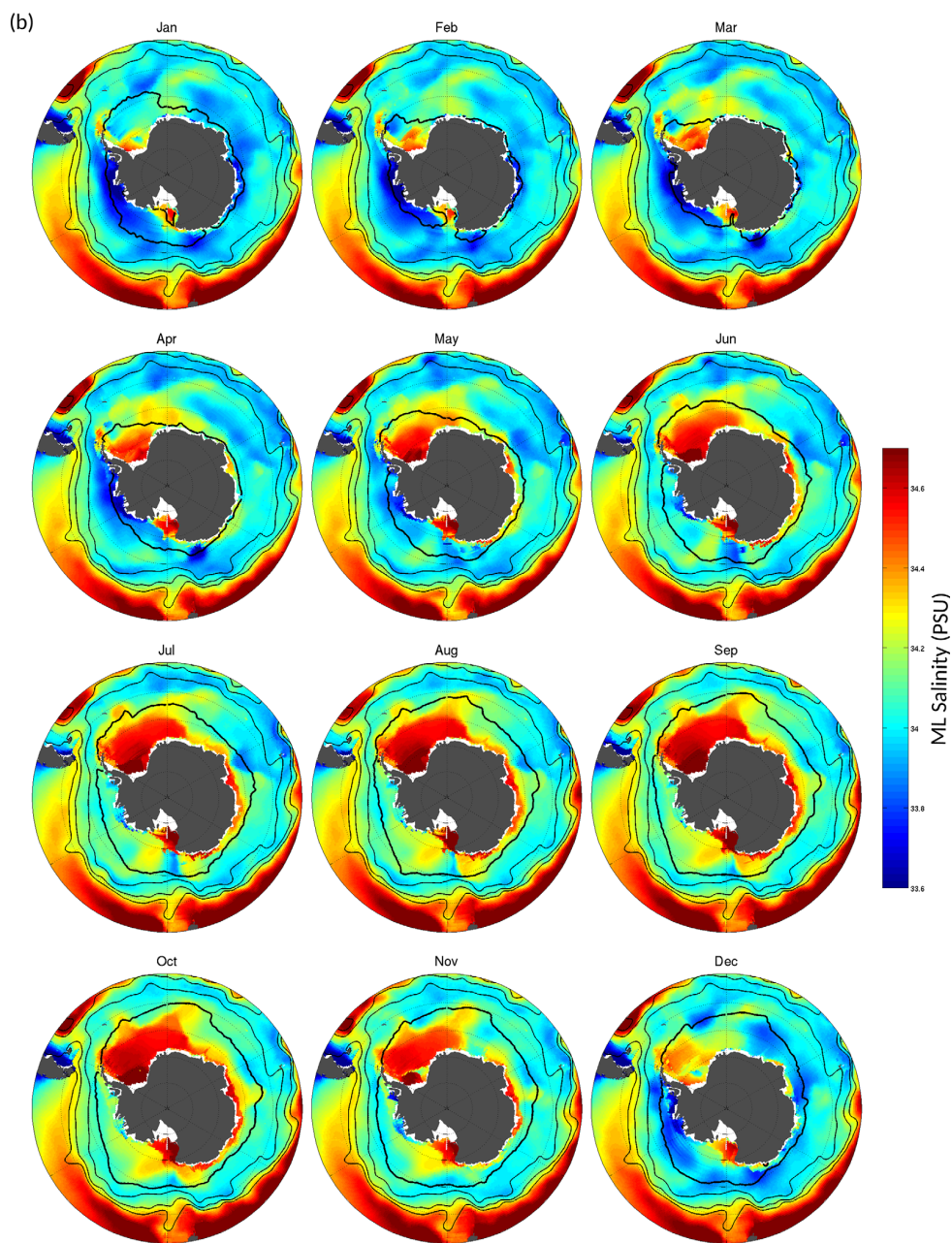
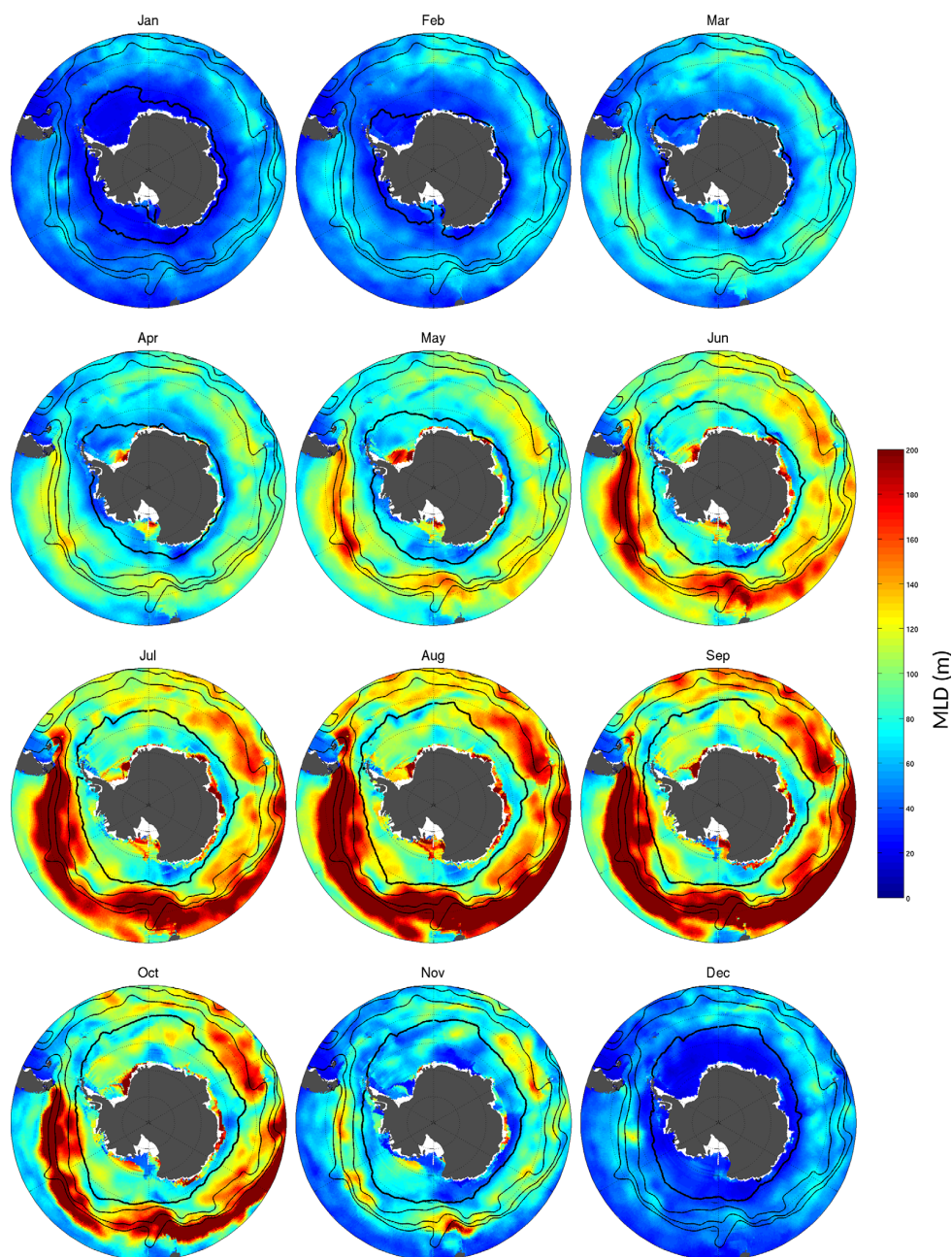


Figure 3. (continued)

East Antarctica coast. In these regions, the amplitude of the seasonal cycle can be as high as  $0.8 \text{ g kg}^{-1}$ , ranging from about  $\sim 33.8 \text{ g kg}^{-1}$  to about  $\sim 34.6 \text{ g kg}^{-1}$  (Figure 3b). The regional structure of the salinity cycle in the sea-ice zone qualitatively agrees with the broad circulation of the Antarctic subpolar oceans. Away from western Peninsula, a large meridional salinity gradient develops in winter under sea-ice at the Antarctic Shelf break. This salinity gradient consistent with intense fall/winter brine rejection associated with sea-ice formation, translates into a density gradient (temperature being homogenized; Figure 3) at the shelf break.

Due to the spatially homogeneous temperature, the under-ice seasonal evolution of mixed-layer density is tightly linked to seasonal cycle of salinity, with a winter densification of the mixed layer, which is associated





**Figure 4.** Monthly evolution of the mixed-layer depth in the Southern Ocean. Fine black lines represent the main fronts of the Antarctic Circumpolar Current whereas the thick black line corresponds to the maximum seasonal sea-ice extension.

to the deepening of the ML by convective processes (Figure 4; see associated errors in Appendix A). Under sea-ice the mixed layer deepens from tens of meters in summer to more than 200 m during winter. However, the deepest under-ice mixed layers of more than 200 m are very localized to the shelves and the shelf break (Figure 4; August/September maps). On individual profiles, winter mixed layer at the shelf break were found locally to be as deep as 300–500 m. In winter, north of these deep localized mixed layers, a circumpolar band of relatively shallow mixed layer ( $\sim 50$ –100 m) extends up to the marginal sea-ice zone. Then, north of the marginal sea-ice zone, mixed layer deepens toward the ACC to reach the very deep convection area associated with the formation of intermediate and mode water north of the ACC [e.g., Sallée *et al.*, 2008;

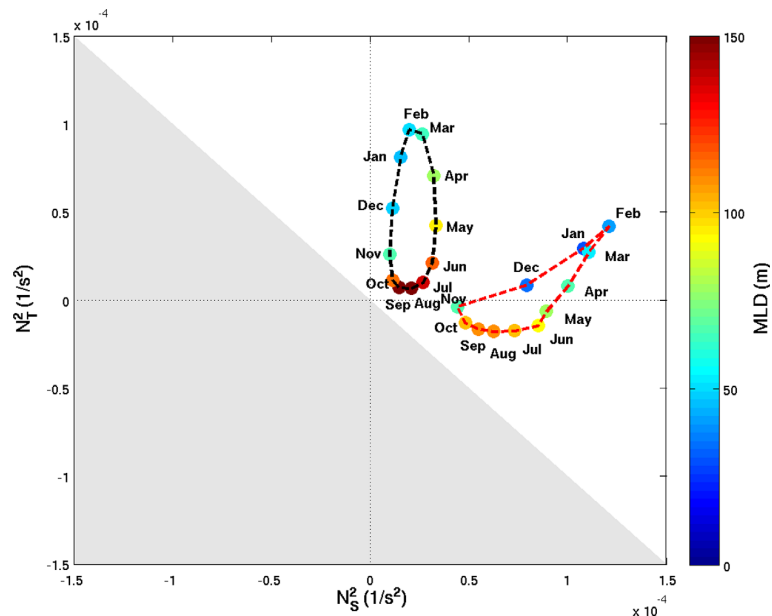
Dong et al., 2008] (Figure 4). This meridional structure in the depth of the winter mixed layer suggests that sea-ice has a role of isolating and stabilizing the upper-ocean except close to the continent where more ice might form in coastal polynyas and/or open areas developing between the pack and fast ice [e.g., Massom and Stammerjohn, 2010]. After reaching their maximum depth in August/September, under-ice mixed layers restratify rapidly to depths of only few tens of meters.

### 3.2. Stratification at the Base of the ML and Buoyancy Content Change

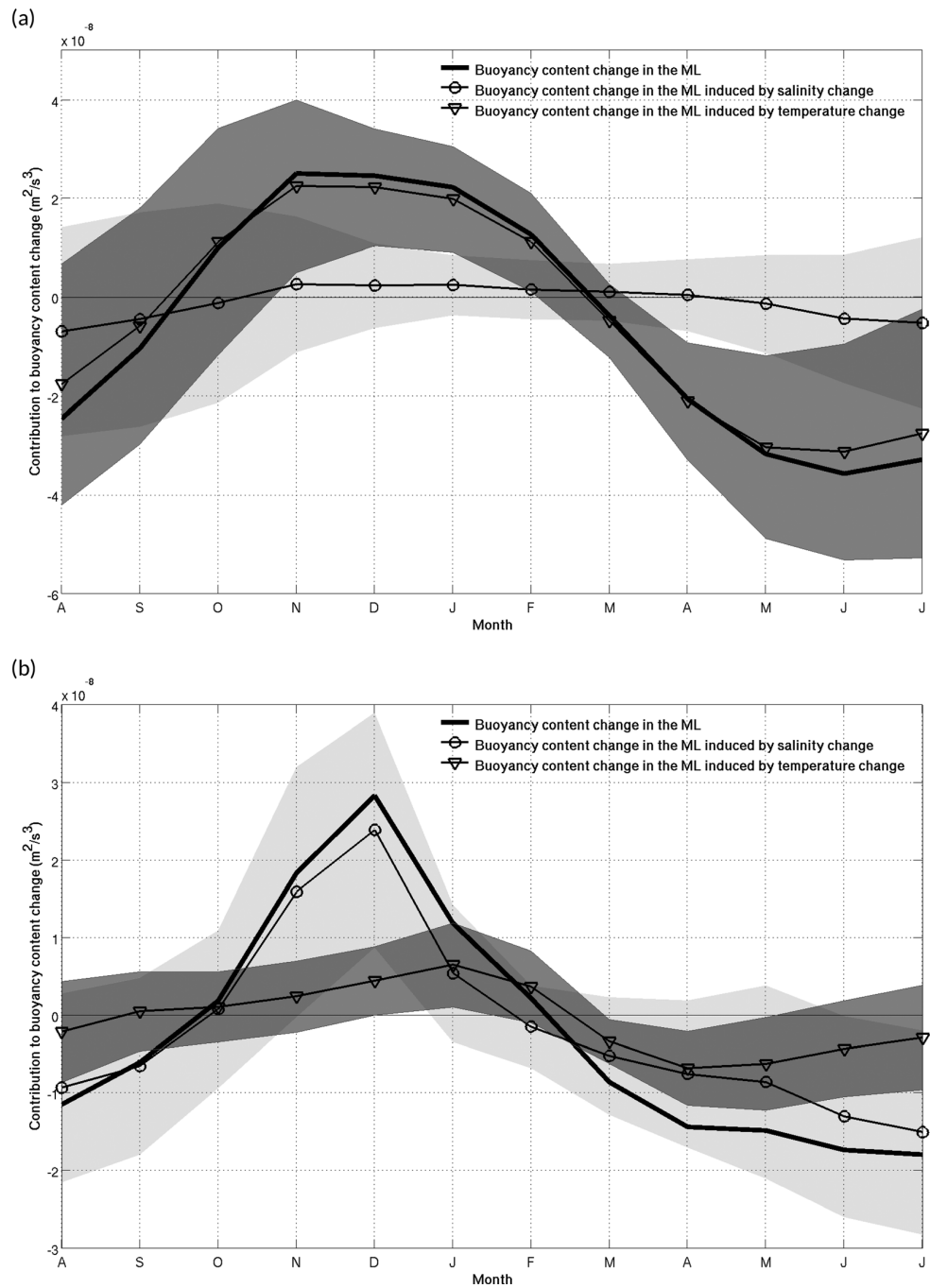
The monthly climatological maps of temperature, salinity, and depth presented above show very marked seasonal cycles in the entire Southern Ocean. However, the sea-ice sector appears to be associated with its own specific dynamics. In this section, we aim at describing these specific differences between sea-ice sector and ice-free regions. As such, we first present the seasonal evolution of the stratification of the water column at the base of the mixed layer, which is ultimately associated with the ability to mix, and second, we introduce the seasonal evolution of the mixed-layer buoyancy content.

In both ice-free and sea-ice zone, the stability at the base of the mixed layer has a strong seasonal cycle, with stability being eroded in winter (i.e., approaching the gray shaded area on Figure 5, which represents unstable profiles). The weakening of the stability is associated with a deepening of the mixed layer, which reaches a maximum in August–September before starting to restabilize and shallow. However, the seasonal cycle of the stability at the base of the mixed layer is explained by very distinct temperature and salinity contributions in the two regions.

In the ice-free ocean, the amplitude of the seasonal cycle of the stability at the base of the mixed layer is dominated by its temperature contribution. The amplitude of the seasonal cycle of the temperature contribution to the stability has a range of about  $9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ , much wider than its salinity-driven counterpart with a seasonal range of about  $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$  (Figure 5). In contrast, the amplitude of the seasonal cycle of the mixed-layer stability in the sea-ice sector is driven by both temperature (seasonal range of  $\sim 6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ ) and salinity contribution (seasonal range of  $\sim 8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ ; Figure 5), with a slight domination of the salinity contribution. The amplitude of the temperature-driven signal maximizes from November to May



**Figure 5.** Monthly evolution of the stratification at the base of the ML for the sea-ice region (red line) and the ice-free ocean (black line) in a Turner diagram (see equation (3) for more details). Colored dots represent the mean MLD over the given month. The gray zone corresponds to a gravitationally unstable stratification of the water column. Then the stability properties of the stratification are divided into three situations: positive  $N_S^2$  and negative  $N_T^2$  when a destabilizing temperature gradient is accompanied with a stabilizing salinity gradient; both positive  $N_S^2$  and  $N_T^2$  when temperature and salinity gradients have the same contribution in stabilizing the water column; negative  $N_S^2$  and positive  $N_T^2$  when a destabilizing salinity gradient is accompanied with a stabilizing temperature gradient.



**Figure 6.** Annual-mean cycle of the buoyancy content change within the ML in (a) ice-free and (b) sea-ice zone. The thick black line shows the monthly evolution of the buoyancy content change in the ML, the line with circles represents the contribution of the salinity content change, and the line with triangles represents the contribution of the temperature content change. Units are m<sup>2</sup>/s<sup>3</sup>. Gray shadings correspond to standard deviation of monthly means for each component. The time series begins in August.

when the sea-ice cap does not cover the entire sector, allowing surface heat forcing to erode the temperature-driven stability. However, in winter, from May to November, the stability is almost exclusively governed by its salinity-driven contribution. The dominance of the salinity stability on the seasonal amplitude of the mixed-layer stability is even more obvious when limiting the region to the Antarctic shelves

seas, representing the areas with near year-round ice covers with sparse polynyas (amplitude of salinity stability is about four time greater than the amplitude of temperature stability over the annual cycle; not shown).

It is interesting to note that during winter in the sea-ice sector (Figure 5), the temperature profile is unstable consistent with the strong overall cooling of the surface layer (Figure 3a) overlying the warmer Warm Deep Water [Gordon and Huber, 1990]. The overall stability of the mixed layer in winter in the sea-ice region is sustained by the stability of the salinity profile, which counterbalances the instability of the temperature profile, though it erodes slowly as winter progresses.

The seasonal erosion of temperature and salinity stratification at the base of the mixed layer is associated with seasonal buoyancy content change inside the mixed layer. Similar to stratification, we decomposed the buoyancy content change into a temperature and haline contribution (Figure 6). Consistent with the stability at the base of the mixed layer, the mixed-layer buoyancy content change is strongly dominated by its temperature contribution in the ice-free sector (Figure 6a), and by its haline contribution in the sea-ice sector (Figure 6b). Overall, both regions gain buoyancy from about October to February and lose buoyancy the rest of the year. However, the shape of the buoyancy content change time series strongly differ between ice-free and sea-ice sector (Figure 6). The forcing of the seasonal evolution of the buoyancy content change has been widely discussed in the ice-free sectors in previous studies, thus we refer to these for further details [e.g., Sallée et al., 2006; Dong et al., 2007, 2008, 2009; Ren et al., 2011]. We investigate for the first time this evolution from observational data in the sea-ice sector on a circumpolar scale. We tackle the question of the forcing of the seasonal buoyancy content change in the sea-ice sector in the next section.

### 3.3. Heat and Salt Mixed-Layer Budget in the Sea-Ice Sector

Variations in the mixed-layer buoyancy content change can originate from a number of processes, including surface fluxes (air-ice-sea), lateral advection, vertical entrainment, and diffusion (see equation (6) and (7)). In this section, we examine each of these terms and quantify their respective impact on the temperature and salinity contribution to the mixed-layer buoyancy content change in the sea-ice sector. We present a heat and salt budget below.

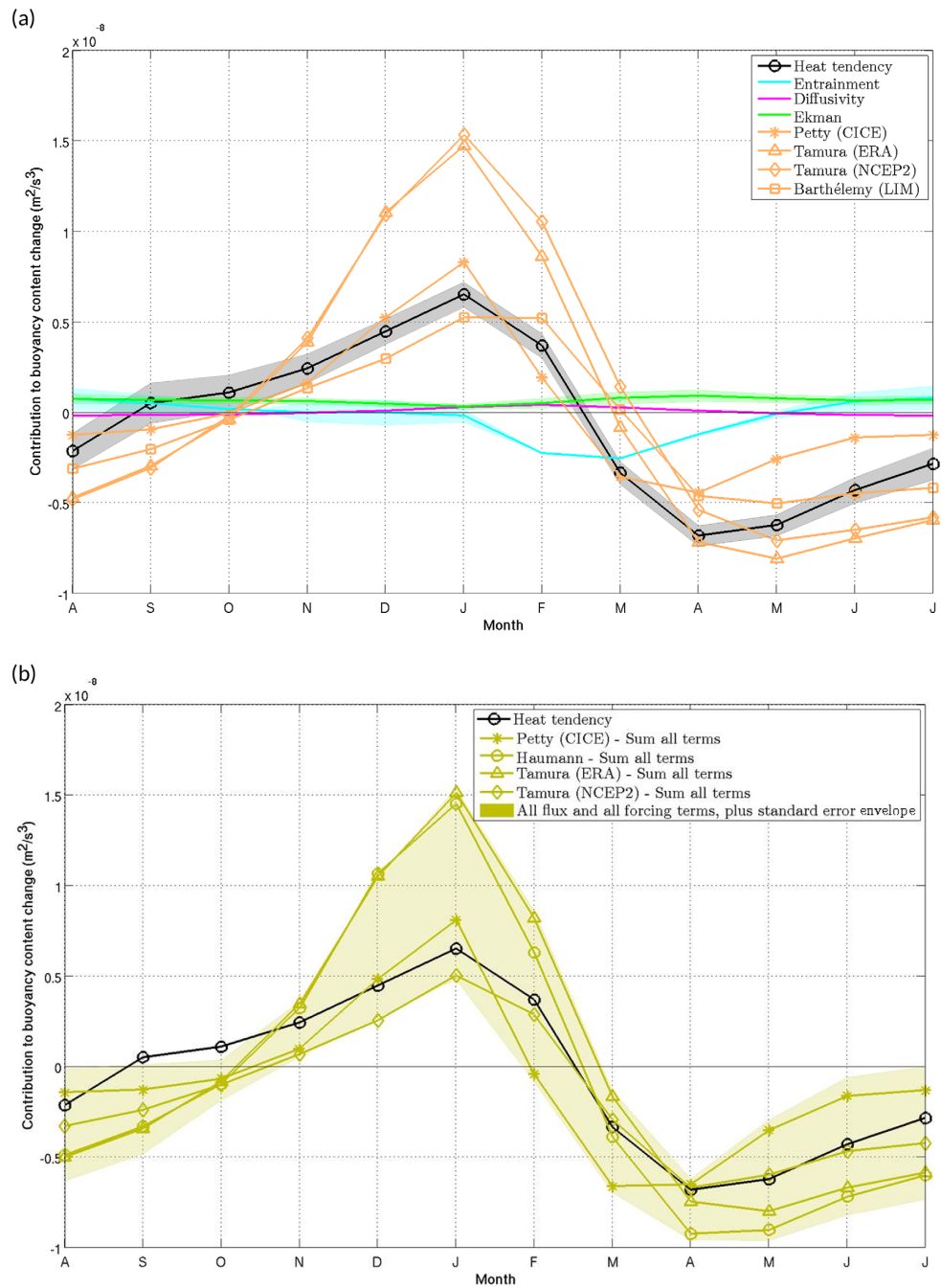
#### 3.3.1. Heat Budget

The averaged quantification of heat budget forcing over the entire sea-ice sector shows a strong dominance of air-ice-sea fluxes compared to the other terms. Vertical diffusion (pink curve on Figure 7a) and lateral advection by Ekman transport (green curve on Figure 7a) are on an order of magnitude smaller than the observed heat-driven buoyancy content change of the mixed layer (black curve on Figure 7a). The seasonal vertical entrainment is however noticeable, maximizing in February–March at the very start of the mixed-layer deepening season. As mixed layer deepens, it does entrain the cold previous winter remnant Winter Water, which reduces the thermal buoyancy content of the mixed layer. Later in the season, from May to September, the mixed layer continues deepening, but then entrains warmer water (the temperature profile is unstable; Figure 5), entraining underlying CDW often called Warm Deep Water (WDW) [e.g., Gordon and Huber, 2016]. The envelope defined by the four air-ice-sea flux products used in this study suggests that surface air-ice-sea forcing maximizes in January with a mean surface warming contribution of about  $0.8–1.5 \times 10^{-8} \text{m}^2 \text{s}^{-3}$ , and minimizes in fall in April/May with a mean surface cooling contribution of about  $0.5–0.8 \times 10^{-8} \text{m}^2 \text{s}^{-3}$ . The largest cooling in the sea-ice zone occurs in fall due to the evolution of the seasonal ice cover, which isolates the ocean from large atmospheric heat loss in winter. The sum of the forcings considered here agrees well with the observed seasonal change of heat-driven buoyancy content change (Figure 7b).

#### 3.3.2. Salt Budget

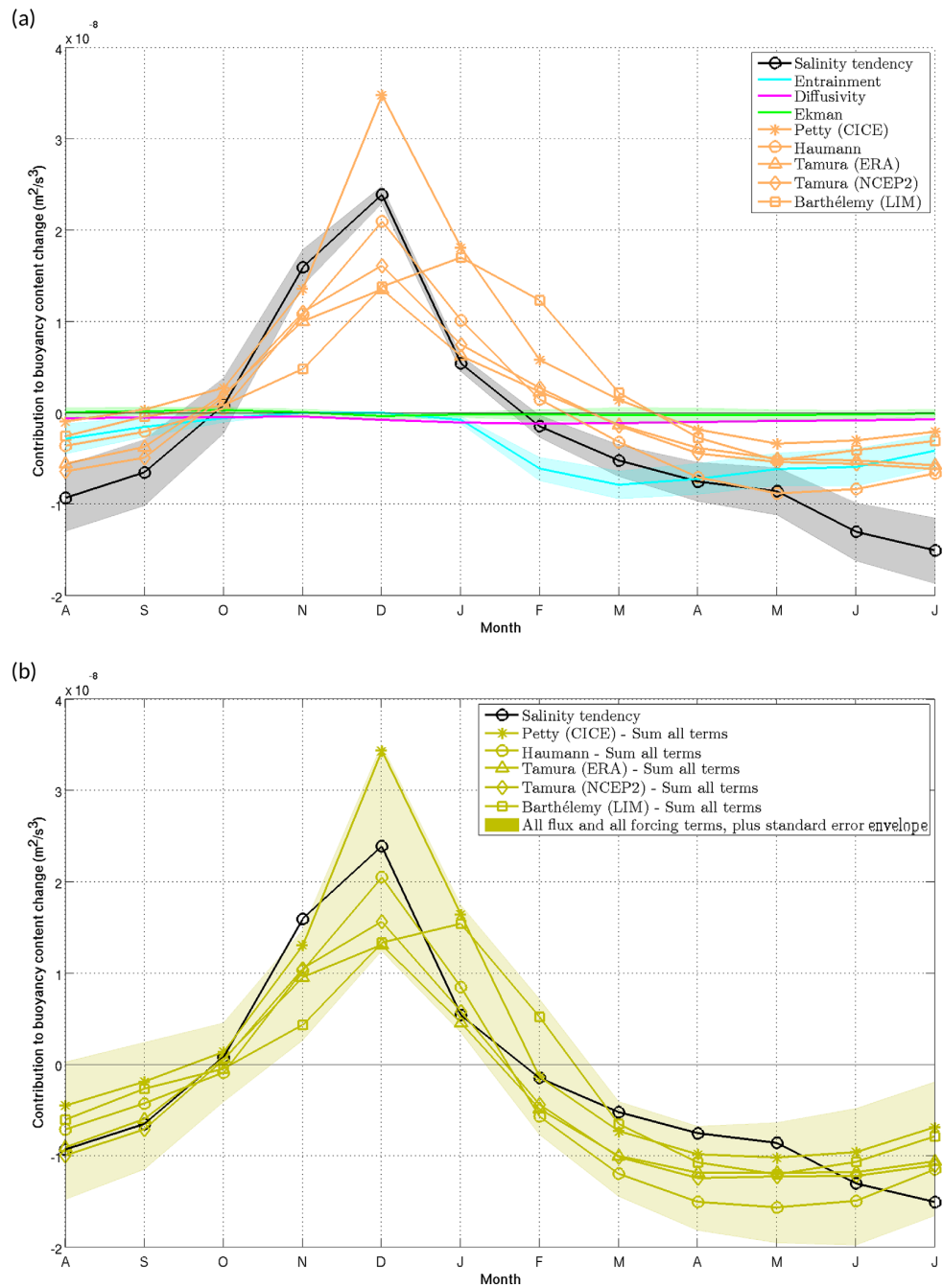
Similar to the heat budget, forcing terms of the salt budget are quantified over the sea-ice sector. Lateral advection by Ekman transport and diffusion are found negligible, and in agreement with the derived heat budget, we find that the two main contributors to the salt budget are entrainment and air-ice-sea forcing (Figure 8). The vertical entrainment is as important as air-ice-sea forcing for the period February–June. From late fall onward, the deepening of the mixed layer entrains the underlying WDW into the mixed layer, which are saltier than the mixed layer, therefore decreasing the overall buoyancy content of the mixed layer (in agreement with the stable salinity profile described in previous sections; Figure 5).





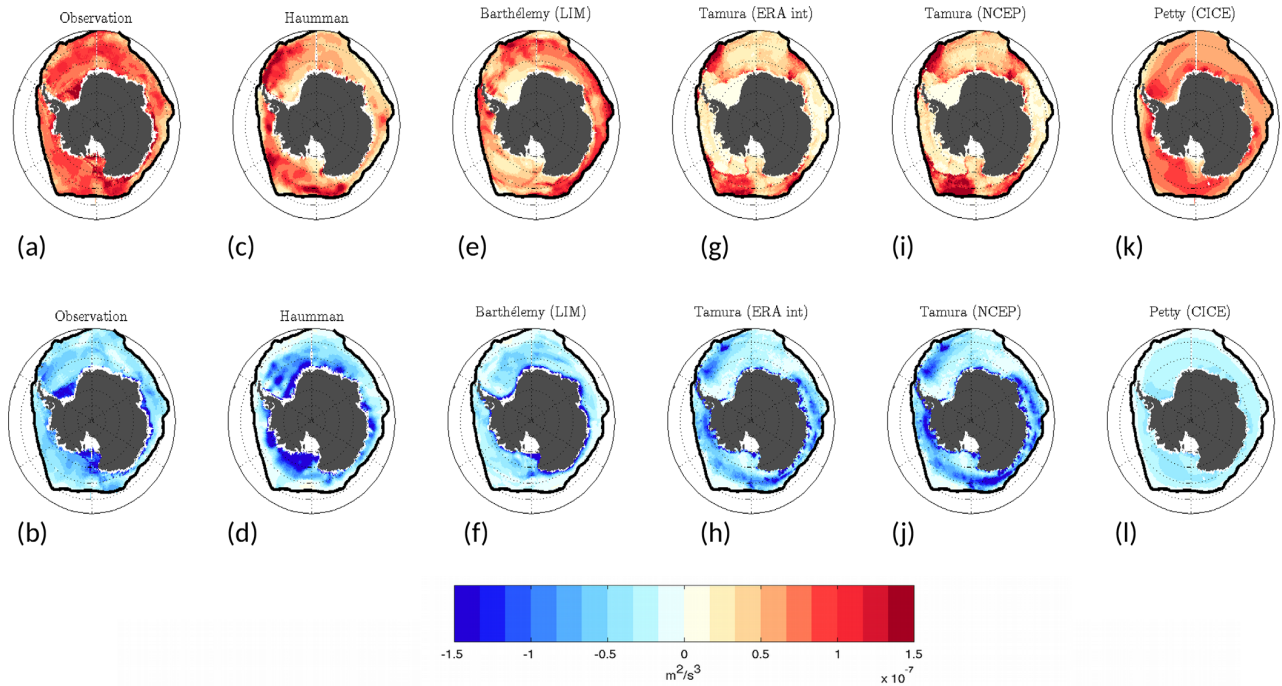
**Figure 7.** (a) Annual-mean cycle of the forcing terms controlling the ML heat balance in sea-ice zone (see equation (7) for more details). The black line shows the monthly evolution of the heat content in the ML from the observations, the purple line shows the vertical eddy diffusivity, the cyan line represents the entrainment at the base of the ML, and the green line shows the Ekman advection. Finally, orange lines represent the surface heat flux into the ML estimated from various models. (b) Temperature tendency versus sum of forcing terms into the ML estimated from various models, all in sea-ice zone. In contrast to Figure 6, where shading shows internal variability, shading in this figure shows errors associated with each component (propagated from instrumental errors, interpolation, etc.; see Appendix A). Units are  $\text{m}^2/\text{s}^3$ . The time series begins in August.

The envelope defined by the five air-ice-sea forcing products suggests a gain of buoyancy from October to February/March, and maximizing in December at  $1.3\text{--}3.5 \times 10^{-8} \text{m}^2/\text{s}^3$ . It is interesting that all of the five different air-ice-sea forcing estimates used in this study agree well with each



**Figure 8.** (a) Annual-mean cycle of the forcing terms controlling the ML salinity balance in sea-ice zone (see equation (6) for more details). The black line shows the monthly evolution of the salinity content in the ML from the observations, the purple line shows the vertical eddy diffusivity, the cyan line represents the entrainment at the base of the ML, and the green line shows the Ekman advection. The fresh-water flux into the ML estimated from various models is represented by the orange lines. (b) Sum of forcing terms versus salinity trend into the ML estimated from the models, in the sea-ice zone. In contrast to Figure 6, where shading shows internal variability, shading in this figure shows errors associated with each component (propagated from instrumental errors, interpolation, etc.; see Appendix A). Units are  $\text{m}^2/\text{s}^3$ . The time series begins in August.

other. Thus, it is helpful to looking into how much their spatial patterns agree with another. Figures 9c–9l show the regional comparison of the different air-ice-sea forcings, showing the local sum of all months where local fluxes are positive, the melt season, and the map of the local sum



**Figure 9.** Summer and winter air-ice-sea forcing estimates from observations and five models. (top) The locally integrated positive fluxes, i.e., the period of sea-ice is melting, and (bottom) the locally integrated negative fluxes, i.e., the sea-ice is in formation period. These air-ice-sea forcing estimates show (a, b) observations, (c, d) Haumann, (e, f) Barthélemy, (g, h) Tamura with ERA-int, (i, j) Tamura with NCEP, and (k, l) Petty. All terms in  $\text{m}^2/\text{s}^3$ .

of all months where local fluxes are negative, the freezing season. In this way, we isolate fluxes associated to brine rejection (i.e., negative buoyancy fluxes; associated with ice formation), and fluxes associated to freshwater input (i.e., positive buoyancy fluxes; associated with ice melt). Regionally, the brine rejection and ice melt fluxes estimated from the five different air-ice-sea products used in this study show very large spread. For comparison, we also show the ocean observation-based estimate of air-ice-sea forcing ( $\widetilde{FWF}$ ) by changing equation (6) to:

$$\widetilde{FWF} = \frac{\partial S_m}{\partial t} + U_m \cdot \nabla S_m - \kappa \frac{\partial S_m}{\partial z} + \frac{w_e \Delta S_m}{h_m}. \quad (14)$$

While neglecting lateral advection by geostrophic currents on a local scale might not be valid (compared with the circumpolar-scale budget we presented above),  $\widetilde{FWF}$  gives us an indication of the regions most affected by brine rejection and ice melt fluxes. Our estimate of  $\widetilde{FWF}$  based on equation (14) suggests that brine rejection is very localized to the Antarctic shelf and shelf break, with maximums in the Weddell, East Antarctic, and Ross sectors (Figure 9b). This is in accordance with satellite-based studies analyzing ice formation and polynyas around Antarctica [e.g., Tamura *et al.*, 2008]. Further offshore, estimated brine rejection is much smaller though not negligible. In contrast, the estimated freshwater input associated with ice melt is much more spread (Figure 9a), occurring over the entire sea-ice covered area.

#### 4. Discussion and Conclusion

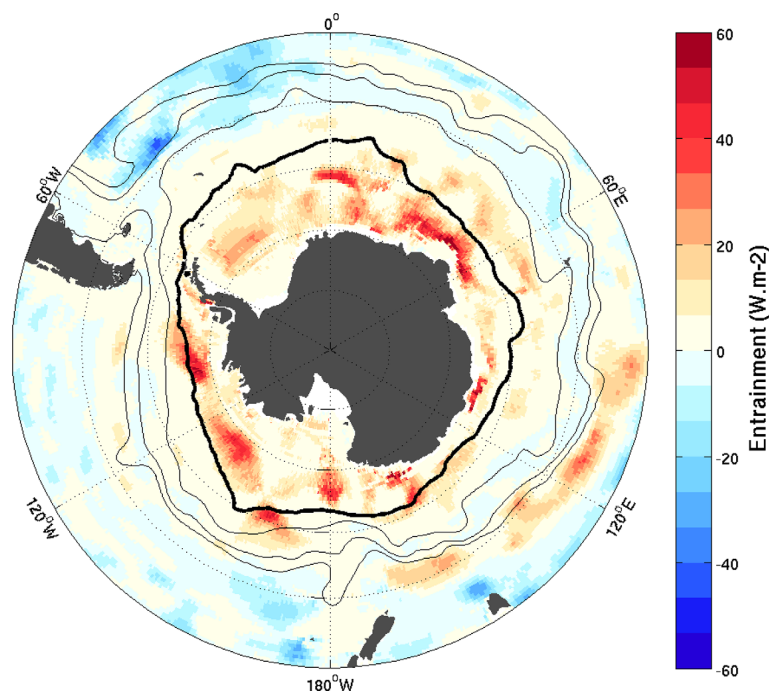
The seasonal cycle of mixed-layer properties is described over the entire Southern Ocean using more than 465,000 hydrographic profiles (including 100,000 in the sea-ice sector). In particular, the 10 year database of hydrographic profiles from instrumented southern elephant seals [Roquet *et al.*, 2014] allows us to unveil

the seasonal cycle of the mixed layer in the seasonally capped sea-ice sector. The error associated to our mixed-layer properties climatology comes from two main sources discussed in Appendix A: error on the mixed-layer depth detection which we estimate to be lower than 25%, and sampling error. As displayed in Figure 1, while sampling is unprecedented high in the sea-ice sector, it is uneven and can be regionally poor (e.g., middle of the Ross Sea gyre).

The properties of the Southern Ocean mixed layer undergo a strong seasonal cycle. The under-ice mixed-layer deepens and cools to about freezing point, while becoming saltier in winter. While the buoyancy content change in the ice-free ocean is dominated by temperature change, we show that the seasonal cycle in buoyancy content is mainly driven by salinity changes in the sea-ice sector (Figure 6). Underneath sea-ice, salinity strongly increases in winter in the Weddell and Ross Sea sectors, as well as along the eastern Antarctic coast (Figure 3b) [Tamura *et al.*, 2008]. The under-ice increase of salinity is primarily driven by air-sea-ice fluxes (Figure 8), which suggests that sea-ice formation regionally maximizes in the Weddell and Ross Sea sectors and along the eastern Antarctic coast in typical polynya locations (Figure 9). These regions of potentially large sea-ice formation are consistent with the regions of coastal polynyas known to form large amounts of sea-ice around the Antarctic coast [e.g., Markus *et al.*, 1998; Massom *et al.*, 1998; Tamura *et al.*, 2008]. The local enhanced increase of salinity in the vicinity of the Antarctic shelf is associated with a densification of the mixed layer. The shelf break is therefore associated with an increase of its meridional density gradient in winter, which points to a likely seasonal modulation of the Antarctic Slope Current [e.g., Mathiot *et al.*, 2011]; we note, however, that focusing over the entire water column, rather than only in the mixed layer, would be needed for better understanding of this possible link).

Our results suggest the coastal regions with high sea-ice formation are also associated with a maximum ice export confirming works based on satellite observations [e.g., Holland and Kwok, 2012; Haumann *et al.*, 2016]. Other studies estimate that about 40% of the sea-ice formed in Weddell Sea (70% in Ross Sea) is exported northward by wind-driven advection [Petty *et al.*, 2014]. Further offshore, on an annual time scale, the ocean is impacted more by the freshwater input from sea-ice melt (i.e., the surface layer tends to be stabilized) than from the brine rejection which is mostly modulating the mixed layer close to the shelf break (i.e., the surface layer tends to be destabilized; Figure 9). This contrasting effect of sea-ice ocean feedback leads to a meridional banded structure of the winter mixed-layer depth in the Southern Ocean: deep next to the continent; shallow further offshore; and deepening again northward within the ACC (Figure 4). The under-ice mixed-layer depth actually locally maximizes at the shelf break where winter mixed layer interacts with the underlying Warm Deep Water [Gordon and Huber, 1990]. While mixed-layer properties at the shelf break are somewhat smoothed out by the interpolating procedure in this climatological analysis, individual profiles show mixed layers as deep as 300–500 m.

Overall, the depth of the mixed layer is a combination of the static stability of the water column and the destabilizing forcing (e.g., atmospheric low, brine rejection, winds). Given that the winter under sea-ice surface layer is cooled to the freezing point in winter (i.e., it reaches the minimum possible temperature; Figure 3a), the stratification of the surface layer in the sea-ice sector is clearly sensitive to the temperature of deep waters, which upwell to shallow depths south of the ACC [Lumpkin and Speer, 2007]. The cold surface layer is stable due to its high freshwater content (Figure 5). Consistent, You [2002] demonstrated that near Antarctica, the upper layer is thermally unstable which puts it in a diffusive convection regime, whereas north of the ACC, temperature and salinity both contribute to the stabilization of the surface layer, which is therefore in a doubly stable regime. In the sea-ice sector, the effects of freshening and cooling on density virtually offset one another, so that surface waters are typically only slightly less dense than the underlying waters (Figure 5). When brine rejection densifies the surface-layer in winter, the water column can become unstable and mixed-layer deepens rapidly. In other words, the stability of the water column controls the amount of sea-ice that can be formed locally before the water column overturns and entrains warm water from below [e.g., Martinson and Iannuzzi, 1998], limiting further sea-ice formation.



**Figure 10.** August entrainment of heat in  $\text{W m}^{-2}$  and maximum sea-ice extension (thick black line). Fine black lines represent the main fronts of the Antarctic Circumpolar Current.

In the sea-ice sector, the temperature profile at the base of the mixed-layer switches from stable to unstable in autumn/winter (Figure 5). Indeed, in autumn/winter, a cold surface layer (Winter Water) is formed and lies above the relatively warmer Upper Circumpolar Deep Water (UCDW), which leads to unstable temperature profile. In contrast, in spring and summer, as sea-ice melt, the upper ocean warms, leaving a cold water layer (the remnant winter water) in between the relatively warm mixed layer and the relatively warm Upper Circumpolar Deep Water (UCDW). In consequences, as the mixed layer deepens it first entrains cold water from the remnant winter water layer, and then warm waters from the underlying Deep Water. Consistent, we find that after a first phase of cold water entrainment from January to May (i.e., loss of buoyancy; Figure 7a), the surface layer entrains warm water from May to October (i.e., gain of buoyancy; 7a). Incorporation of Deep Water into the winter mixed layer introduces both heat and salt into the surface layer, and thus has a strong impact on the mixed-layer air-sea exchanges and sea-ice formation processes [Gordon and Huber, 1990]. This entrainment of heat is critical in a balance of controlling the amount of sea-ice that is locally produced, and modulates the probability of appearance of open ocean polynya [Gordon, 1991; Gordon et al., 2007]. Our results show an entrainment of  $20\text{--}60 \text{ W m}^{-2}$  at the shelf break in winter (Figure 10), in good agreement with earlier estimates of  $\sim 41 \text{ W m}^{-2}$  [e.g., Gordon and Huber, 1990; Keeling and Visbeck, 2011]. This entrainment provides an efficient pathway for exchange of heat, freshwater, as well as air-sea gas exchange (e.g., carbon dioxide, oxygen) between the deep ocean and the atmosphere [Gordon, 1991; Sigman and Boyle, 2000], which makes the Antarctic sea-ice sector surface layer and its associated weak stability a critical feature of the global climate system [Sigman et al., 2010]. It is interesting to note that this system is sensitive to small changes in water mass properties: a surface salinity increase as small as 0.1 (NS change of  $\sim 0.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ ) or a deep water temperature increase as small as  $0.5^\circ\text{C}$  (NT change of  $\sim 0.3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ ) would be sufficient to eliminate the wintertime stratification (Figure 5).

A number of previous studies suggest that in a context of global warming, the mixed layer is becoming fresher (due to changes in the precipitation-evaporation balance, accelerated melting and calving of Antarctic glaciers and more positive phase of SAM) [Zhang, 2007; Close and Goosse, 2013; de Lavergne et al., 2014]. This freshening of the mixed layer increases the stratification at its base, which in turn reduces the ability for the surface layer to overturn and entrain underlying fluid, and an overall reduction of the deep

ventilation [Fahrbach et al., 2004; Johnson and Doney, 2006]. Antarctic convection has an important and climate-relevant role in the formation of the world's deep waters [Gordon, 1991; Orsi et al., 2001; Johnson, 2008]. Our study provides a first circumpolar-wide observationally based estimate of the current structure of the properties and stability of the Antarctic surface layer that can be used to assess water mass formation and destruction in the Antarctic oceans, monitor future changes, and assess the ability of models to represent this key region of the global climate system.

### Appendix A: Error Estimate

In this section, we discuss the error associated to the seasonal climatological maps of mixed-layer properties. Sources of errors include error in the mixed-layer detection procedure, instrumental errors in measuring temperature, conductivity, and pressure, and potential bias in the spatial sampling.

Defining an error associated with our mixed-layer depth detection procedure is a difficult task, though very important. Various sources of uncertainty enter into our mixed-layer depth detection procedure, e.g., the vertical resolution of the profile, the stratification of the profile, etc. In order to estimate one unique error  $\epsilon_{MLD}$ , including all sources of uncertainty, we defined the error as the standard deviation of four different methods to estimate MLD:  $MLD_{Holter}$ ,  $MLD_{threshold}$ ,  $MLD_{shape}$ , and  $MLD_{gradient}$  (see section 2.2). By construction, our mixed-layer depth detection procedure limits this error,  $\epsilon_{MLD}$ , to less than 25% of the computed mixed-layer depth (see equation (1)).

The error  $\epsilon_{MLD}$ , affects not only the MLD, but also the computed mean temperature ( $T_m$ ) and salinity ( $S_m$ ) within the mixed layer coming from the MLD detection method. We propagate the error  $\epsilon_{MLD}$  onto a temperature and salinity error by computing a range span by temperature ( $\Delta T$ ) and salinity ( $\Delta S$ ) when varying the MLD within its computed error envelop. In addition to  $\Delta T$  and  $\Delta S$ , error on the mean mixed-layer temperature and salinity are introduced by instrumental error ( $\zeta_T$  and  $\zeta_S$ ; see Table A1). Altogether, we defined a mixed-layer mean temperature error,  $\epsilon_{T_m}$ , and a mixed-layer mean salinity error,  $\epsilon_{S_m}$ , as  $\epsilon_{T_m} = \Delta T + \zeta_T$  and  $\epsilon_{S_m} = \Delta S + \zeta_S$ .

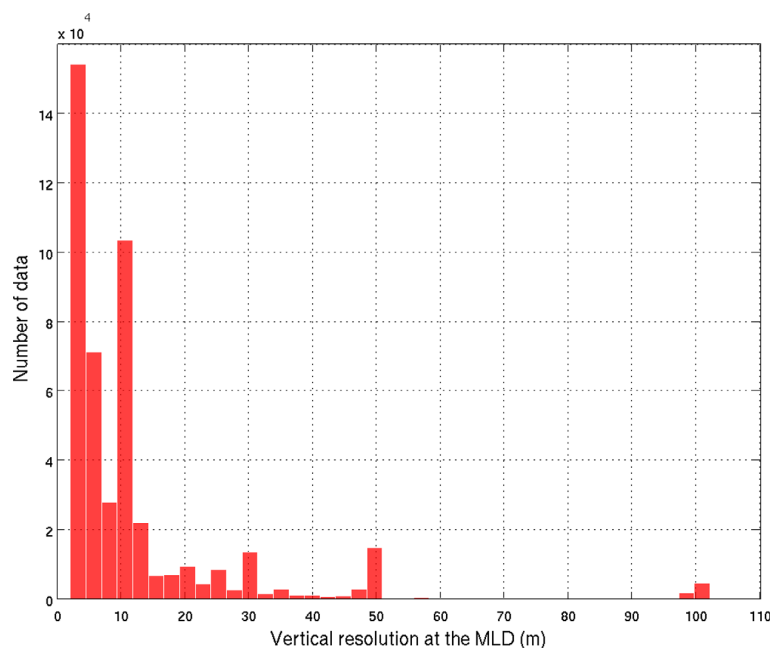


Figure A1. Vertical resolution at the mixed-layer depth (in m), corresponding to the distance between the point above and the point below the MLD estimate.



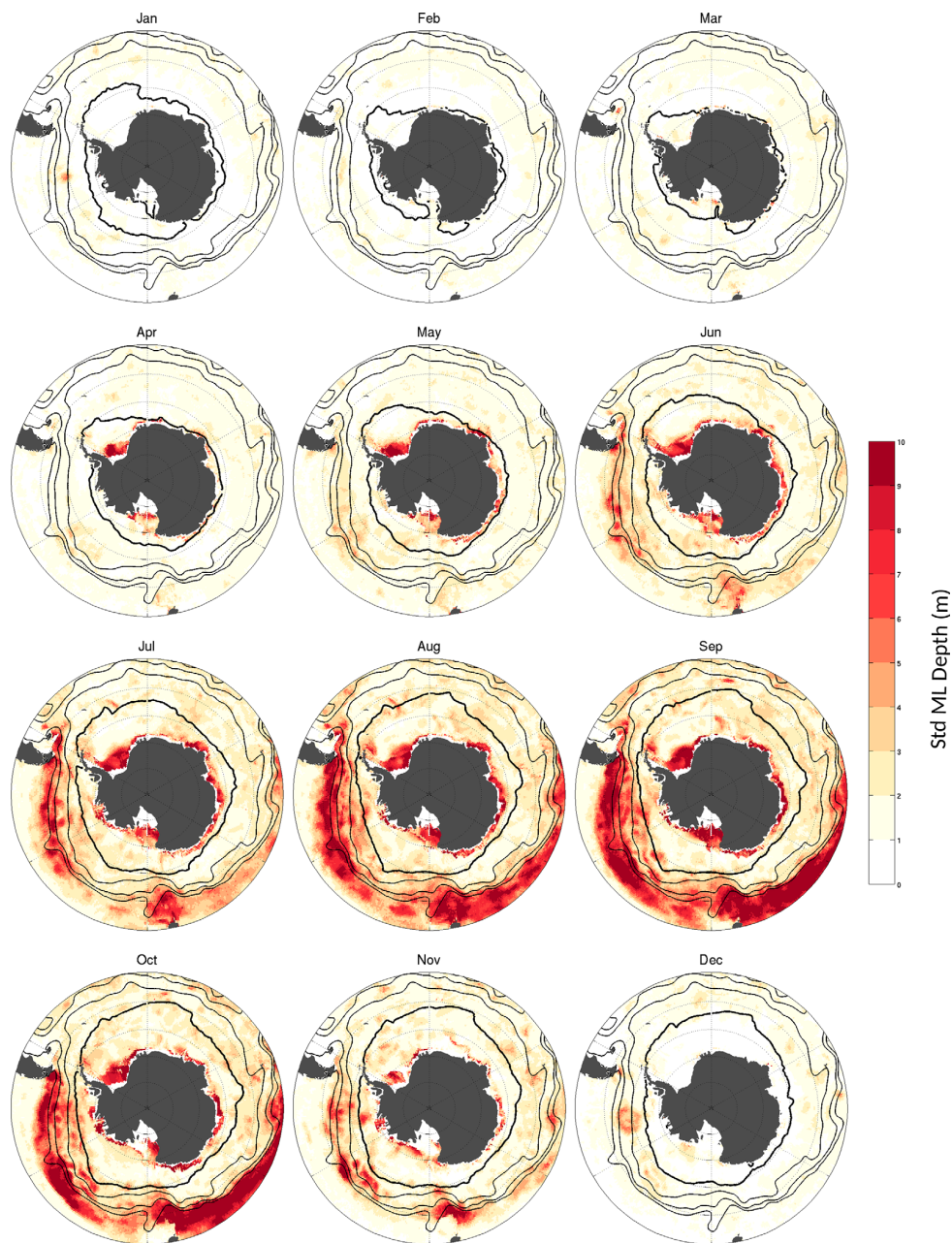


Figure A2. Standard deviation of the mixed-layer depth from the 100 Monte Carlo experiments (in m).

The depth, temperature, and salinity errors computed on each individual profiles (resp.  $\epsilon_{MLD}$ ,  $\epsilon_{T_m}$ , and  $\epsilon_{S_m}$ ) are propagated through the optimal interpolation procedure with a Monte Carlo experiment. Namely, we repeated a series of 100 different optimal interpolations, in which we randomly attributed small deviations in the input individual mixed-layer depth, temperature, and salinity, within ranges defined by  $MLD_{Holte} \pm \epsilon_{MLD_{Holte}}$ ,  $S_m \pm \epsilon_{S_m}$ , and  $T_m \pm \epsilon_{T_m}$ . The error coming from sampling bias is very difficult to estimate. The best way to get a sense of such error is probably by displaying the observation density map, as done in Figure 1. However, in order to try to quantify such error, we randomly varied the decorrelation scale of the optimal interpolation in the Monte-Carlo experiment.



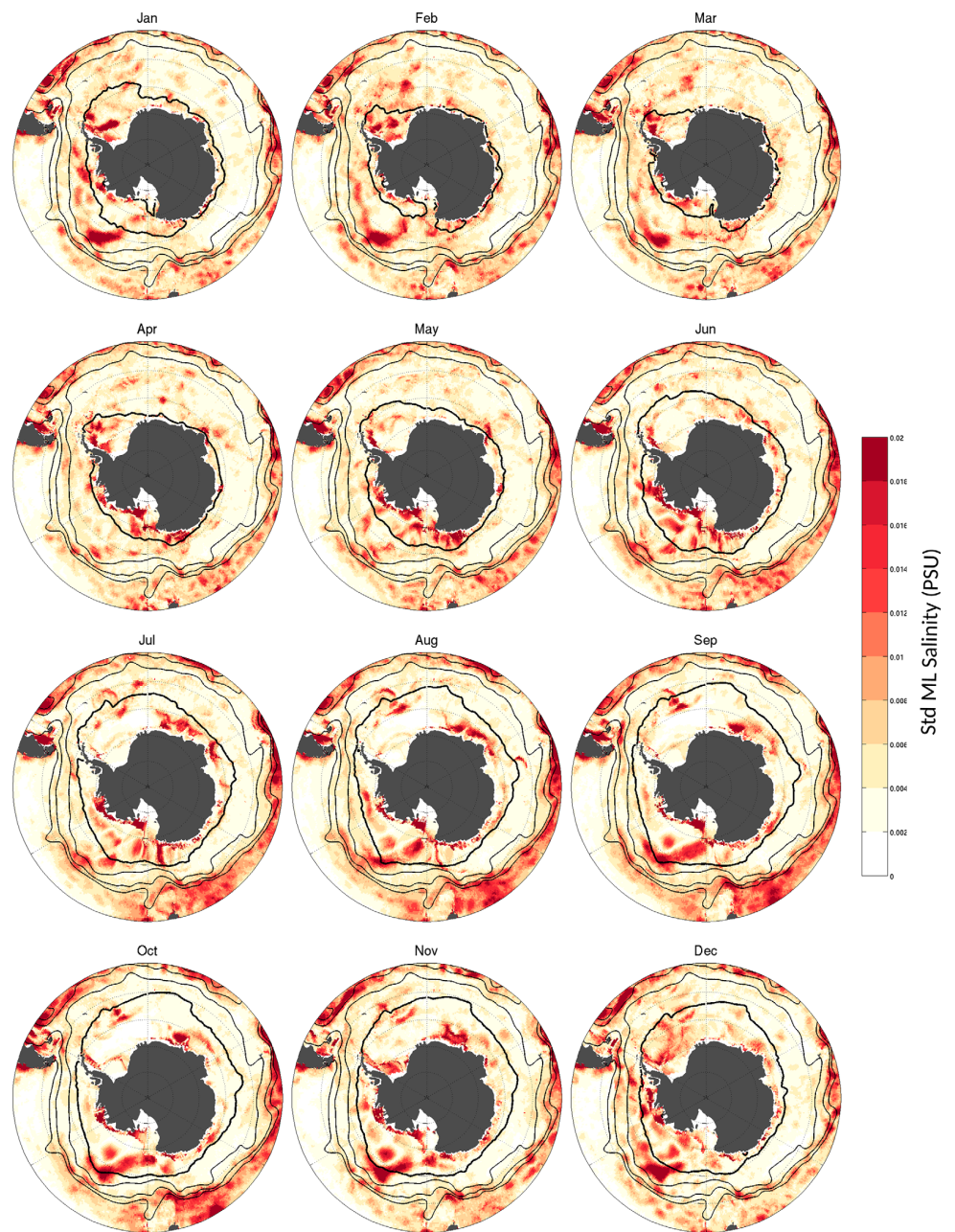


Figure A3. Standard deviation of the mixed-layer salinity from the 100 Monte Carlo experiments (in PSU).

For each month of the seasonal cycle, the standard deviation of the 100 simulations are computed as an estimate of the propagated errors on the climatological seasonal cycle of MLD, and mixed-layer temperature and salinity (Figures A2–A4). Errors maximize in winter in regions where mixed layer is weakly stratified, within the ACC and close to the Antarctic shelves.

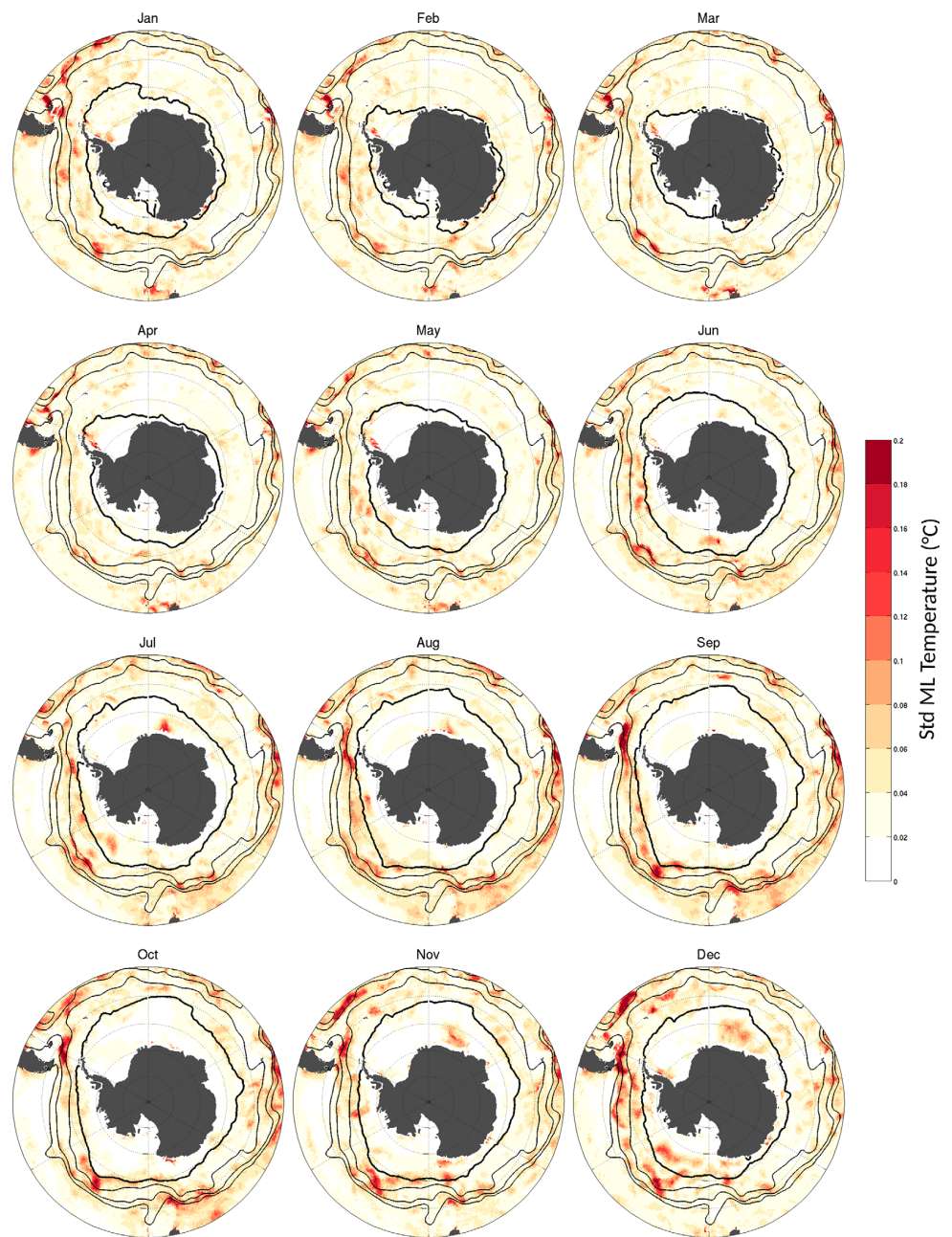


Figure A4. Standard deviation of the mixed-layer temperature from the 100 Monte Carlo experiments (in °C).

Table A1. Typical Instrumental Errors Used in the Error Propagation Procedure

Instrumental Error	Temperature (°C)	Salinity (PSU)
	$\xi_T$	$\xi_S$
Argo float profile	0.005	0.01
Ship-based profile	0.002	0.002
Elephant seal profile	0.03	0.05

### Acknowledgments

This project has received funding from the European Research Council (ERC) under the European Union's Horizon 2020 research and innovation program (grant agreement 637770). The authors thank M. Petty, M. Barthélemy, M. Tamura, and M. Haumann for providing air-ice-sea data set. Argo data were collected and made freely available by the International Argo Program and the national programs that contribute to it (<http://www.argo.ucsd.edu>, <http://argo.jcommops.org>). The Argo Program is part of the Global Ocean Observing System. The marine mammal data were collected and made freely available by the International MEOP Consortium and the national programs that contribute to it (<http://www.meop.net>). The authors thank M. Vancoppenolle for very insightful discussions on sea-ice.

### References

- Barthélemy, A., T. Fichefet, H. Goosse, and G. Madec (2015), Modeling the interplay between sea ice formation and the oceanic mixed layer: Limitations of simple brine rejection parameterizations, *Ocean Modell.*, *86*, 141–152.
- Barthélemy, A., T. Fichefet, and H. Goosse (2016), Spatial heterogeneity of ocean surface boundary conditions under sea ice, *Ocean Modell.*, *102*, 82–98.
- Biuw, M., et al. (2007), Variations in behavior and condition of a Southern Ocean top predator in relation to in situ oceanographic conditions, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, *104*(34), 13,705–13,710.
- Brainerd, K. E., and M. C. Gregg (1995), Surface mixed and mixing layer depths, *Deep Sea Res., Part I*, *42*(9), 1521–1543.
- Cavaleri, D. J., P. Gloersen, C. L. Parkinson, J. C. Comiso, and H. J. Zwally (1997), Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes, *Science*, *278*(5340), 1104–1106.
- Charrassin, J.-B., et al. (2008), Southern Ocean frontal structure and sea-ice formation rates revealed by elephant seals, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, *105*(33), 11,634–11,639.
- Cisewski, B., V. H. Strass, and H. Prandke (2005), Upper-ocean vertical mixing in the antarctic polar front zone, *Deep Sea Res., Part II*, *52*(9), 1087–1108.
- Close, S. E., and H. Goosse (2013), Entrainment-driven modulation of Southern Ocean mixed layer properties and sea ice variability in cmip5 models, *J. Geophys. Res. Oceans*, *118*, 2811–2827, doi:10.1002/jgrc.20226.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone (2004), Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, *109*, C12003, doi:10.1029/2004JC002378.
- de Lavergne, C., J. B. Palter, E. D. Galbraith, R. Bernardello, and I. Marinov (2014), Cessation of deep convection in the open Southern Ocean under anthropogenic climate change, *Nat. Clim. Change*, *4*(4), 278–282.
- de Lavergne, C., G. Madec, J. Le Sommer, A. G. Nurser, and A. C. Naveira Garabato (2015), On the consumption of Antarctic bottom water in the abyssal ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *46*(2015), 635–661.
- DeVries, T., and F. Primeau (2011), Dynamically and observationally constrained estimates of water-mass distributions and ages in the global ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *41*(12), 2381–2401.
- Dong, S., S. T. Gille, and J. Sprintall (2007), An assessment of the Southern Ocean mixed layer heat budget, *J. Clim.*, *20*(17), 4425–4442.
- Dong, S., J. Sprintall, S. T. Gille, and L. Talley (2008), Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles, *J. Geophys. Res.*, *113*, C06013, doi:10.1029/2006JC004051.
- Dong, S., S. L. Garzoli, and M. Baringer (2009), An assessment of the seasonal mixed layer salinity budget in the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, *114*, C12001, doi:10.1029/2008JC005258.
- Fahrbach, E., M. Hoppema, G. Rohardt, M. Schröder, and A. Wisotzki (2004), Decadal-scale variations of water mass properties in the deep Weddell Sea, *Ocean Dyn.*, *54*(1), 77–91.
- Gill, A. E. (1982), *Atmosphere-Ocean Dynamics*, vol. 30, Academic.
- Goosse, H., and T. Fichefet (1999), Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation: A model study, *J. Geophys. Res.*, *104*(C10), 23,337–23,355.
- Gordon, A. L. (1991), Two stable modes of Southern Ocean winter stratification, *Elsevier Oceanogr. Ser.*, *57*, 17–35.
- Gordon, A. L., and B. A. Huber (1990), Southern Ocean winter mixed layer, *J. Geophys. Res.*, *95*(11), 655–611.
- Gordon, A. L., M. Visbeck, and J. C. Comiso (2007), A possible link between the Weddell polynya and the southern annular mode\*, *J. Clim.*, *20*(11), 2558–2571.
- Haumann, F. A., N. Gruber, M. Münnich, I. Frenger, and S. Kern (2016), Sea-ice transport driving Southern Ocean salinity and its recent trends, *Nature*, *537*(7618), 89–92.
- Holland, P. R., and R. Kwok (2012), Wind-driven trends in Antarctic sea-ice drift, *Nat. Geosci.*, *5*(12), 872–875.
- Holte, J., and L. Talley (2009), A new algorithm for finding mixed layer depths with applications to Argo data and subantarctic mode water formation\*, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *26*(9), 1920–1939.
- IOC, SCOR, and IAPSO (2010), The international thermodynamic equation of seawater—2010: Calculation and use of thermodynamic properties, in *Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides*, vol. 56, 196 pp., UNESCO.
- Iudicone, D., G. Madec, B. Blanke, and S. Speich (2008), The role of Southern Ocean surface forcings and mixing in the global conveyor, *J. Phys. Oceanogr.*, *38*(7), 1377–1400.
- Johnson, G. C. (2008), Quantifying Antarctic bottom water and north Atlantic deep water volumes, *J. Geophys. Res.*, *113*, C05027, doi:10.1029/2007JC004477.
- Johnson, G. C., and S. C. Doney (2006), Recent western south Atlantic bottom water warming, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L14614, doi:10.1029/2006GL026769.
- Karsten, R. H., and J. Marshall (2002), Constructing the residual circulation of the ACC from observations, *J. Phys. Oceanogr.*, *32*(12), 3315–3327.
- Keeling, R. F., and M. Visbeck (2011), On the linkage between Antarctic surface water stratification and global deep-water temperature, *J. Clim.*, *24*(14), 3545–3557.
- Lévy, M., O. Jahn, S. Dutkiewicz, M. J. Follows, and F. d'Ovidio (2015), The dynamical landscape of marine phytoplankton diversity, *J. R. Soc. Interface*, *12*(111), 20150481.
- Lukas, R., and E. Lindstrom (1991), The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, *96*(S01), 3343–3357.
- Lumpkin, R., and K. Speer (2007), Global ocean meridional overturning, *J. Phys. Oceanogr.*, *37*(10), 2550–2562.
- Markus, T., C. Kottmeier, and E. Fahrbach (1998), *Ice Formation in Coastal Polynyas in the Weddell Sea and Their Impact on Oceanic Salinity*, vol. 74, pp. 273–292, John Wiley.
- Marshall, J., D. Jamous, and J. Nilsson (1999), Reconciling thermodynamic and dynamic methods of computation of water-mass transformation rates, *Deep Sea Res., Part I*, *46*(4), 545–572.
- Martinson, D. G., and R. A. Iannuzzi (1998), Antarctic ocean-ice interaction: Implications from ocean bulk property distributions in the Weddell gyre, *Antarct. Sea Ice*, *74*, 243–271.
- Massom, R., P. Harris, K. J. Michael, and M. Potter (1998), The distribution and formative processes of latent-heat polynyas in east Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *27*, 420–426.
- Massom, R. A., and S. E. Stammerjohn (2010), Antarctic sea ice change and variability—physical and ecological implications, *Polar Sci.*, *4*(2), 149–186.
- Mathiot, P., H. Goosse, T. Fichefet, B. Barnier, and H. Gallée (2011), Modelling the seasonal variability of the Antarctic slope current, *Ocean Sci.*, *7*(4), 445–532.



- Orsi, A. H., T. Whitworth, and W. D. Nowlin (1995), On the meridional extent and fronts of the Antarctic circumpolar current, *Deep Sea Res., Part I*, 42(5), 641–673.
- Orsi, A. H., S. S. Jacobs, A. L. Gordon, and M. Visbeck (2001), Cooling and ventilating the abyssal ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 28(15), 2923–2926.
- Petty, A., P. Holland, and D. Feltham (2014), Sea ice and the ocean mixed layer over the Antarctic shelf seas, *Cryosphere*, 7(4), 4321–4377.
- Reeve, K., O. Boebel, T. Kanzow, V. Strass, G. Rohardt, and E. Fahrbach (2015), Objective mapping of argo data in the Weddell gyre: A gridded dataset of upper ocean water properties, *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, 8(1), 509–566.
- Ren, L., and S. C. Riser (2009), Seasonal salt budget in the northeast Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 114, C12004, doi:10.1029/2009JC005307.
- Ren, L., K. Speer, and E. P. Chassignet (2011), The mixed layer salinity budget and sea ice in the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, 116, C08031, doi:10.1029/2010JC006634.
- Rintoul, S. R., J. Church, E. Fahrbach, M. Garcia, A. Gordon, B. King, R. Morrow, A. Orsi, and K. Speer (2001), Monitoring and understanding Southern Ocean variability and its impact on climate: A strategy for sustained observations, in *Observing the Ocean for Climate in the 21st Century*, edited by C. Koblinsky and N. Smith, GODAE Project Off., Bur. of Meteorol., Melbourne, Victoria, Australia.
- Rio, M.-H., S. Mulet, and N. Picot (2014), Beyond GOCE for the ocean circulation estimate: Synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new insight into geostrophic and Ekman currents, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 8918–8925, doi:10.1002/2014GL061773.
- Riser, S. C., et al. (2016), Fifteen years of ocean observations with the global Argo array, *Nat. Clim. Change*, 6(2), 145–153.
- Roquet, F., et al. (2013), Estimates of the southern ocean general circulation improved by animal-borne instruments, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 6176–6180, doi:10.1002/2013GL058304.
- Roquet, F., et al. (2014), A southern Indian ocean database of hydrographic profiles obtained with instrumented elephant seals, *Sci. data*, 1, 140028.
- Roquet, F., G. Madec, T. J. McDougall, and P. M. Barker (2015), Accurate polynomial expressions for the density and specific volume of sea-water using the teos-10 standard, *Ocean Modell.*, 90, 29–43.
- Sallée, J.-B., N. Wienders, K. Speer, and R. Morrow (2006), Formation of subantarctic mode water in the southeastern Indian ocean, *Ocean Dyn.*, 56(5-6), 525–542.
- Sallée, J.-B., R. Morrow, and K. Speer (2008), Eddy heat diffusion and subantarctic mode water formation, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L05607, doi:10.1029/2007GL032827.
- Sallée, J.-B., K. Speer, S. Rintoul, and S. Wijffels (2010), Southern Ocean thermocline ventilation, *J. Phys. Oceanogr.*, 40(3), 509–529.
- Sallée, J.-B., R. J. Matear, S. R. Rintoul, and A. Lenton (2012), Localized subduction of anthropogenic carbon dioxide in the southern hemisphere oceans, *Nat. Geosci.*, 5(8), 579–584.
- Schmidtko, S., G. C. Johnson, and J. M. Lyman (2013), @MIMOC: A global monthly isopycnal upper-ocean climatology with mixed layers, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 1658–1672, doi:10.1002/jgrc.20122.
- Sigman, D. M., and E. A. Boyle (2000), Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide, *Nature*, 407(6806), 859–869.
- Sigman, D. M., M. P. Hain, and G. H. Haug (2010), The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO<sub>2</sub> concentration, *Nature*, 466(7302), 47–55.
- Sprintall, J., and D. Roemmich (1999), Characterizing the structure of the surface layer in the Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 104(C10), 23,297–23,311.
- Talley, L. D., M. D. Sparrow, P. Chapman, and J. Gould (2007), *Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE). Volume 2: Pacific Ocean*, edited by M. Sparrow et al., WOCE Int. Project Off., Southampton, U. K.
- Tamura, T., K. I. Ohshima, and S. Nihashi (2008), Mapping of sea ice production for Antarctic coastal polynyas, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07606, doi:10.1029/2007GL032903.
- Tamura, T., K. I. Ohshima, S. Nihashi, and H. Hasumi (2011), Estimation of surface heat/salt fluxes associated with sea ice growth/melt in the Southern Ocean, *SOLA*, 7, 17–20.
- Thomson, R. E., and I. V. Fine (2003), Estimating mixed layer depth from oceanic profile data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20(2), 319–329.
- Thorndike, A., and R. Colony (1982), Sea ice motion in response to geostrophic winds, *J. Geophys. Res.*, 87(C8), 5845–5852.
- Vancoppenolle, M., T. Fichefet, H. Goosse, S. Bouillon, G. Madec, and M. A. M. Maqueda (2009), Simulating the mass balance and salinity of arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation, *Ocean Modell.*, 27(1), 33–53.
- Whitworth, T., A. Orsi, S.-J. Kim, W. Nowlin, and R. Locarnini (1998), Water masses and mixing near the Antarctic slope front, in *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, pp. 1–27.
- Wu, L., Z. Jing, S. Riser, and M. Visbeck (2011), Seasonal and spatial variations of Southern Ocean diapycnal mixing from Argo profiling floats, *Nat. Geosci.*, 4(6), 363–366.
- You, Y. (2002), A global ocean climatological atlas of the turner angle: Implications for double-diffusion and water-mass structure, *Deep Sea Res., Part I*, 49(11), 2075–2093.
- Zhang, J. (2007), Increasing Antarctic sea ice under warming atmospheric and oceanic conditions, *J. Clim.*, 20(11), 2515–2529.
- Zwally, H. J., J. C. Comiso, C. L. Parkinson, D. J. Cavalieri, and P. Gloersen (2002), Variability of Antarctic sea ice 1979–1998, *J. Geophys. Res.*, 107(C5), 3041, doi:10.1029/2000JC000733.

### 2.3 Conclusions et Perspectives

La nouveauté de l'étude présentée dans ce chapitre repose, en grande partie, sur l'intégration des données d'éléphants de mer en complémentarité des données issues de flotteurs Argo et de campagnes océanographiques, afin de créer une climatologie de la couche de mélange plus précise dans la zone Antarctique. La miniaturisation des CTD et batteries a permis d'équiper ces mammifères de capteurs enregistrant la température, la salinité et la pression à chacune de leur plongées, et de transmettre les meilleurs profils par voie satellitaire. Comme présenté dans le papier ci-dessus ainsi que, plus en détail, en Figure 2.1, les observations d'éléphants de mer augmentent considérablement la couverture spatiale et temporelle de données à travers l'océan Austral. En particulier, elles couvrent des zones jusqu'alors sous-échantillonnées comme l'Ouest de la péninsule Antarctique jusqu'aux mers de Bellingshausen et Amundsen, la côte Ouest Antarctique et les mers de Ross et Weddell.

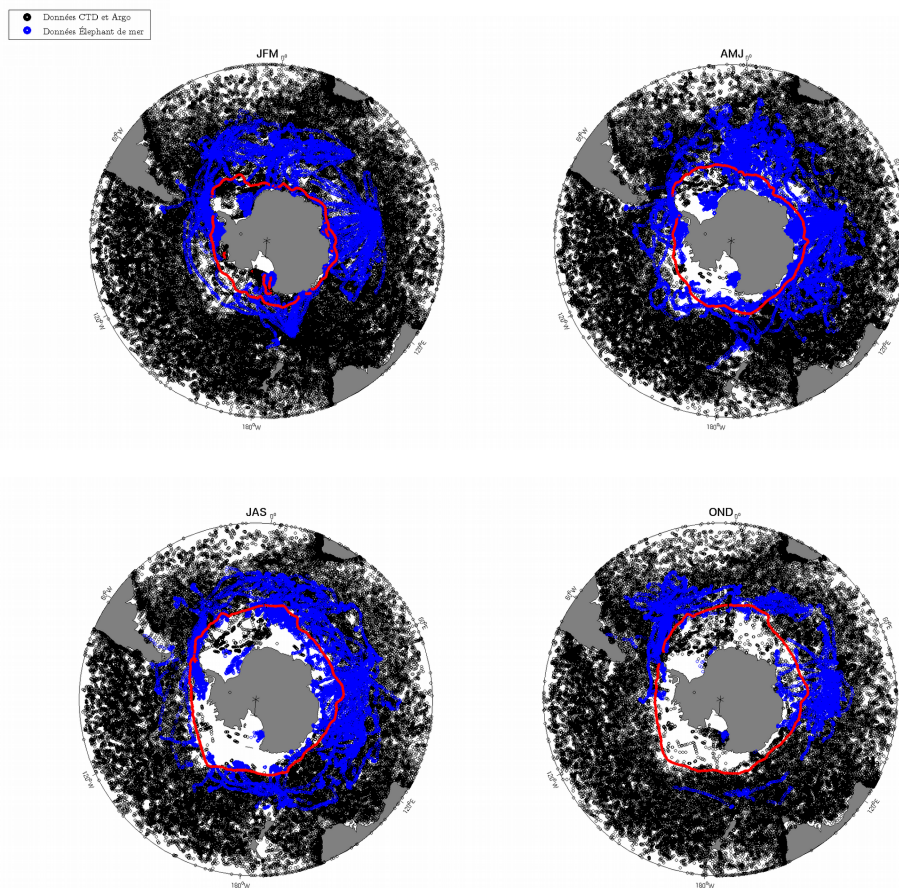


FIG. 2.1: **Localisation des profils au cours de l'année.** En noir sont représentés les données de campagnes océanographiques ainsi que celles issues de flotteurs Argo, et en bleu les données fournies par les éléphants de mer. Le trait rouge correspond à l'extension de glace moyenne durant la période de trois mois considérée (jan-fév-mar ; avr-mai-jui ; jul-aou-sep ; oct-nov-déc).

D'un point de vue observationnel, il est fondamental de pouvoir décrire les grandes structures T et S des bassins océanographiques. Un des paramètres clés fixant les caractéristiques

hydrologiques et biogéochimiques de l'océan mondial est la couche de mélange de l'océan Austral [DeVries and Primeau, 2011]. Il est ainsi crucial de pouvoir documenter les caractéristiques hydrologiques de cette région ainsi que les processus qui les déterminent.

Tout au long de ces travaux de thèse je mettrais un point d'honneur à comparer nos résultats avec ceux déjà existants. Ainsi, je compare ici la climatologie nouvellement créée des propriétés de la couche de mélange avec une climatologie existante afin de visualiser ce qu'apporte notre étude en terme de connaissance climatologique de la couche de mélange sous la glace de mer (Figure. 2.2).

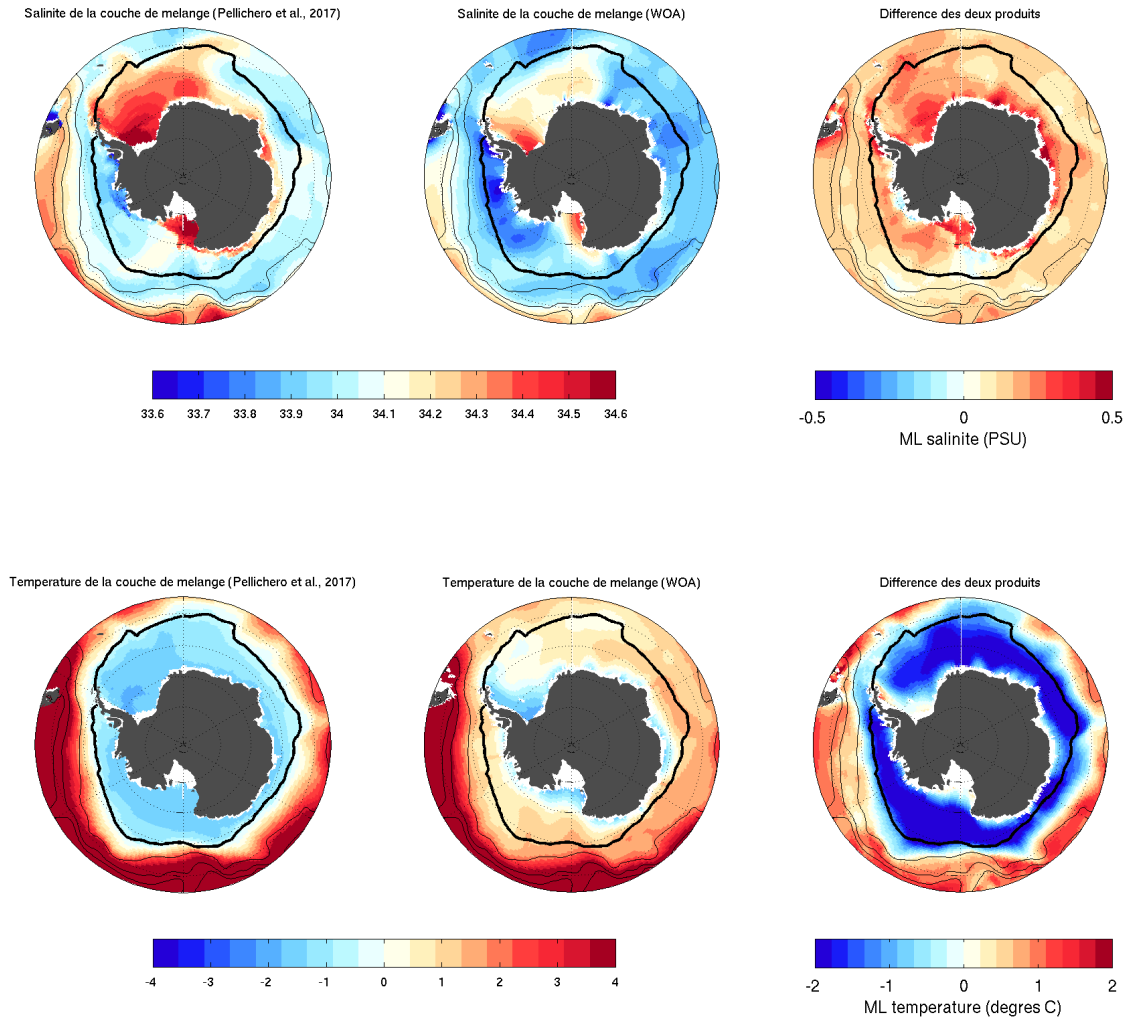


FIG. 2.2: Comparaison de la climatologie Pellichero et al., avec celle du World Ocean Atlas. Les cartes de gauches correspondent à notre produit climatologique en moyenne annuelle (salinité en haut et température en bas), celles du milieu correspondent à l'équivalent fourni par WOA et enfin les cartes de droites présentent la différence de notre produit moins celui de WOA. Le trait noir est la moyenne annuelle de couverture de glace.

Concernant la salinité, nous constatons que les moyennes annuelles des deux produits ont globalement une structure régionale assez similaire mais différent en terme d'intensité du signal. Les deux climatologies présentent des salinités plus élevées en mer de Weddell

et dans l'Ouest de la mer de Ross, et des salinités plus faibles dans le secteur Bellingshausen/Amundsen. En revanche, la climatologie de WOA n'a aucun signal de forte salinité associé à la côte Est de l'Antarctique (entre 30°E et 150°E). D'une manière générale, lorsque l'on regarde la différence des deux produits (carte en haut à droite), on constate que le signal de Pellichero et al., est plus salé sur l'ensemble de l'océan Austral ; il semble plus réaliste et plus cohérent avec ce que l'on sait des régions de formations de banquise autour du continent Antarctique.

D'autre part, le signal en température semble plus réaliste avec la climatologie de Pellichero et al., puisque l'on relève des températures moyennes annuelles de l'ordre de  $-1.5^{\circ}\text{C}$  dans l'ensemble de la zone de glace de mer, alors que les températures fournies par WOA sont beaucoup plus chaudes et même positives dans cette région recouverte de glace de mer où l'on sait que la température de surface est proche du point de congélation ( $-1.8^{\circ}\text{C}$ ).

D'où viennent la majorité de ces différences ? En étudiant le cycle saisonnier des propriétés de la couche de surface de WOA (non présenté), on s'aperçoit finalement qu'il y a peu de variations saisonnières. En effet, le cycle saisonnier est mal représenté en hiver où peu de données alimentent cette climatologie. Les différences entre WOA et notre climatologie viennent de ce constat : l'atout majeur de la climatologie de Pellichero et al., réside dans l'utilisation d'un plus grand nombre de données et principalement en hiver grâce aux éléphants de mer.

L'étude présentée dans ce chapitre en appelle d'autres : par exemple cette nouvelle climatologie, plus robuste, permet une meilleure estimation des anomalies des caractéristiques de la couche de mélange qui sont capitales pour de nombreuses études à commencer par les analyses de la variabilité inter-annuelle ou des tendances sur le long-terme par exemple. Les travaux introduits dans l'article donnent également accès à d'autres types d'investigations comme l'étude des polynies. Prenons le cas de la polynie de Maud Rise (Fig. 2.3, cadre noir autour de 0°E) plus communément appelée la polynie de Weddell. L'ouverture de cette polynie est rare et reste aujourd'hui encore assez mystérieuse. La polynie de Weddell est localisée à des centaines de kilomètres de la côte. Elle a été observée pour la première fois par satellite en 1974 et s'est maintenue plus ou moins ouverte jusqu'en 1976 [Carsey, 1980, De Lavergne et al., 2014]. À l'époque elle atteignait une superficie gigantesque de près de 250 000  $\text{km}^2$  [Carsey, 1980, Gordon, 1982]. Depuis elle n'a jamais été observée et pose des problèmes importants aux modélisateurs de cette région, avec des modèles qui ouvrent des polynies ou non, sans en connaître réellement la cause. Quarante ans plus tard, le phénomène se reproduit : la polynie de Weddell se reforme depuis 2016. En octobre 2017, elle atteignait 80 000  $\text{km}^2$  et semble encore plus grande en Décembre 2017 (Fig. 2.3).



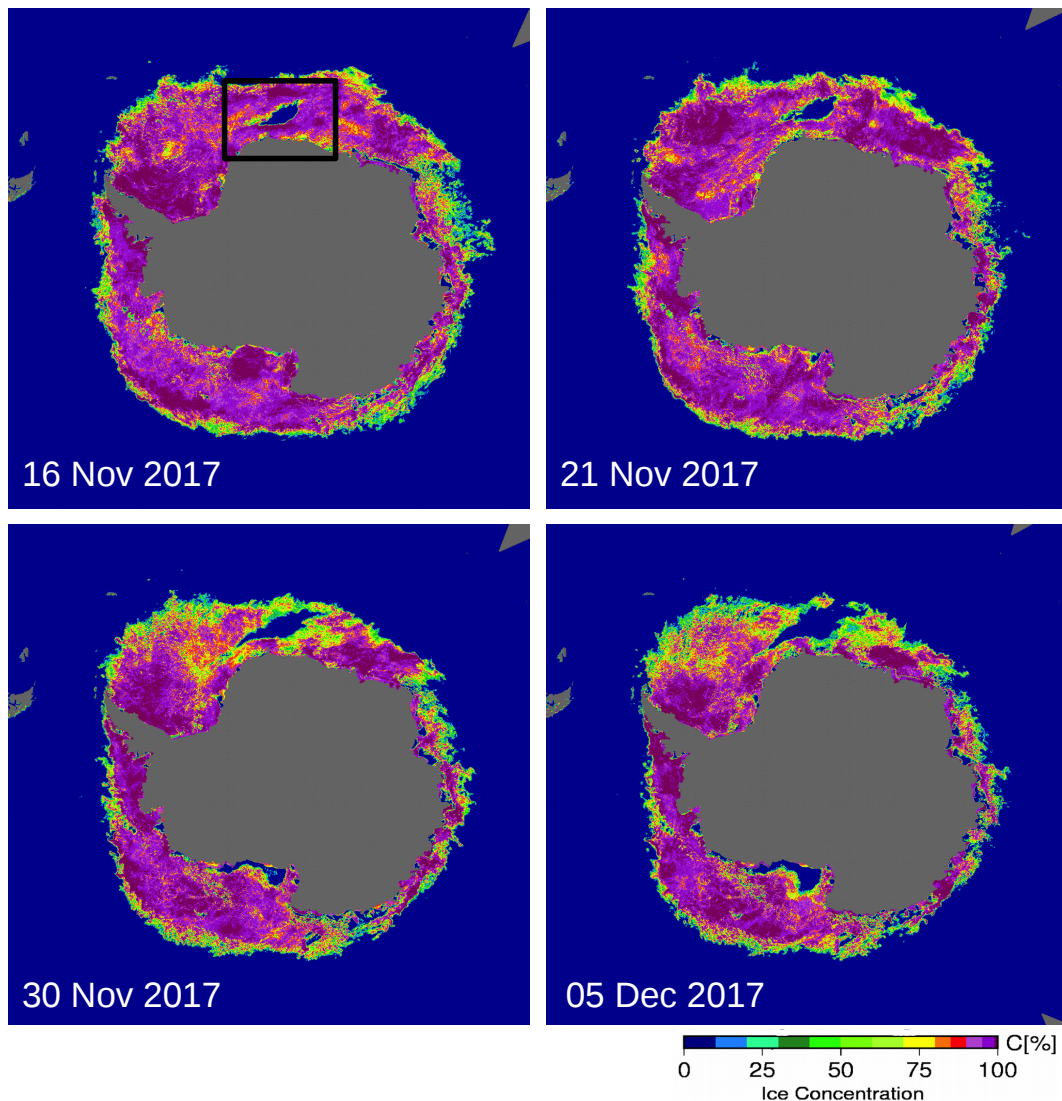


FIG. 2.3: **Cartes de la concentration de glace de mer autour de l'Antarctique à 4 dates différentes.** Ces données sont fournies par AMSR 2 et exprimées en %. Le carré noir attire l'attention sur la polynie de Weddell qui s'est ouverte récemment. On voit distinctement l'évolution de la superficie de la polynie qui s'étend au cours du temps et va même jusqu'à former une ouverture directement dans l'océan libre de glace de mer. *Crédit image : <http://www.polarview.aq/> /Institute of Environmental Physics, University of Bremen.*

De récentes études de modélisation tentent de comprendre les mécanismes, encore flous, à l'origine de la polynie de Weddell et de sa persistance, et les hypothèses s'accordent à dire que la **stratification/déstratification** pourrait être l'élément clé de la fermeture/ouverture de cette mystérieuse polynie [De Lavergne et al., 2014, Kjellsson et al., 2015, Mazloff et al., 2017]. L'idée derrière cette hypothèse est qu'une augmentation de la stabilité de la colonne d'eau par exemple, résultant d'un fort flux d'eau douce à la surface, inhibe l'ouverture de la polynie car la forte stratification empêche les eaux chaudes sous-jacentes (CDW) de remonter à la surface et de faire fondre la glace par la base [De Lavergne et al., 2014, Kjellsson et al., 2015]. L'inverse, c-à-d une faible stratification, serait en faveur de l'ouverture de la polynie [Kjellsson et al., 2015]. Nos résultats permettent-ils

de confirmer cette hypothèse : est-ce que le signal de stratification est en accord avec l'ouverture de la polynie de 2016 ? C'est ce que nous vérifions maintenant.

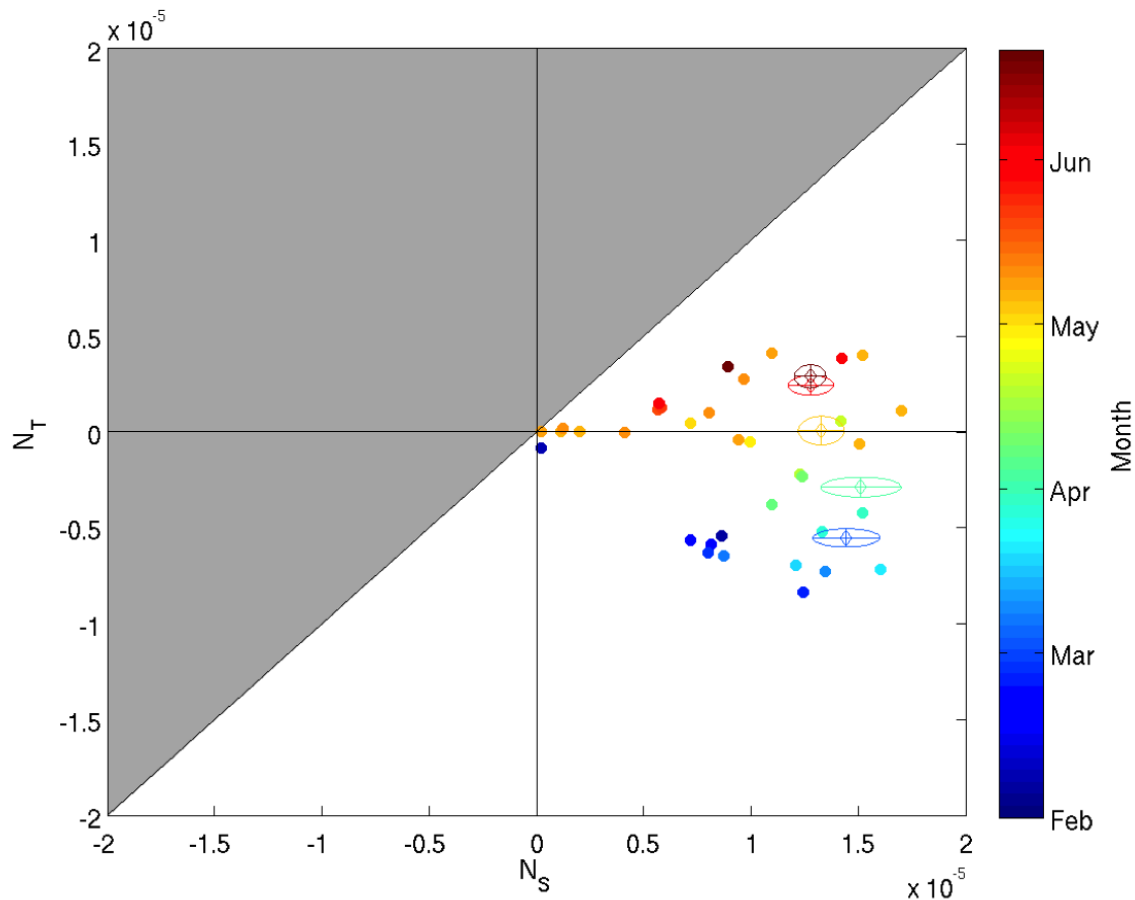


FIG. 2.4: **Stabilité en salinité ( $N_S$ ) VS stabilité en température ( $N_T$ ) de la colonne d'eau en 2016 dans la polynie de Weddell.** Les ellipses correspondent aux moyennes climatologiques mensuelles dans la polynie de Weddell, tandis que les points correspondent aux données instantanées présentes dans cette zone d'intérêt en 2016. La couleur des points représente les mois et la zone grise les conditions de stratification instable.

Nous avons vu dans l'article de ce chapitre, que la salinité de la couche de mélange contrôle la stabilité de la colonne d'eau dans le secteur de glace de mer, puisque les températures dans cette région sont proches du point de congélation et varient peu. Si l'on se concentre sur la stratification de la colonne d'eau 15 m en dessous de la couche de mélange (même protocole que présenté en Sections 2.3 et 3.2 dans le papier Pellichero et al., 2017) pour l'année 2016 et dans la zone de Maud Rise, on obtient la Figure 2.4. Ici, au même titre que dans le papier, on note d'une part la déstratification de la colonne à l'approche de l'hiver (passage des points bleus vers les points orange/rouge qui s'approchent de la zone instable). D'autre part nous voyons distinctement qu'en 2016, la majorité des profils instantanés se situent plus à gauche de la moyenne climatologique mensuelle correspondante, ils sont donc plus "déstratifiés" que la moyenne climatologique. Ce résultat montre qu'en 2016, la stabilité de la colonne d'eau était bien plus faible que les autres années dans la région de Maud Rise. De ce fait, il est possible que la barrière isolante que représente la couche de mélange ait diminué cette année là, laissant ainsi un passage ouvert aux remontées de CDW chaudes qui participent à

la fonte de la glace [Schmidtko et al., 2014] et à la formation de la polynie. Ce résultat est donc cohérent avec la théorie selon laquelle une anomalie de salinité peut être à l'origine d'une anomalie de stratification et donc d'une anomalie de convection provoquant l'ouverture d'une polynie. Il est probable que le fort évènement El Nino de 2015-2016 ait affecté les couches de surface de l'océan Austral par téléconnexions atmosphériques [Karoly, 1989], ce qui a mené en 2016 à une faible stratification de la couche de mélange dans le secteur de la mer de Weddell. Ces résultats et discussions ont fait l'objet d'un article dans BAMS auquel j'ai contribué [Mazloff et al., 2017].

Dans ce chapitre et grâce aux données présentées, nous avons abordé la variabilité saisonnière de la stratification à la base de la couche de mélange afin d'étudier comment cette couche superficielle s'érode sous l'effet de la glace, formant ainsi un canal de communication avec les CDW sous-jacentes et plus chaudes. Nous avons montré que le cycle saisonnier de la stabilité à la base de la couche de mélange sous la glace de mer est très distinct de celui dans l'océan ouvert, ce qui souligne le rôle majeur du flux d'eau douce à la surface. À ce stade, nous commençons à entrevoir l'impact de la glace de mer sur la surface de l'océan. Puis une étude détaillée du budget de flottabilité dans la couche de mélange a permis d'approfondir la compréhension des processus pilotant les changements de la couche de mélange sous la glace de mer. Plus spécifiquement, nous avons travaillé sur une gamme de produits basés sur des observations (*in-situ* et satellite) et de réanalyses afin d'estimer les principaux termes du budget de flottabilité et de montrer que nous fermons ce budget dans une enveloppe d'erreur sur toute la région recouverte de glace de mer. Par la suite nous avons inversé ce budget de flottabilité à la surface de l'océan afin d'en déduire notre propre flux d'eau douce air/océan/glace (Fig. 9 et Équ. 14).

Cette dernière étape sera le point d'ancrage du prochain chapitre. Dans cette prochaine partie, chapitre 3, nous explorerons la transformation des masses d'eau sous la glace de mer antarctique. L'approche utilisée découle des travaux de Walin, basés sur l'idée que les flux diffusifs et les flux de flottabilité modifient la température et la salinité à la surface de l'océan ce qui convertie l'eau d'une classe de densité vers une autre (plus légère ou plus dense). Pour mener à bien cette étude, il est primordial de connaître le flux de flottabilité à la surface, ce qui est resté un véritable défi dû au manque d'observations dans cette région. Pour résoudre ce problème nous utiliserons l'estimation du flux air/océan/glace développée précédemment et basée sur les observations (Fig. 9; Eq. 14 de Pellichero et al., 2017).



# 3 | L'impact de la glace de mer sur la circulation de retournement de l'Océan Austral

Ce chapitre a été accepté dans le journal Nature Communications, *The Southern Ocean meridional overturning in the sea-ice sector is driven by freshwater fluxes*, par Pellichero V., Sallée JB., Chapman C.C., and Downes S.

Les travaux produits dans ce chapitre ont été présentés en conférence internationale lors d'une session plénière où j'ai été invitée :

- \* **Pellichero V.**, Sallée JB., Chapman CC., Downes S., (Février 2017) : How sea-ice impacts the large scale meridional overturning circulation in the Southern Ocean. International Glaciological Society (IGS) Meeting, Wellington, Nouvelle-Zélande.

## Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Préambule . . . . .</b>	<b>60</b>
<b>3.2</b>	<b>Article 2 : The Southern Ocean meridional overturning circulation in the sea-ice sector is driven by freshwater fluxes. . . . .</b>	<b>60</b>
<b>3.3</b>	<b>Conclusions et Perspectives . . . . .</b>	<b>87</b>

---

### 3.1 Préambule

Nous avons abordé en introduction générale le détail de la circulation de retournement de l'océan Austral et comment, sous l'action de processus thermodynamiques et dynamiques, elle permet la redistribution de chaleur, d'eau douce et de carbone entre la surface et l'océan profond d'une part, et à travers la planète entière d'autre part. L'océan Austral est donc dépeint comme une région d'intense transformation et formation de masses d'eau et joue un rôle essentiel dans le système climatique [Sloyan and Rintoul, 2001, Talley et al., 2003]. Bien que l'on soupçonne le rôle primordial de la glace de mer dans la circulation à grande échelle, car elle est à l'origine d'une redistribution active des flux d'eau douce à la surface [Abernathey et al., 2016], son impact réel sur la circulation n'a jamais été quantifié à partir d'observations *in-situ*.

La glace de mer antarctique présente un large cycle saisonnier d'environ 4 millions de  $km^2$  en février à environ 22 millions de  $km^2$  en septembre [Varnardo, 1975]. Ce cycle saisonnier de la couverture de glace de mer est associé à un cycle saisonnier de la salinité de la couche de mélange très marqué [Pellichero et al., 2017]. Lors de la formation de glace de mer (mars-septembre) la salinité de la couche de mélange augmente, puis rediminue pendant la période de fonte de la glace de mer (octobre-février). Entre ces phases de formation et de destruction de la glace de mer, le flux d'eau douce est redistribué géographiquement [Holland and Kwok, 2012] avec plus de formation de glace proche des côtes de l'Antarctique et plus de fonte au Nord, large du continent. Ce phénomène est ainsi à l'origine d'un gradient méridional de salinité dans la couche de mélange. Mais cela suggère aussi que des flux de flottabilité positifs (rejet de sel, d'après notre convention) et négatifs (rejet d'eau douce) se produisent dans différentes régions et différentes classes de densité, ce qui est également à l'origine d'un gradient méridional dans les flux de flottabilité à la surface [Abernathey et al., 2016]. Alors que des études ont démontré que la glace de mer pouvait contribuer de manière significative à la future réponse des océans aux changements climatiques en diminuant la convection due à l'augmentation de la stratification associée à la fonte des glaces, elle pourrait aussi jouer un rôle clé dans la réponse climatique en contrôlant des changements de la circulation grande échelle associée à des changements de flux de flottabilité glace de mer/océan.

Dans ce chapitre, nous utilisons les résultats précédents afin d'estimer un flux de flottabilité à la surface de l'océan Austral qui soit cohérent. Basé sur une approche thermodynamique, nous démontrons le rôle clé des précipitations mais aussi de la redistribution d'eau douce par la glace de mer et des flux d'eau douce associés, sur la transformation de masse d'eau de l'océan Austral et la circulation de retournement toute entière.

### 3.2 Article 2 : The Southern Ocean meridional overturning circulation in the sea-ice sector is driven by freshwater fluxes.

# The Southern Ocean Meridional Overturning In The Sea-Ice Sector is driven by freshwater fluxes

Violaine Pellichero<sup>1,\*</sup>, Jean-Baptiste Sallée<sup>1</sup>, Christopher C. Chapman<sup>1</sup>, and Stephanie Downes<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Sorbonne Universités, UPMC Univ., Paris 06, UMR 7159, LOCEAN-IPSL F-75005, Paris, France.

<sup>2</sup>Antarctic Climate and Ecosystems Cooperative Research Centre, University of Tasmania, Hobart, Australia

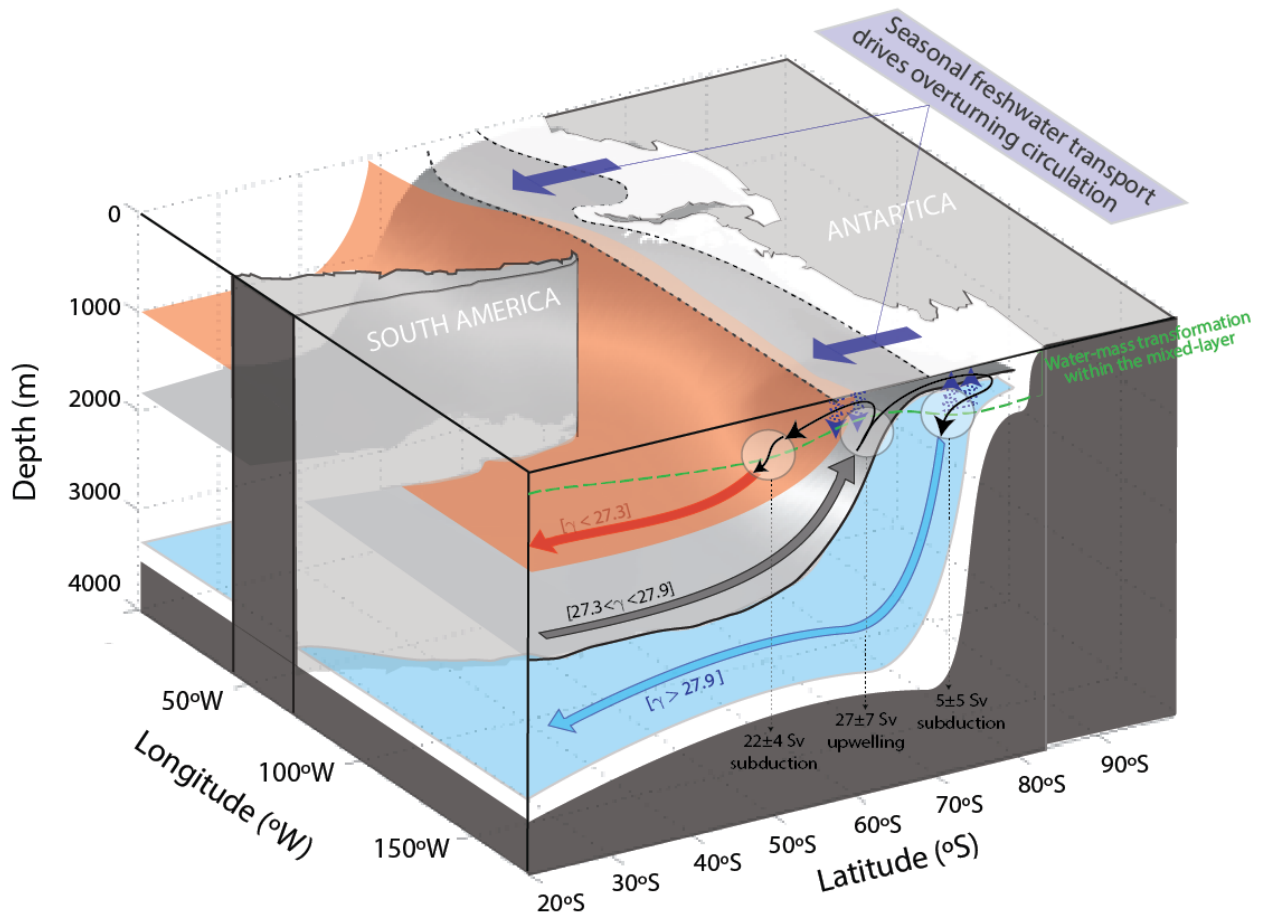
\*violaine.pellichero@locean.upmc.fr

## ABSTRACT

The oceans are traversed by a large-scale overturning circulation that is essential for the climate system as it sets the time scale at which the deep ocean interacts with the atmosphere. As part of this circulation, the main pathway for the global deep waters to reach the surface is in the Southern Ocean sea-ice sector, where they are transformed by atmosphere–sea ice–ocean interactions. Water-mass transformation at the ocean surface must ultimately balance the rate at which deep waters upwell, which is at least partially mechanically-driven by winds. However, the exact rate and physical mechanisms responsible for the transformation are poorly understood. Here, we present an observation-based estimate of the rate of overturning sustained by surface buoyancy fluxes in the Southern Ocean sea-ice sector. In this region, freshwater fluxes dominate the seasonal cycle of water-mass transformation, in comparison with heat fluxes. The seasonal growth and melt of sea-ice associated with precipitation acts as a pump, removing freshwater from high latitudes and transporting it to lower latitudes, driving a large-scale circulation that upwells  $27 \pm 7$  Sv of deep water to the ocean surface. The upwelled water is then transformed into  $22 \pm 4$  Sv of lighter water, and  $5 \pm 5$  Sv into denser layers that feed an upper and lower overturning cell, respectively. We conclude that the Southern Ocean meridional overturning and its associated heat and carbon cycles depend crucially on regional sea-ice distribution and precipitation, which is highly sensitive to climate variability and change.

The Southern Ocean is a known region of intense water-mass transformation and formation<sup>1,2</sup> and thereby plays a central role for Earth's climate by controlling the rate at which ocean reservoirs of tracers, such as heat and carbon, communicate with the surface. The upper cell of the meridional Southern Ocean circulation (Fig. 1) is commonly recognized as a wind-driven circulation, with Circumpolar Deep Water (CDW) upwelling along steeply tilted isopycnals, driven by divergent Ekman transport at the surface. The upwelled CDW originates from a range of deep waters that enter into the Southern Ocean via the Antarctic Circumpolar Current (ACC)<sup>3,4</sup>. CDW upwells and is exposed to surface buoyancy fluxes, then transforms into lighter Subantarctic Mode Water (SAMW) and Antarctic Intermediate Water (AAIW) - both of which constitute the upper branch of the Meridional Overturning Circulation<sup>5</sup>. The Southern Ocean is also a major source of dense Antarctic Bottom Waters (AABW), notably in the Ross Sea, the Weddell Sea and along the eastern coast of the Antarctic continent<sup>6-8</sup>. In these regions, the intense surface buoyancy fluxes associated with the atmosphere, ice shelves, and sea-ice interactions, produce cold and salty Dense Shelf Water (DSW), which is transformed into AABW that fills most of the world's oceans<sup>9-11</sup>.



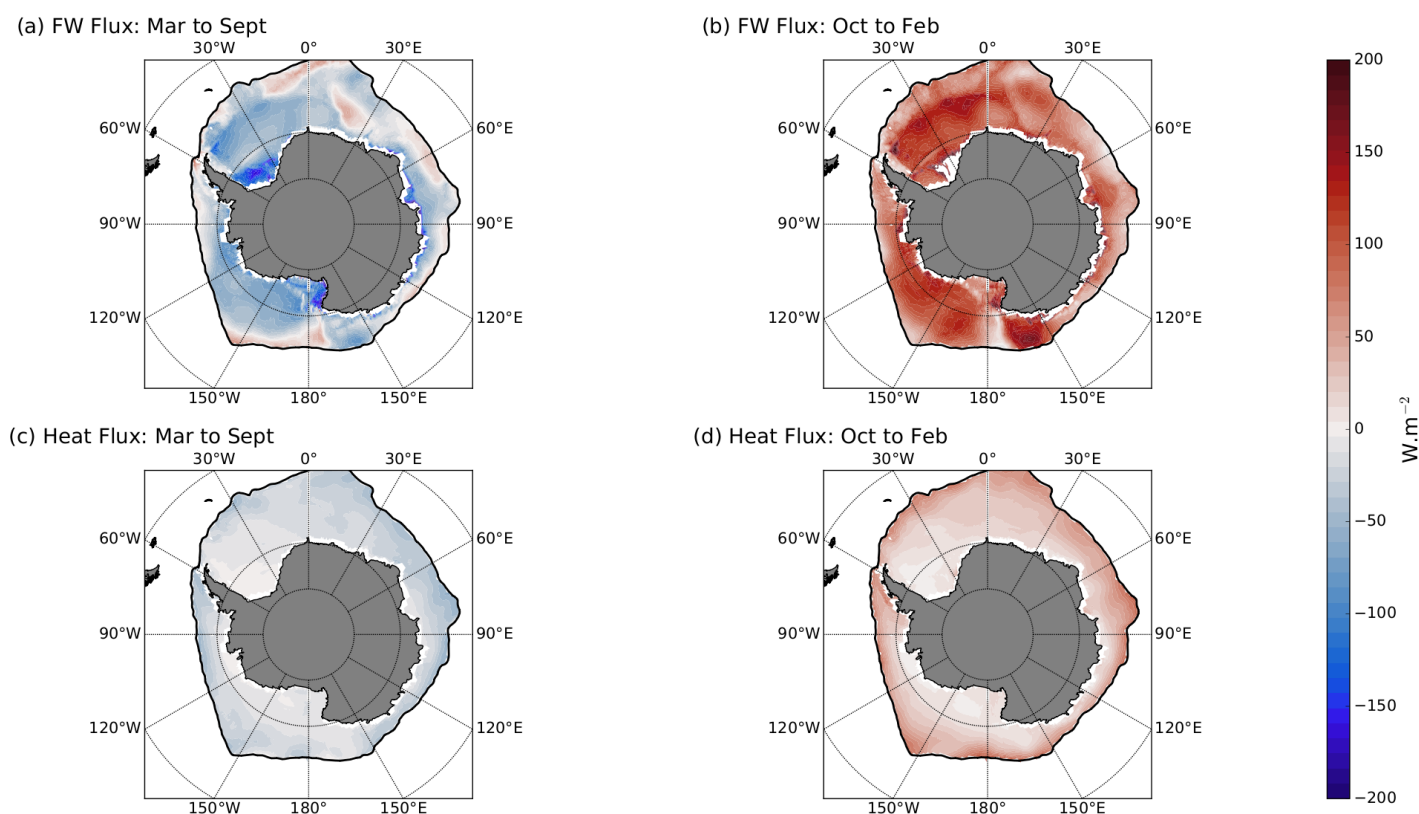


**Figure 1.** Schematic cross-section illustrating the main water-masses in the Southern Ocean (Antarctic Intermediate and Mode Waters in red, Circumpolar Deep Waters in gray, and Dense Shelf Waters and Antarctic Bottom Waters in blue) and their interaction with ice and surface. The arrows corresponding to the water-mass indicate a subduction (downward) or an upwelling (upwards). The violet arrows illustrate the effect of northward sea-ice extent and freshwater transport.

21 Recently, the Southern Ocean freshwater cycle, of which sea-ice formation and melting is an important component, has  
 22 been suggested to play an important role in driving the large-scale overturning circulation<sup>12</sup>. However, due to the logistical  
 23 challenges in acquiring direct observations of atmosphere-ice-ocean fluxes in remote regions and under sea-ice, the link between  
 24 ocean large-scale circulation and freshwater cycle have only been estimated using data assimilating numerical models, in  
 25 which fluxes and small scale physics are adjusted to best-match ocean observations, but remain questionable. In this paper,  
 26 we present a novel and complementary analysis in which we estimate surface buoyancy fluxes and their impacts on ocean  
 27 surface water-masses, without use of a complex numerical model, but rather directly from an unprecedented database of ocean  
 28 measurements under sea-ice; combining observations from ships, autonomous floats, and animal-borne sensors<sup>13</sup>. Surface  
 29 buoyancy fluxes received by the ocean surface mixed-layer from atmosphere, ice and diapycnal mixing are inferred as a residual  
 30 of observation-based mixed-layer heat and salt budgets (see Methods Section, Eqs. 4 and 5), and water-mass characteristics are  
 31 derived from hydrographic observations<sup>13</sup>.

## 32 Atmospheric and sea-ice buoyancy fluxes in the sea-ice sector

33 The seasonal variation of the estimated net buoyancy fluxes to and from the surface mixed-layer in the sea-ice sector is shown  
34 in Fig. 2, with an overall loss of buoyancy in winter (Fig. 2a and c), and gain of buoyancy in summer (Fig. 2b and d) in the  
35 order of 100 to 200  $W.m^{-2}$  (in this paper, all buoyancy flux units are converted into equivalent heat flux). Interestingly, it  
36 is the freshwater contribution that dominates the seasonal variation of the net buoyancy flux. The heat flux contributes only  
37 marginally (a factor  $\sim 2-5$  lower than the freshwater contribution), and mostly in regions near the winter sea-ice edge that  
38 spend much of the year ice-free. The relative contribution of freshwater and heat to the net buoyancy flux is consistent with  
39 sea-ice partially isolating the ocean from atmospheric heat fluxes, combined with large freshwater fluxes associated with brine  
40 rejection and ice melt.



**Figure 2.** Winter (left) and summer (right) surface buoyancy flux derived from observation-based mixed-layer buoyancy budget, and decomposed into surface freshwater flux (a and b) and surface heat flux (c and d). Units are equivalent  $W/m^2$ . The positive values indicate a buoyancy gain into the mixed-layer, and the negative values indicate a buoyancy loss into the mixed-layer.

41 The geographical pattern of buoyancy fluxes presents a large-scale meridional gradient, with largest fluxes near the Antarctic  
42 coast. This meridional gradient is largely dominated by the freshwater flux contribution (Fig. 2), and is more marked in winter  
43 than in summer. Even though we are unable to disentangle from our dataset the contribution of sea-ice, precipitation, and

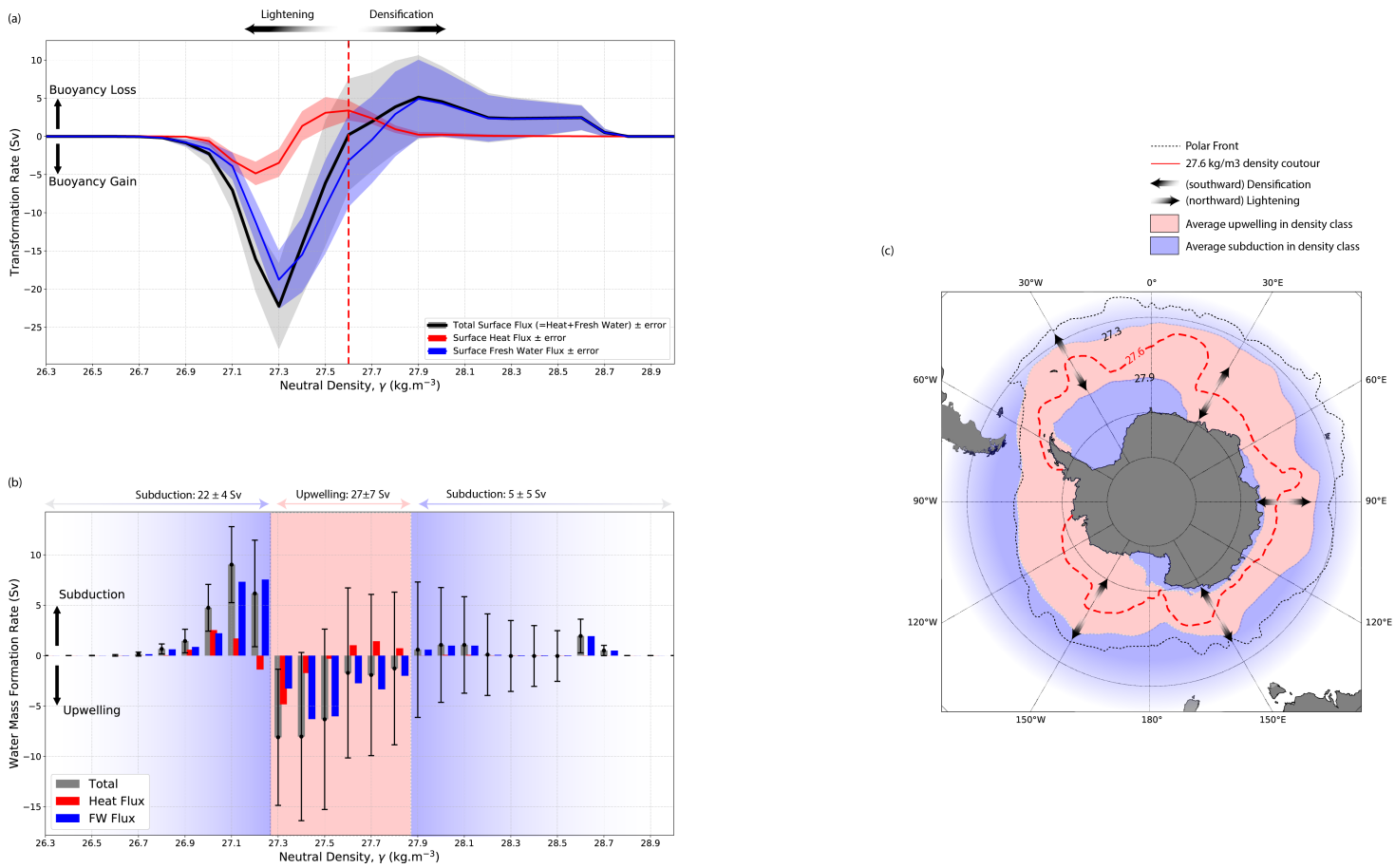
44 diapycnal mixing, sea-ice is likely a strong contributor to the freshwater flux<sup>13</sup>. The meridional gradient in the buoyancy flux  
45 and its seasonal evolution is consistent with the fact that the largest amount of ice formation occurs near the Antarctica coast,  
46 on continental shelves, while ice melt tends to be more spread out after ice has been exported away from its formation region  
47 by wind and currents<sup>14</sup>.

## 48 **Water-mass transformation and associated vertical circulation**

49 In 1982, Walin<sup>15</sup> proposed a framework to estimate the annual-mean water-mass transformation from knowledge of surface  
50 heat fluxes. Using this framework and the net mixed-layer buoyancy fluxes presented above, we derive the annual-mean  
51 water-mass transformation in the mixed-layer in the Antarctic sea-ice zone (See Method; Eqn. 2; Fig. 3a). The computed  
52 annual-mean water-mass transformation shows buoyancy gain in the lightest density class encountered in the sea-ice sector ( $\gamma$   
53  $\leq 27.6 \text{ kg.m}^{-3}$ ), and loss of buoyancy in the heaviest density class ( $\gamma \geq 27.6 \text{ kg.m}^{-3}$ ). The buoyancy gain peaks at  $27.3\gamma$  to  
54 reach  $\sim -22 \pm 4 \text{ Sv}$  of transformation directed towards lighter waters, while the loss of buoyancy peaks at  $27.9\gamma$  to reach  $\sim 5 \pm$   
55  $5 \text{ Sv}$  of transformation toward heavier waters (See Supplementary 2 for details on the estimate of error).

56 The net water-mass transformation has a strong seasonal cycle (Supplementary 1). In fall and winter, water-masses are  
57 transformed into denser water, while in spring and summer water-masses are transformed into lighter waters, but act on lighter  
58 density classes (Supplementary 1; Fig. S1). Such seasonal cycle is consistent with the influence of melting and refreezing  
59 sea-ice, as brine rejection associated with ice formation in fall/winter would densify the dense water-masses that lie close the  
60 Antarctic continent where sea-ice forms. Lightening in spring and summer is instead more spread out in density range and  
61 shifted to lighter density classes consistent both with the seasonal cycle of the upper ocean and with the northward ice advection  
62 toward lighter density class areas after its formation. As an attempt to quantify the impact of sea-ice in our derived water-mass  
63 transformation, we use a recent estimate of ice–ocean fluxes<sup>17</sup> from which we derive water-mass transformation. In addition,  
64 we also estimate transformation by precipitation<sup>18</sup> and iceberg melt<sup>19</sup> (Supplementary 4; Fig. S6). If such reconstruction of  
65 water-mass transformation by freshwater fluxes has many limitations (especially for the precipitation flux; see Supplementary  
66 4), it allows comparing relative order of magnitude of water-mass transformation by each component of the freshwater cycle,  
67 compared with our net buoyancy flux estimate. The reconstruction and the ocean observation-based estimates compare very  
68 well, and suggest that precipitation and sea-ice fluxes are the dominant contributors to water-mass transformation. In addition  
69 the relatively good comparison gives us confidence in our water-mass transformation estimate. To gain even more confidence  
70 in our calculations, we have compared our estimates of the total buoyancy flux with four other products. Although there  
71 are differences in the details in the buoyancy flux distributions between the different products, all agree on the flux order of  
72 magnitude and their large-scale structure (See Supplementary 2).

73 In the water-mass transformation framework, water-masses can either accumulate or reduce in volume in a given density  
74 class which, in steady state, must be balanced by, respectively, subduction or upwelling through the base of the ocean mixed-  
75 layer<sup>15,20</sup> (Eqn. 2). The water-masses lighter than  $27.3\gamma$  (Fig. 3b) subduct into the Southern Ocean interior, with a peak  
76 subduction at  $9 \pm 4 \text{ Sv}$  in the density class  $27.1 \pm 0.05\gamma$  that is dominated by freshwater-driven water-mass transformation. This  
77 density range ( $27\text{--}27.2\gamma$ ) corresponds to dense mode water and intermediate waters<sup>21</sup> that constitute the upper branch of the  
78 Southern Ocean meridional overturning (see Fig. 1, red arrow). The water-mass corresponding to the Upper Circumpolar  
79 Deep Water ( $27.3\text{--}27.8\gamma$ ; see Fig. 1, gray arrow) primarily upwells into the mixed-layer from the ocean interior. The error are



**Figure 3.** Annual-mean water-mass transformation (Sv) in the sea-ice sector in neutral density coordinates (a). The total transformation (black line) is a combination of the surface air-ocean-ice freshwater flux (blue line) and heat flux (red line). Shaded areas correspond to the estimated errors for the total surface buoyancy flux (gray), the surface freshwater flux (blue) and surface heat flux (red); see Supplementary 11. (b) Annual mean water-mass formation rate in Sv integrated in  $0.1 \text{ kg}/\text{m}^3$  density bins (gray bars), divided into freshwater contribution (blue bars) and heat contribution (red bars). The error bars are propagated from errors shown in panel (a). (c) Observed outcrop of isopycnal  $27.3\gamma$ ,  $27.6\gamma$  and  $27.9\gamma$ , that delimit the subduction regions (blue areas) and upwelling regions (red areas) as in panel (b). Dotted black lines shows the mean position of polar front<sup>16</sup>.

80 large when computing subduction/upwelling on narrow density bins ( $0.1\gamma$ ; see Fig. 3b), but the signal-to-noise ratio improves  
 81 when computing subduction/upwelling over wider density range ( $26.3\text{--}27.3\gamma$ ;  $27.3\text{--}27.9\gamma$ ;  $27.9\text{--}28.8\gamma$ ; Fig. 3b). The overall  
 82 net upwelling is  $27 \pm 7$  Sv, distributed relatively evenly over the entire  $27.3\text{--}27.9\gamma$  density range, but slightly greater in the  
 83 lighter part of the layer, with a peak upwelling of  $\sim 8 \pm 8$  Sv in each of the layer  $27.3 \pm 0.05$  and  $27.4 \pm 0.05\gamma$ . Water denser than  
 84  $\sim 27.8\gamma$  tends to subduct below the ocean surface (see Fig. 1, blue arrow). Subduction peaks in the Lower Circumpolar Deep  
 85 Water density class ( $27.9\text{--}28.2\gamma$ ), with smaller subduction rates also observed at much greater density,  $28.5\text{--}28.8\gamma$ , which would

86 correspond to Dense Shelf Waters. Overall, the subduction of dense Circumpolar Deep Waters and Dense Shelf Waters are the  
87 precursor to the formation of Antarctic Bottom Waters.

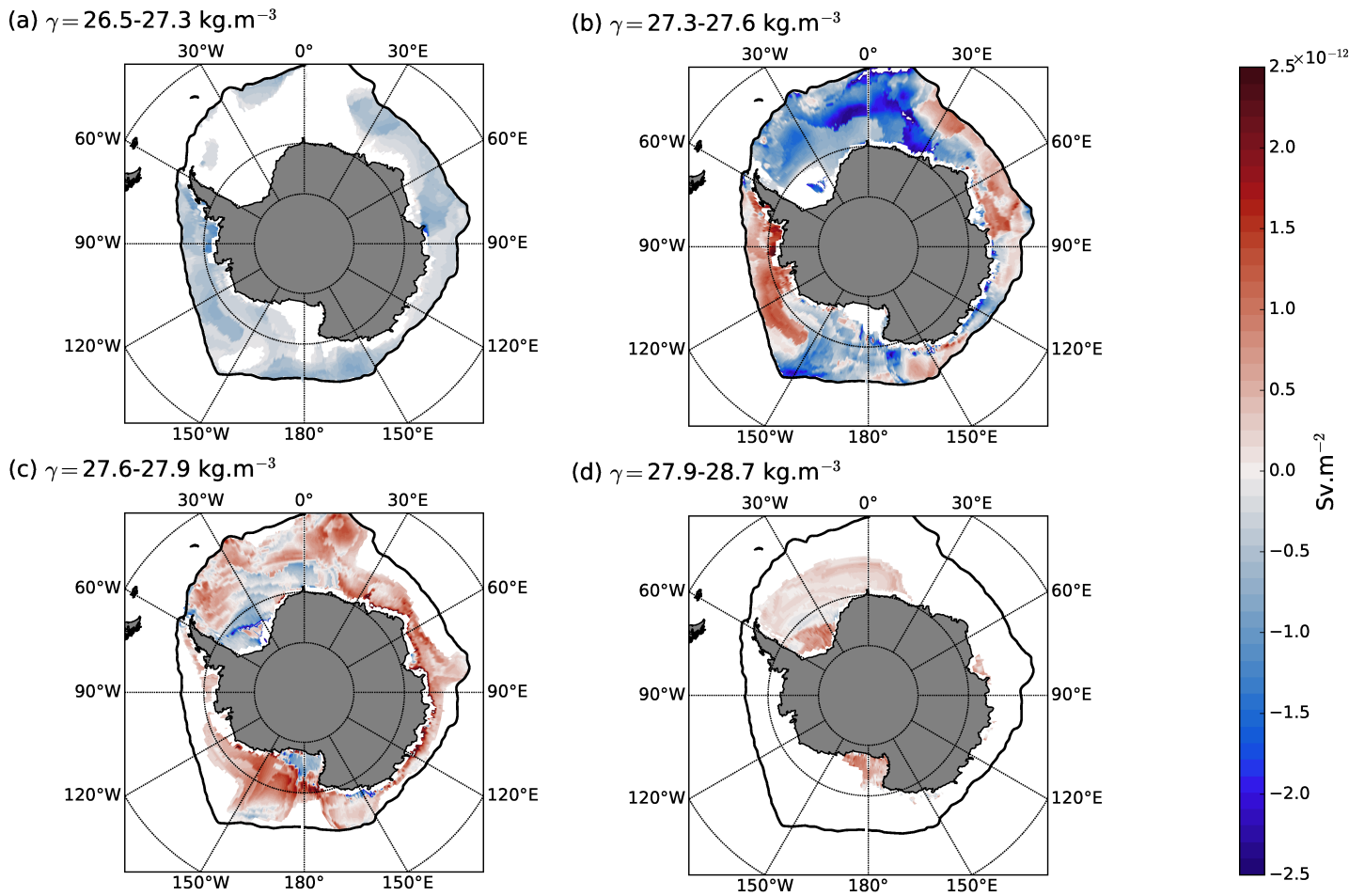
88 In agreement with previous studies based on large-scale inversion of the global ocean circulation<sup>4,22,23</sup>, we find that the  
89 density surface  $27.6\gamma$  marks the approximate division between water that upwells and is converted into lighter waters, and  
90 water that upwells and is converted in denser waters (Fig. 3c). The upwelling density class,  $27.3\text{--}27.9\gamma$ , outcrops circumpolarly  
91 in winter in large portion areas of the sea-ice sector. The density lighter than  $27.3\gamma$  presents an average subduction and outcrops  
92 in winter close to the position of the polar front, consistent with a subduction of mode and intermediate waters in the vicinity of  
93 the Antarctic Circumpolar Current fronts<sup>16</sup> (Fig. 3c). In contrast, water denser than  $27.9\gamma$  also presents an average subduction,  
94 but outcrops in winter close to the Antarctic continent in East Antarctica, and in the Ross and Weddell Seas.

## 95 Transformation at regional and water-mass scales

96 The sign and magnitude of the annual-mean transformation rate varies regionally in each density classes (Fig. 4). The  
97 transformation in the lightest layer  $26.5\text{--}27.3\gamma$  is associated with a lightening that covers mostly the outer edge of the sea-ice  
98 sector (Fig. 4a). All sectors of the associated outcrop are consistently associated with an annual-mean lightening of the  
99 water-masses. In contrast, the annual-mean transformation in the Circumpolar Deep Water density class ( $27.3\text{--}27.6\gamma$  and  
100  $27.6\text{--}27.9\gamma$ ) varies in sign from one region to another. We find a dominant lightening of the lightest Circumpolar Deep Water  
101 density layer,  $27.3\text{--}27.6\gamma$ , slightly counterbalanced by densification (Fig. 4b) in primarily the Bellingshausen and Amundsen  
102 seas. In denser Circumpolar Deep Water,  $27.6\text{--}27.9\gamma$ , the annual-mean transformation is almost exclusively densification in  
103 all regions, except the southern Weddell and Ross Seas (Fig. 4c). In particular, large densification of the layer  $27.6\text{--}27.9\gamma$   
104 occurs along the east-Antarctica continental shelf. Such large densification along the east-Antarctica must contribute to feeding  
105 the production of dense water toward, ultimately, the formation of bottom water<sup>7,8</sup>. Finally, the densest waters, in the range  
106  $27.9\text{--}28.7\gamma$ , are only observed in the well-known regions of dense water formation: the Weddell Sea, the Ross Sea and Prydz  
107 Bay (Fig. 4d). All of these regions are associated with densification of the densest Circumpolar Deep Waters into precursors of  
108 Antarctic Bottom Waters.

109 Annual-mean densification of waters adjacent to the Antarctic continental shelf is likely associated with local convergence  
110 of water that would feed the bottom cell subduction. While a detailed local buoyancy budget (probably beyond of what can be  
111 done with the current observations system, given the associated errors) would be needed to further investigate this question,  
112 our analysis suggest that local convergence along the Antarctica coast occurs in different density classes in different regions:  
113  $\sim 27.3\text{--}27.6\gamma$  in the Bellingshausen and Amundsen seas;  $\sim 27.6\text{--}27.9\gamma$  in East Antarctica;  $\sim 27.9\text{--}28.7\gamma$  in the Weddell and  
114 Ross Seas, and Prydz Bay. We note, however, than local water-mass transformation associated with coastal processes and  
115 polynyas, while potentially key for transformation in the densest waters, are unlikely to be well represented in our observations.

116 In waters denser than  $27.9\gamma$  in the Weddell sector, closed density contours allow estimation of the net subduction. We  
117 find that  $4\text{ Sv}$  subducts in the Weddell sector, only slightly lower than the estimate of  $6 \pm 2\text{ Sv}$  from inverse box model of  
118 the region<sup>24,25</sup>. We note that one important difference between our approach and an inverse models is that estimates from  
119 inverse box model include production by entrainment that occurs under the mixed-layer, and are therefore not included in our  
120 estimate that focuses on mixed-layer processes. Based on the calculation in the Weddell Sea, we deduce that only  $1\text{ Sv}$  of water  
121 denser than  $27.9\gamma$  subduct outside this region. We believe this value to be strongly underestimated due to the poor resolution of

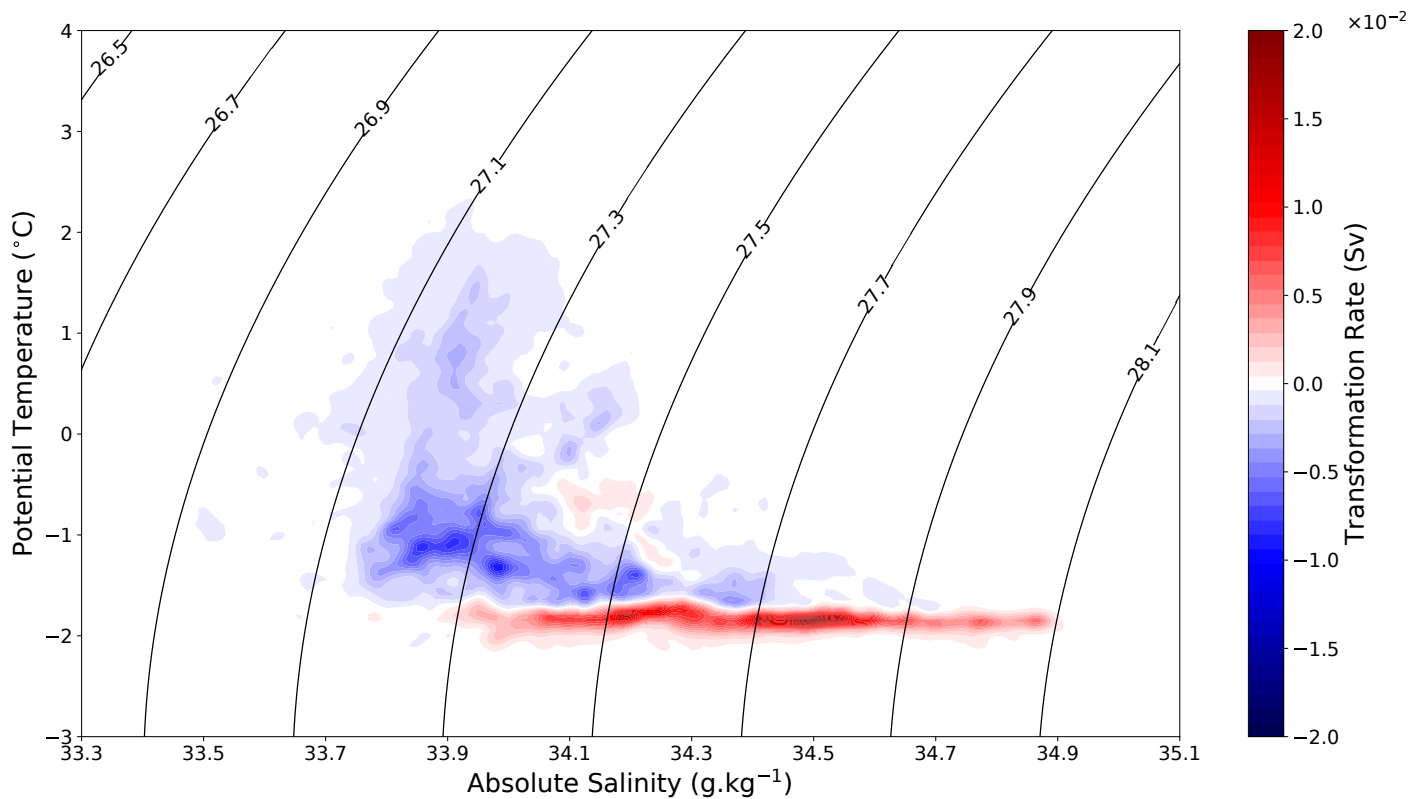


**Figure 4.** Regional distribution of the water-mass transformation ( $10^{-12} \text{ Sv/m}^2$ ) in the sea-ice sector. Transformation across the isopycnals (a) 26.5-27.3, (b) 27.3-27.6, (c) 27.6-27.9 and (d) 27.9-28.7. The positive values of the water-mass transformation rate indicate a transformation towards higher density classes (buoyancy loss), and the negative values indicate a transformation directed towards lighter density classes (buoyancy gain).

122 potentially key local and transient processes (e.g. coastal processes and polynyas) in our dataset. Important buoyancy fluxes  
 123 must be missed for the very dense layers, especially in regions of intense polynyas activity such as the East Antarctica and the  
 124 Ross Sea.

125 An alternative and complementary way to investigate water-mass transformation variability within each density layer is to  
 126 investigate transformation in temperature–salinity space. It allows us to distinguish some features that are overlooked when  
 127 viewed only in the neutral density space<sup>26</sup>. The water-mass transformation in temperature/salinity space (Fig. 5) shows a  
 128 clear dipole, with a large-scale lightening of almost all the temperature–salinity bins of the surface ocean, and a densification  
 129 confined in the coldest water-masses of the domain, close to the freezing point. Except for the lightest and densest layer of the  
 130 domain, almost all densities are associated with water-masses that both lighten and densify, but the sign of the transformation





**Figure 5.** Annual mean water-mass transformation rate in Sv in the T/S plane with neutral density contours superimposed. The positive values of the water-mass transformation rate indicate a transformation towards higher density classes (buoyancy loss), and the negative values indicate a transformation directed towards lighter density classes (buoyancy gain).

131 is dominated by temperature: densification when the water is cold, mostly in fall and winter; and lightening when the water  
 132 is warmer, mostly in spring and summer. In accordance with the transformation rate calculated in neutral density space, the  
 133 transformation computed in temperature–salinity space indicates that waters around the characteristics  $27.6\gamma/ -1.5^{\circ}\text{C}/34.3\text{ g/kg}$   
 134 are associated with a divergence of transformation rate, associated with an upwelling from the deep ocean.

### 135 **Surface closure of the overturning circulation in the sea-ice sector**

136 Most of our current observation-based knowledge of the Southern Ocean meridional overturning circulation is based on  
 137 large-scale inverse models<sup>2,22,27</sup>, but these models generally misrepresent polar processes such as sea-ice/ocean interaction,  
 138 meaning that little is known about the near-surface closure of the overturning south of the Antarctic Circumpolar Current.  
 139 Consistent with our results, the most recently published global ocean inverse models estimated a southward transport of  $\sim 25$   
 140 Sv of Circumpolar Deep Water (e.g.  $25.5 \pm 5$  Sv in ref<sup>25</sup>;  $\sim 20$  Sv in ref<sup>22</sup>) in the density range  $\sim 27.3\text{--}27.9\gamma$ , and a northward  
 141 return flow within lighter and denser density class. In addition, we find that the estimates of water-mass transformation in  
 142 the surface layer agree well with a complex assimilated solution of the ocean<sup>12</sup>, both in terms of their density range and rate

143 of overturning (though we do observe notable differences when disentangling freshwater and heat fluxes contributions; See  
144 Supplementary 3). The overall agreement over a range of very different methods and approaches is to be noted and provides  
145 confidence in our understanding of the large-scale overturning of the Southern Ocean. The Southern Ocean overturning can  
146 be interpreted as a two-cell system: one upper cell associated with upwelling of mid-depth waters and their transformation  
147 into lighter waters; and one bottom cell associated with upwelling of mid-depth waters and their transformation into denser  
148 waters (Fig. 1). But this two cell system can also be thought as a single connected pathway in a three-dimensional view<sup>28</sup>.  
149 In such a conceptual view of the overturning, dense Circumpolar Deep Waters (Lower Circumpolar Deep Waters, LCDW)  
150 originating from the Atlantic basin are transformed in the polar Southern Ocean region into bottom waters (bottom cell), which  
151 are exported northward as Antarctic Bottom Waters in the Pacific and Indian basins, where they lighten into Circumpolar Deep  
152 Waters (Upper Circumpolar Deep Waters, UCDW), before re-entering the Southern Ocean, and being converted into lighter  
153 waters (upper cell). In such framework, LCDW of typical density  $\sim 28\gamma$  is upwelled in the water-column and converted into  
154 denser water, and UCDW of typical density  $\sim 27.7\text{--}27.8\gamma$  is upwelled and converted into lighter waters. In order for the surface  
155 fluxes inferred from this study to match this scenario, LCDW and UCDW need to be converted to lighter water before they  
156 reach the surface, so LCDW can reach the surface ocean in a density class lower than  $27.9\gamma$  (which upwell and is converted  
157 into denser water), and UCDW can reach the surface in a density class lower than  $27.6$  (which upwell and is converted into  
158 denser water). Diapycnal mixing beneath the mixed-layer makes this conversion before water enters the mixed-layer. This view  
159 is consistent with the model estimate of Abernathy et al.<sup>12</sup>, who find that almost  $\sim 10$  Sv of water is transformed to lighter  
160 density class by diapycnal mixing at all densities across UCDW and LCDW in the upper 700 m of the ocean. Upper-ocean  
161 transformation of water-masses within the ocean interior before they reach the mixed-layer might be an important component  
162 of the overturning circulation that needs to be clarified in future work.

163 Previous work has mostly discussed the ocean circulation response to cryosphere change in terms of weakening convection  
164 due to increased stratification<sup>29–31</sup>. In the present study, we show that sea-ice change, or even change in sea-ice regional  
165 redistribution, as observed during the last few decades<sup>32</sup>, could have a major role in modifying surface water-mass transformation  
166 and the overturning circulation, with critical implication for the global carbon cycle<sup>33–35</sup>. Present climate models vary widely  
167 in their ability to represent sea-ice and the Southern Ocean freshwater cycle<sup>36</sup>, and therefore, their present and future rates  
168 of overturning circulation<sup>37</sup>, and their associated carbon cycle might be dubious. Our results provide a novel observationally  
169 based estimate of the exchanges between the mixed-layer and the ocean interior in the sea-ice sector that can be used to  
170 assess the ability of models to represent the closure of the meridional overturning circulation in this key region. Additionally,  
171 our calculations of the large-scale overturning circulation are based on ongoing long-term funded international observation  
172 programs that are still in progress. Thus, the method described here could be used in the future to diagnose variability in  
173 circulation rates in a climate change context.

## 174 **Methods**

### 175 **Water-mass transformation and formation framework**

176 In this paper, we compute water-mass transformation and formation based on the study by Tziperman and Speer<sup>20</sup>, which used  
177 a framework first introduced by Walin<sup>15</sup>. Water-mass transformation is defined as the volume flux of a water-mass consumed  
178 or produced by buoyancy forcing in a given density class. In contrast, water-mass formation refers to the convergence or

179 divergence of transformed water-mass, and can be associated with subduction and upwelling through the base of the ocean  
 180 mixed layer. Buoyancy forcing considered here can be either surface buoyancy fluxes (exchange of buoyancy between ocean  
 181 and atmosphere or between ocean and cryosphere), or diapycnal mixing in the ocean interior.

182 The surface buoyancy flux  $\mathcal{B}(x, y, t)$  can be expressed as a function of location and time as follows:

$$\mathcal{B}(x, y, t) = -\frac{g}{\rho} \left[ \frac{\alpha H}{C_p} + \beta(FWF \cdot S) \right] \quad (1)$$

183 where  $\alpha$  is the thermal expansion coefficient at constant pressure defined by  $\alpha = -(1/\rho) \times \partial\rho/\partial T$ ,  $\beta$  is the saline contraction  
 184 coefficient at constant pressure defined as  $\beta = (1/\rho) \times \partial\rho/\partial S$ ,  $C_p$  is the specific heat of seawater,  $\rho$  is the density of seawater,  
 185  $H$  represents the surface heat flux (in  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ),  $FWF$  is the surface freshwater flux from evaporation, precipitation and ice  
 186 formation/melt (in  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), and  $S$  is the mean salinity in the mixed-layer. Here, we express the heat flux (first term in the right  
 187 hand side of Eqn. 1) and the freshwater flux (second term in the right hand side of Eqn. 1) in buoyancy flux units  $\text{m}^2/\text{s}^3$ , for  
 188 easier comparison of their respective contributions. The convention used in this study is that negative fluxes corresponds to  
 189 buoyancy flux out of the ocean, i.e. the ocean surface layer loosing buoyancy and becoming denser (e.g. cooling, evaporation  
 190 and brine rejection).

191 In addition to surface buoyancy fluxes, diapycnal fluxes can arise from mixing (either vertically through the base of the  
 192 mixed-layer, or horizontally through outcropped isopycnal surfaces), which we will refer to in the study as  $\mathcal{R}(x, y, t)$ .

The annual-mean transformation rate  $F(\sigma_0)$ , expressed in  $\text{m}^3/\text{s}$ , in a given potential density class  $\sigma_0$ , associated with a  
 diapycnal flux,  $\mathcal{D} = \mathcal{B} + \mathcal{R}$ , corresponds to the yearly integrated contribution of diapycnal fluxes, to the density class:

$$F(\sigma_0) = \int_{\text{year}} dt \int_{\text{area}} dx dy \mathcal{D}(x, y, t) \delta(\sigma(x, y, t) - \sigma_0), \quad (2)$$

193 where  $\delta$  is a delta function equal to zero except when mixed-layer density is within the range  $[\sigma_0 - \frac{1}{2}\Delta\sigma : \sigma_0 + \frac{1}{2}\Delta\sigma]$ .

The water-mass formation,  $M(\sigma)$ <sup>38–40</sup>, is defined as the water that accumulates over one year between two successive  
 isopycnals,  $\sigma_1 < \sigma < \sigma_2$ :

$$M(\sigma) = -[F(\sigma_2) - F(\sigma_1)] \quad (3)$$

194 Since we are working on upper-ocean processes, we compute the transformation/formation rates with respect to surface-  
 195 referenced potential density as introduced in the above prognostic equations. Then, in order to identify the well-known  
 196 water-masses in neutral density coordinates, we interpolate before each plot the potential density to neutral density. What  
 197 allows us to do that is the closed relation existing between the two densities:  $\sigma_0$  and  $\gamma$  (see Supplementary 5 and Fig. S7). We  
 198 use this relationship  $\gamma \simeq \gamma(\sigma)$  presented in Supplementary 5, to convert all results from potential density to neutral density.  
 199 Therefore, each plot in the present study is presented in neutral density coordinates.

## 200 Computation of water-mass transformation and formation

201 As shown in Eqn. 2, two critical pieces of information are needed to compute annual mean water-mass transformation and  
 202 water-mass formation. The first of these is the climatological seasonal cycle of potential density,  $\sigma$  in the ocean surface  
 203 mixed-layer. The second is the climatological seasonal cycle of diabatic flux,  $\mathcal{D}$ , in the ocean surface mixed-layer. In this paper

204 we infer these two terms based on our best observation-based knowledge of the Southern Ocean sea-ice region. We define  
 205 the sea-ice sector as the region seasonally capped by sea-ice, i.e. the region south of the winter (September) sea-ice extension  
 206 with an ice concentration greater than 15%. The seasonal cycle of sea-ice extent is estimated using a climatological-mean  
 207 (2000-2015) satellite-derived observations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSMI/SSMIS passive microwave data at 25 km  
 208 resolution.

209 The international Argo project revolutionized our knowledge of the oceans over its entire seasonal cycle and in the middle  
 210 of the basins, far from repeat hydrography lines and coastal regions. In particular, in the historically poorly sampled Southern  
 211 Ocean, the Argo project provided a detailed understanding of the mixed-layer and its density<sup>41,42</sup>. However, until recently, Argo  
 212 floats were unable to sample in the sea-ice sector. Complementary to the Argo, and ship observations, Pellichero et al., 2016<sup>13</sup>  
 213 used observations from instrumented marine mammals<sup>43</sup> that widely cover the Southern Ocean sea-ice sector over its entire  
 214 seasonal cycle. These complementary databases produced a robust climatology of Southern Ocean mixed-layer characteristics  
 215 in the sea-ice sector, which we use in this study to compute an observation-based seasonal cycle of potential and neutral density  
 216 in the Southern Ocean mixed-layer. As such the water-mass transformation calculations are applied to the Southern Ocean  
 217 mixed-layer which varies from tens of meters in summer to more than 200 m during winter (see Pellichero et al., 2016<sup>13</sup> for  
 218 more details).

219 Surface diapycnal fluxes are composed of ocean buoyancy exchange with the atmosphere and the cryosphere, as well as  
 220 diapycnal mixing (vertical and horizontal). Ocean buoyancy fluxes are commonly obtained from atmospheric fluxes reanalysis.  
 221 Unfortunately, in the Southern Ocean such reanalysis products are poorly constrained, and essentially unusable in the seasonally  
 222 sea-ice covered region. Instead, we propose to derive our own estimate of surface diapycnal fluxes product based on the  
 223 climatological seasonal cycle of ocean surface layer characteristics under sea-ice<sup>13</sup>.

The mixed-layer heat and freshwater budget can be expressed as:

$$\frac{S_m}{h_m} FWF + \mathcal{R}_S = \frac{\partial S_m}{\partial t} + u_e \cdot \nabla S_m + u_g \cdot \nabla S_m + \frac{w_e \Delta S_m}{h_m}, \quad (4)$$

$$\frac{H}{\rho_0 C_p h_m} + \mathcal{R}_T = \frac{\partial T_m}{\partial t} + u_e \cdot \nabla T_m + u_g \cdot \nabla T_m + \frac{w_e \Delta T_m}{h_m}, \quad (5)$$

224 where  $u_e$  is Ekman velocity,  $u_g$  is geostrophic velocity,  $S_m$  and  $T_m$  are respectively the mixed-layer salinity and temperature,  $h_m$   
 225 is the mixed-layer depth,  $w_e$  is the entrainment velocity, and  $\mathcal{R}_S$  and  $\mathcal{R}_T$  are respectively salinity and temperature diapycnal  
 226 mixing in the ocean mixed-layer (both lateral and vertical).

227 Each of the terms in the right hand side of Eqn. 4 and 5 are computed as in Pellichero et al., 2016<sup>13</sup>. In addition, we  
 228 compute the lateral geostrophic advection term from the Mean Dynamic Topography (MDT) provided by AVISO for the period  
 229 1993-2012 (<http://www.aviso.altimetry.fr/>). Using a range of estimates of FWF and H, Pellichero et al., 2016<sup>13</sup> showed that the  
 230 budgets are relatively well closed in the sea-ice sector. In this paper, instead of using one of the existing products for FWF and  
 231 H in the sea-ice sector, we propose to derive our own estimates of  $FWF + \mathcal{R}_S$  and  $H + \mathcal{R}_T$  from Eqn. 4 and 5. The existing  
 232 products for FWF and H, are instead used for comparative purpose, and help place an error bound estimate on our calculations  
 233 (See Supplementary 3). We consider four of such products: two of which have been produced by Tamura et al.<sup>44</sup> by using  
 234 the reanalysis products NCEP2 and ERA, but coupled with sea-ice observations, and we hereafter refer to them as "Tamura

235 (NCEP2)” and ”Tamura (ERA)””; a third product has been developed by Petty et al.<sup>45</sup> and is based on a mixed-layer model  
236 incorporated into a sea ice model CICE and we hereafter refer to it as ”Petty (CICE)””; finally a fourth product is an output of an  
237 ocean model (NEMO3.5) coupled to a sea-ice model (LIM3.6) which has been produced by Barthélemy et al.<sup>46</sup>, which we  
238 hereafter refer to as ”Barthélemy (NEMO)”. Each of these products have their own limitations and constraints, but allow to  
239 give a sense of where we stand in the state of the art.

## 240 References

- 241 1. Speer, K., Rintoul, S. R. & Sloyan, B. The diabatic deacon cell. *J. physical oceanography* **30**, 3212–3222 (2000).
- 242 2. Talley, L. D., Reid, J. L. & Robbins, P. E. Data-based meridional overturning streamfunctions for the global ocean. *J. Clim.*  
243 **16**, 3213–3226 (2003).
- 244 3. Whitworth, T., Orsi, A., Kim, S.-J., Nowlin, W. & Locarnini, R. Water masses and mixing near the antarctic slope front.  
245 *Ocean. ice, atmosphere: interactions at Antarctic continental margin* 1–27 (1998).
- 246 4. Marshall, J. & Speer, K. Closure of the meridional overturning circulation through southern ocean upwelling. *Nat. Geosci.*  
247 **5**, 171–180 (2012).
- 248 5. Sallée, J.-B., Speer, K., Rintoul, S. & Wijffels, S. Southern ocean thermocline ventilation. *J. Phys. Oceanogr.* **40**, 509–529  
249 (2010).
- 250 6. Tamura, T., Ohshima, K. I. & Nihashi, S. Mapping of sea ice production for antarctic coastal polynyas. *Geophys. Res. Lett.*  
251 **35** (2008).
- 252 7. Williams, G. *et al.* Antarctic bottom water from the adélie and george v land coast, east antarctica (140–149 e). *J. Geophys.*  
253 *Res. Ocean.* **115** (2010).
- 254 8. Ohshima, K. I. *et al.* Antarctic bottom water production by intense sea-ice formation in the cape darnley polynya. *Nat.*  
255 *Geosci.* **6**, 235–240 (2013).
- 256 9. Gill, A. Circulation and bottom water production in the weddell sea. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*,  
257 vol. 20, 111–140 (Elsevier, 1973).
- 258 10. Orsi, A., Johnson, G. & Bullister, J. Circulation, mixing, and production of antarctic bottom water. *Prog. Oceanogr.* **43**,  
259 55–109 (1999).
- 260 11. Naveira Garabato, A. C., McDonagh, E. L., Stevens, D. P., Heywood, K. J. & Sanders, R. J. On the export of antarctic  
261 bottom water from the weddell sea. *Deep. Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanogr.* **49**, 4715–4742 (2002).
- 262 12. Abernathey, R. P. *et al.* Water-mass transformation by sea ice in the upper branch of the southern ocean overturning. *Nat.*  
263 *Geosci.* **9**, 596–601 (2016).
- 264 13. Pellichero, V., Sallée, J.-B., Schmidtko, S., Roquet, F. & Charrassin, J.-B. The ocean mixed-layer under southern ocean  
265 sea-ice: Seasonal cycle and forcing. *J. Geophys. Res. Ocean.* 1608–1633 (2017).
- 266 14. Holland, P. R. & Kwok, R. Wind-driven trends in antarctic sea-ice drift. *Nat. Geosci* **5**, 872–875 (2012). URL  
267 <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1627>.

- 268 **15.** Walin, G. On the relation between sea-surface heat flow and thermal circulation in the ocean. *Tellus* **34**, 187–195 (1982).
- 269 **16.** Chapman, C. C. New perspectives on frontal variability in the southern ocean. *J. Phys. Oceanogr.* **47**, 1151–1168 (2017).
- 270 **17.** Haumann, F. A., Gruber, N., Münnich, M., Frenger, I. & Kern, S. Sea-ice transport driving southern ocean salinity and its  
271 recent trends. *Nat.* **537**, 89–92 (2016).
- 272 **18.** Bromwich, D. H., Nicolas, J. P. & Monaghan, A. J. An assessment of precipitation changes over antarctica and the southern  
273 ocean since 1989 in contemporary global reanalyses. *J. Clim.* **24**, 4189–4209 (2011).
- 274 **19.** Merino, N. *et al.* Antarctic icebergs melt over the southern ocean: Climatology and impact on sea ice. *Ocean. Model.* **104**,  
275 99–110 (2016).
- 276 **20.** Tziperman, E. & Speer, K. A study of water mass transformation in the mediterranean sea: analysis of climatological data  
277 and a simple three-box model. *Dyn. Atmospheres Ocean.* **21**, 53–82 (1994).
- 278 **21.** Sallée, J.-B., Speer, K., Rintoul, S. & Wijffels, S. Southern ocean thermocline ventilation. *J. Phys. Oceanogr.* **40**, 509–529  
279 (2010). DOI 10.1175/2009JPO4291.1.
- 280 **22.** Lumpkin, R. & Speer, K. Global ocean meridional overturning. *J. Phys. Oceanogr.* **37**, 2550–2562 (2007). DOI  
281 10.1175/JPO3130.1.
- 282 **23.** Garabato, A. C. N., Williams, A. P. & Bacon, S. The three-dimensional overturning circulation of the southern ocean  
283 during the woce era. *Prog. Oceanogr.* **120**, 41–78 (2014).
- 284 **24.** Jullion, L. *et al.* The contribution of the weddell gyre to the lower limb of the global overturning circulation. *J. Geophys.*  
285 *Res. Ocean.* **119**, 3357–3377 (2014).
- 286 **25.** Naveira Garabato, A. C. *et al.* The thermodynamic balance of the weddell gyre. *Geophys. Res. Lett.* **43**, 317–325 (2016).
- 287 **26.** Hieronymus, M., Nilsson, J. & Nycander, J. Water mass transformation in salinity–temperature space. *J. Phys. Oceanogr.*  
288 **44**, 2547–2568 (2014).
- 289 **27.** Sloyan, B. M. & Rintoul, S. R. Circulation, renewal, and modification of antarctic mode and intermediate water. *J. Phys.*  
290 *Oceanogr.* **31**, 1005–1030 (2001).
- 291 **28.** Talley, L. D. Closure of the global overturning circulation through the indian, pacific, and southern oceans: Schematics and  
292 transports. *Oceanogr.* **26**, 80–97 (2013).
- 293 **29.** Manabe, S., Stouffer, R., Spelman, M. & Bryan, K. Transient responses of a coupled ocean–atmosphere model to gradual  
294 changes of atmospheric co<sub>2</sub>. part i. annual mean response. *J. Clim.* **4**, 785–818 (1991).
- 295 **30.** Gregory, J. M. Vertical heat transports in the ocean and their effect on time-dependent climate change. *Clim. Dyn.* **16**,  
296 501–515 (2000).
- 297 **31.** Huang, B., Stone, P. H., Sokolov, A. P. & Kamenkovich, I. V. The deep-ocean heat uptake in transient climate change. *J.*  
298 *climate* **16**, 1352–1363 (2003).
- 299 **32.** Hobbs, W. R. *et al.* A review of recent changes in southern ocean sea ice, their drivers and forcings. *Glob. Planet. Chang.*  
300 **143**, 228–250 (2016).



- 301 **33.** Le Quere, C., Raupach, M. R., Canadell, J. G. & Marland et al., G. Trends in the sources and sinks of carbon dioxide. *Nat.*  
302 *Geosci* **2**, 831–836 (2009). URL <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo689>.
- 303 **34.** Sallee, J.-B., Matear, R. J., Rintoul, S. R. & Lenton, A. Localized subduction of anthropogenic carbon dioxide in the  
304 southern hemisphere oceans. *Nat. Geosci* **5**, 579–584 (2012). URL <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1523>.
- 305 **35.** Landschützer, P. *et al.* The reinvigoration of the southern ocean carbon sink. *Sci.* **349**, 1221–1224 (2015). DOI  
306 10.1126/science.aab2620.
- 307 **36.** Turner, J., Bracegirdle, T. J., Phillips, T., Marshall, G. J. & Hosking, J. S. An initial assessment of antarctic sea ice extent  
308 in the cmip5 models. *J. Clim.* **26**, 1473–1484 (2013).
- 309 **37.** Sallée, J.-B. *et al.* Assessment of southern ocean water mass circulation and characteristics in cmip5 models: Historical  
310 bias and forcing response. *J. Geophys. Res. Ocean.* **118**, 1830–1844 (2013). URL [http://dx.doi.org/10.1002/](http://dx.doi.org/10.1002/jgrc.20135)  
311 [jgrc.20135](http://dx.doi.org/10.1002/jgrc.20135). DOI 10.1002/jgrc.20135.
- 312 **38.** Speer, K. & Tziperman, E. Rates of water mass formation in the north atlantic ocean. *J. Phys. Oceanogr.* **22**, 93–104  
313 (1992).
- 314 **39.** Marshall, J., Jamous, D. & Nilsson, J. Reconciling thermodynamic and dynamic methods of computation of water-mass  
315 transformation rates. *Deep. Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.* **46**, 545–572 (1999).
- 316 **40.** Brambilla, E., Talley, L. D. & Robbins, P. E. Subpolar mode water in the northeastern atlantic: 2. origin and trans-  
317 formation. *J. Geophys. Res. Ocean.* **113** (2008). URL <http://dx.doi.org/10.1029/2006JC004063>. DOI  
318 10.1029/2006JC004063.
- 319 **41.** Sallée, J.-B., Wienders, N., Speer, K. & Morrow, R. Formation of subantarctic mode water in the southeastern indian ocean.  
320 *Ocean. Dyn.* **56**, 525–542 (2006).
- 321 **42.** Dong, S., Sprintall, J., Gille, S. T. & Talley, L. Southern ocean mixed-layer depth from argo float profiles. *J. Geophys. Res.*  
322 *Ocean.* **113** (2008). URL <http://dx.doi.org/10.1029/2006JC004051>. DOI 10.1029/2006JC004051.
- 323 **43.** Roquet, F. *et al.* Estimates of the southern ocean general circulation improved by animal-borne instruments. *Geophys. Res.*  
324 *Lett.* **40**, 6176–6180 (2013).
- 325 **44.** Tamura, T., Ohshima, K. I., Nihashi, S. & Hasumi, H. Estimation of surface heat/salt fluxes associated with sea ice  
326 growth/melt in the southern ocean. *SOLA* **7**, 17–20 (2011).
- 327 **45.** Petty, A. A., Holland, P. R. & Feltham, D. L. Sea ice and the ocean mixed layer over the antarctic shelf seas. *The*  
328 *Cryosphere* **8**, 761–783 (2014).
- 329 **46.** Barthélemy, A., Fichet, T. & Goosse, H. Spatial heterogeneity of ocean surface boundary conditions under sea ice.  
330 *Ocean. Model.* **102**, 82–98 (2016).
- 331 **47.** Tamura, T. & Ohshima, K. I. Mapping of sea ice production in the arctic coastal polynyas. *J. Geophys. Res. Ocean.* **116**  
332 (2011). URL <http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006586>. DOI 10.1029/2010JC006586.
- 333 **48.** Jackett, D. R. & McDougall, T. J. A neutral density variable for the world's oceans. *J. Phys. Oceanogr.* **27**, 237–263  
334 (1997).

- 335 **49.** Speer, K., Rintoul, S. R. & Sloyan, B. The diabatic deacon cell. *J. physical oceanography* **30**, 3212–3222 (2000).
- 336 **50.** Badin, G., Williams, R. G., Jing, Z. & Wu, L. Water mass transformations in the southern ocean diagnosed from  
337 observations: Contrasting effects of air–sea fluxes and diapycnal mixing. *J. Phys. Oceanogr.* **43**, 1472–1484 (2013).

## 338 **Acknowledgements**

339 This project has received funding from the European Research Council (ERC) under the European Union’s Horizon2020  
340 research and innovation program (grant agreement 637770). C.C.C. was funded by a National Science Foundation Division of  
341 Ocean Sciences Postdoctoral Fellowship number 1521508. S.M.D was supported by the Australian Governments Business  
342 Cooperative Research Centres Programme through the Antarctic Climate and Ecosystems Cooperative Research Centre (ACE  
343 CRC). The authors thank A. Petty, A. Barthélemy, T. Tamura, and A. Haumann for providing the air-ice-sea data set. The  
344 authors also thank R. Abernathey for providing his water-mass transformation data set. Argo data were collected and made  
345 freely available by the International Argo Program and the national programs that contribute to it (<http://www.argo.ucsd.edu>,  
346 <http://argo.jcommops.org>). The Argo Program is part of the Global Ocean Observing System. The marine mammal data were  
347 collected and made freely available by the International MEOP Consortium and the national programs that contribute to it  
348 (<http://www.meop.net>). We are grateful to two anonymous reviewers for their helpful comments on the manuscript.

## 349 **Author contributions statement**

350 V.P. and J-B.S. directed the analysis of the data sets used and shared responsibility for writing the manuscript with C.C.C and  
351 S.M.D. J-B.S. conceived the study. All authors contributed to the final version of the manuscript.

## 352 **Supplementary Material**

353 Accompanying the article “The Southern Ocean Meridional Overturning In The Sea-Ice Sector” by Pellichero, V., Sallée, J-B.,  
354 Chapman, C. C. and Downes, S. M.

355

356 In this supplementary Material section, we present several figures and additional information in support of the main article  
357 text.

## 358 **1 Seasonal cycle of water-masses transformation**

359 Fig. S1 provides the detail of the water-mass transformation rate for each seasons. The largest rate of water-mass transformation  
360 occurs in summer (Dec-Jan-Feb), and all of this summer transformation is directed towards lighter density classes (with a peak  
361 at  $27.3\gamma$  reaching about 22.5 Sv). This signal is consistent with the impact of sea-ice injecting large amount of freshwater into  
362 the mixed-layer in summer as the ice is melting, as well as possible additional freshening by precipitation. Likewise, in spring  
363 (Sep-Oct-Nov) we also observe buoyancy gain but in slightly smaller magnitude and shifted to higher density classes: the peak  
364 of transformation reaches  $\sim 10$  Sv at  $27.5\gamma$ . In contrast with spring and summer, buoyancy loss is observed at all densities in fall  
365 (Mar-Apr-May) and winter (Jun-Jul-Aug), with larger magnitude observed in winter. In winter, the transformation reaches 12  
366 Sv at  $27.5\gamma$  and decreases progressively until  $28.8\gamma$ . This winter transformation is consistent with sea-ice releasing salt brines  
367 into the mixed-layer as the ice is forming.

## 2 Error estimate and propagation

Water-mass transformation is computed (Eq. 2) from knowledge of buoyancy fluxes in the mixed-layer ( $\mathcal{D}(x,y,t)$ ), and mixed-layer density ( $\sigma(x,y,t)$ ). Below, we detail how we compute the error on buoyancy fluxes, and error on the mixed-layer density field, before presenting how each of those errors are propagated in the computation of water-mass transformation.

⇒ **Error from surface buoyancy flux ( $\varepsilon_{\mathcal{D}}$ ):**

As stated in the Method section, surface buoyancy fluxes are computed from equations 4 and 5. Errors on the computation of surface buoyancy fluxes arise from (1) the mixed-layer detection method, (2) the instrumental errors in measurements of pressure, temperature and conductivity and (3) the spatial sampling. All of these errors are presented in Pellichero et al., 2016, and we use them to compute errors of each of the terms on the right hand side of equations 4 and 5. The total error on surface buoyancy flux is computed for each month of the year, and taken as the sum of each error arising from each terms on the the right hand side of equations 4 and 5. The annual mean error fields are presented in Fig. S2. Largest errors are found where fluxes maximize and are greater for the freshwater flux.

⇒ **Error from mixed-layer density ( $\varepsilon_{\sigma}$ ):**

The error of the mixed-layer density field is computed from the errors associated with mixed-layer salinity and temperature presented in Pellichero et al., 2016. Error estimate of temperature and salinity includes instrumental error, error from the mixed-layer depth detection method and optimal interpolation errors.

⇒ **Propagation of the error:**

The water-mass transformation is calculated from Eq. 2, which is computed by discretizing the integral as a sum. Eq. 2 can be rewritten:

$$F = \sum_i^n \sum_j^n \sum_t^n C[\mathcal{D}_{i,j,t}, \dots, \sigma_{i,j,t}, \dots] \quad (6)$$

where  $C = \mathcal{A}_{i,j} \times \mathcal{D}_{i,j,t} \times \delta(\sigma_{i,j,t})$  and  $\mathcal{A}_{i,j}$  is the area of the corresponding longitude x latitude grid bin (i,j) at time t, and  $\mathcal{D}_{i,j,t}$  and  $\sigma_{i,j,t}$  are the surface buoyancy fluxes and surface density at the longitude x latitude grid bin (i,j) at time t.

From error propagation theory, one can write the covariance of F in terms of covariance of  $\mathcal{D}_{i,j,t}$  and  $\sigma_{i,j,t}$  ( $\mathcal{A}_{i,j}$  has no associated error):

$$cov(F) = J cov(C) J^T \quad (7)$$

with:

$$J = \begin{pmatrix} \frac{\partial F}{\partial \mathcal{D}_{i,j,t}} \\ \vdots \\ \frac{\partial F}{\partial \sigma_{i,j,t}} \\ \vdots \end{pmatrix} \quad cov(C) = \left[ \begin{array}{c|c} cov(\mathcal{D}_{i,j,t}) & 0 \\ \hline 0 & cov(\sigma_{i,j,t}) \end{array} \right]$$

388 Assuming that errors on surface buoyancy fluxes and errors on density have no spatial and temporal correlation, one can  
 389 write:  $cov(\mathcal{D}_{i,j,t}) = \text{Diag}(\varepsilon_{\mathcal{D}_{i,j,t}}^2)$ , and  $cov(\sigma_{i,j,t}) = \text{Diag}(\varepsilon_{\sigma_{i,j,t}}^2)$ , where  $\text{Diag}$  is a diagonal matrix.

390 The terms of the Matrix J can be expressed based on:

$$\frac{\partial F}{\partial \mathcal{D}_{i,j,t}} = \mathcal{A}_{i,j} \times \delta(\sigma_{i,j,t}) \quad (8)$$

$$\frac{\partial F}{\partial \sigma_{i,j,t}} = \mathcal{A}_{i,j} \times \mathcal{D}_{i,j,t} \times \frac{\partial \delta(\sigma_{i,j,t})}{\partial \sigma_{i,j,t}} \quad (9)$$

The derivative of a delta function is not define where the function steps. However, the delta function can be approximated by a high degree Gaussian function such as:

$$\delta\sigma_{i,j,t} = e^{-\frac{(\sigma - \sigma_{i,j,t})^{10}}{2a^{10}}}, \text{ with } a = 0.05,$$

391 which allows us to have an exact derivation for the purpose of error propagation.

As such, putting all this together into Eq. 7, we find that the error on F, expressed as its standard deviation,  $\text{std}(F)$ , is:

$$\text{std}(F) = \sqrt{\text{cov}(F)}, \quad (10)$$

with:

$$\text{cov}(F) = \sum_{i,j,t}^n \left[ \mathcal{A}_{i,j} \times \varepsilon_{\mathcal{D}_{i,j,t}} \times \delta(\sigma_{i,j,t}) \right]^2 + \sum_{i,j,t}^n \left[ \mathcal{A}_{i,j} \times \mathcal{D}_{i,j,t} \times \varepsilon_{\sigma_{i,j,t}} \times \delta(\sigma_{i,j,t}) \right]^2 \times \left( \frac{5(\sigma - \sigma_{i,j,t})^9}{a^{10}} \right)^2 \quad (11)$$

392 The first term on the right hand side of Eqn. 11 corresponds to the source of error coming from errors in the surface  
 393 buoyancy flux (Fig. S3c), while the second term corresponds to the source of error coming from errors in the density field (Fig.  
 394 S3b). The major source of error in the calculation of water-mass transformation originates from the surface buoyancy flux,  
 395 where only a small part provides from the density contribution (Fig. S3).

### 396 **3 Comparison of water-mass transformation rates computed with alternative estimates** 397 **of buoyancy fluxes and with previous studies**

398 While Supplementary 2 detail our method to estimate errors on water-mass transformation through a formal error propagation,  
 399 an alternative way to assess errors on water-mass transformation is to repeat our calculations with a range of existing buoyancy  
 400 flux products. We use freshwater and heat fluxes from four products: two coming from reanalysis-based estimates published by  
 401 Tamura et al.<sup>47</sup>, and two from numerical models of sea-ice coupled with an mixed-layer model<sup>45</sup>, or with a realistic ocean<sup>46</sup>.  
 402 Despite the wide differences in the methods used to produce the four buoyancy fluxes, their resulting water-mass transformation  
 403 rates are remarkably similar to one another. Overall, all of the buoyancy flux products used in this study concur that lighter  
 404 component of deep waters is transformed into lighter waters, and heavier waters are transformed into heavier waters, with a  
 405 comparable rate of transformation. The rate of water-mass transformation into lighter densities are in good agreement, with  
 406 a larger spread across the products in water-mass transformation rates for denser waters. The standard deviation of all these  
 407 results can also be used as an alternative measure of error estimate of our calculation and is presented in Fig S4b. However, one  
 408 limitation of this measure of error is that all of these fluxes are applied to the same observed mixed-layer density field. To

409 release such constraint, we compare below our results with an entirely independent study that did a similar calculation as we do,  
410 but from an assimilated numerical model<sup>12</sup>.

411 Fig. S5 shows the comparison between the present study estimate of water-mass transformation rate from heat and  
412 freshwater fluxes (thick lines), and the estimate published by Abernathey et al., 2016<sup>12</sup> (dashed lines). One main difference  
413 between our study and Abernathey et al.'s study, is that we focus our study in the sea-ice sector only, while Abernathey et al.  
414 produced an estimate for the entire Southern Ocean (south of 30°S). Therefore, in Fig. S5, we gray shaded density classes that,  
415 in our observation-based product, are never found in the sea-ice sector, and density classes that are partly found in the sea-ice  
416 sector (dashed area), and density bins that are entirely found under sea-ice (white area). The comparison between the two WMT  
417 estimates is only possible in the sea-ice sector (white area). Indeed, in other density bins, wide areas of the density class are  
418 out of the sea-ice, so additional fluxes might be accounted for in Abernathey et al., which are not accounted for in our study.  
419 In the sea-ice sector (white area), the total transformation fluxes compare very well. However, we note some discrepancies  
420 when looking at the decomposition into heat and freshwater components. Despite such differences, the remarkable agreement  
421 between two very different approaches gives confidence in the robustness of the general results.

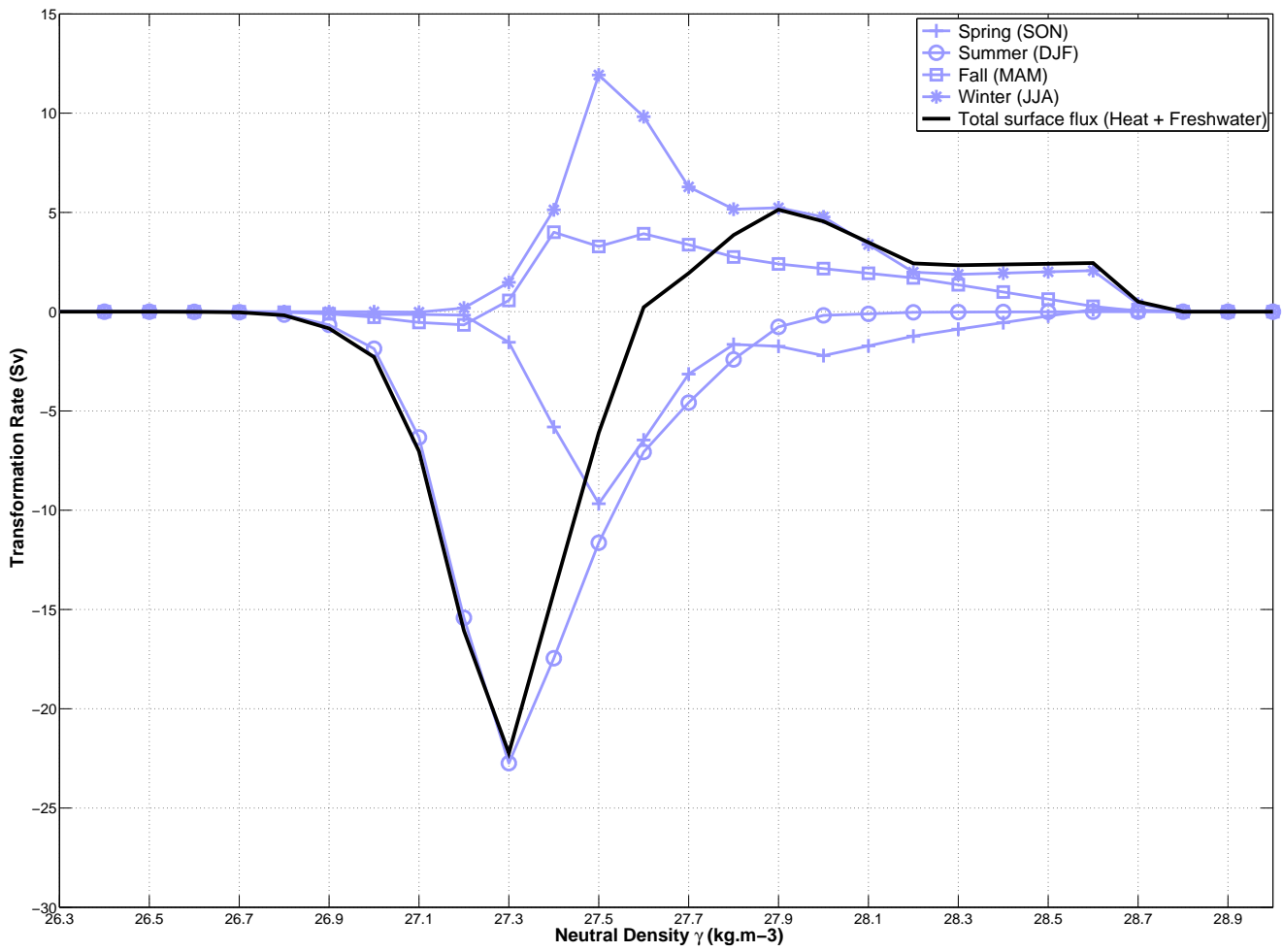
#### 422 **4 Decomposition of the freshwater buoyancy flux**

423 Fig. S6a presents the water-mass transformation from our calculation (black line is the total WMT, and blue line is the  
424 freshwater contribution), decomposed into several contributions. Insofar as heat fluxes show a small contribution to the total  
425 buoyancy fluxes in the sea-ice zone, we explore only the contribution of surface buoyancy freshwater flux. To do so, we analyze  
426 different products feeding the salt flux at the ocean surface: a surface freshwater flux product from the formation/destruction of  
427 sea-ice and the lateral transport of sea-ice across the surface<sup>17</sup>, a freshwater flux product from the icebergs melting<sup>19</sup>, and 3  
428 freshwater flux products from precipitation/evaporation (CFSR, JRA55 and NCEP). We use the three freshwater products in the  
429 same framework as presented in this study. We note however that the estimate of the transformation by precipitation has very  
430 important limitations: first, the precipitation flux is very poorly know in the Southern Ocean, and this is very clearly indicated  
431 by the huge error bars in Fig. S6a, which represents the standard deviation of the three reanalysis products used here. But,  
432 in addition, it is hard to estimate from observation, which ocean mixed-layer density bin is affected by precipitation. Indeed,  
433 when precipitations falls on sea-ice, the freshwater associated with precipitation is advected onto sea-ice and affects the ocean  
434 mixed-layer only when sea-ice melts, most likely in a different density class. Taking account of such sea-ice drift would be a  
435 too complex calculation (and probably way to inaccurate anyway) for our purpose. Instead, we make the strong and wrong  
436 assumption that precipitation affect ocean mixed-layer in the same way as if there were no sea-ice when the precipitation falls.  
437 We are here not after the details of the water-mass transformation, but try to evaluate first order relative order of magnitude.  
438 Despite such important limitation, we find the sum of all freshwater components (in green Fig. S6b) matches relatively well  
439 (though with a very large error envelope) with our estimated freshwater flux contribution to water-mass transformation. With  
440 all the care needed, this calculation suggests that precipitation and sea-ice freshwater fluxes contribute approximately to equal  
441 amount to the lightening of the mixed-layer, while the densification is mostly associated with sea-ice fluxes. Freshwater flux  
442 from iceberg melt is found negligible in the net water-mass transformation (though could be important locally to set mixed-layer  
443 characteristics).

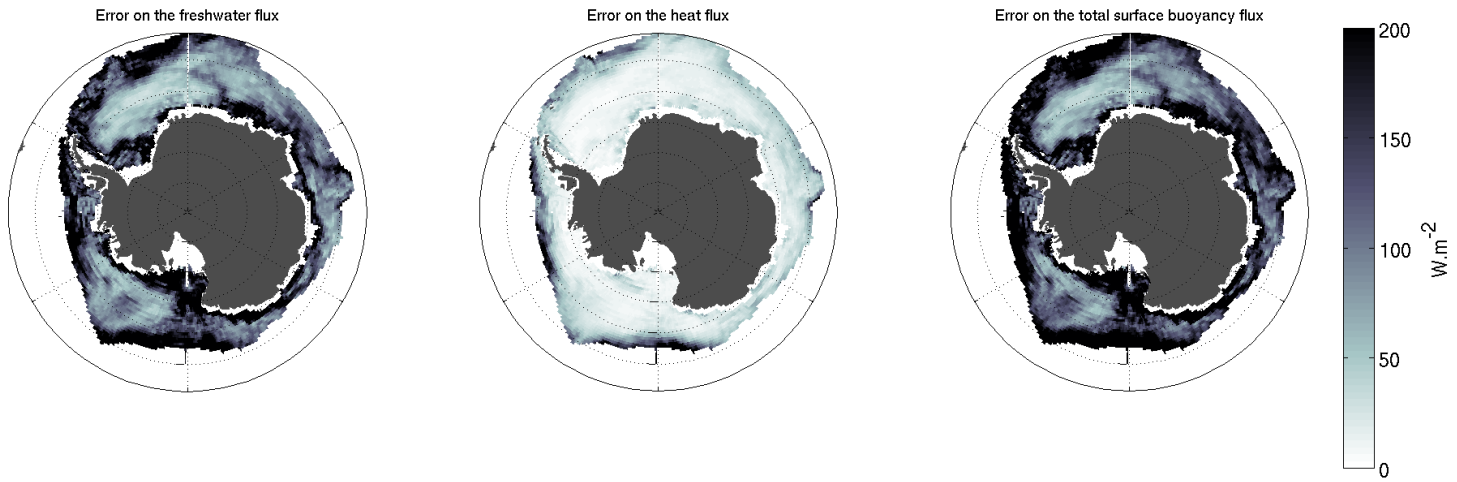
## 444 **5 Relation between sigma and gamma**

445 As stated in the method section, we computed the water-mass transformation calculations with respect to surface-referenced  
446 potential density ( $\sigma$ ), and then the results are converted from sigma into neutral density ( $\gamma$ ), for easier comparison with previous  
447 studies<sup>48-50</sup>. This conversion is done in the same way as in Abernathey et al., 2016<sup>12</sup>, using a linear relationship between  $\sigma$  and  
448  $\gamma$ . We quantified this linear relationship from observation-based climatology of the Southern Ocean mixed-layer published in  
449 Pellichero et al., 2016<sup>13</sup>. The relationship is shown in Fig. S7, and is very consistent with the one used in Abernathey et al.,  
450 2016<sup>12</sup>.

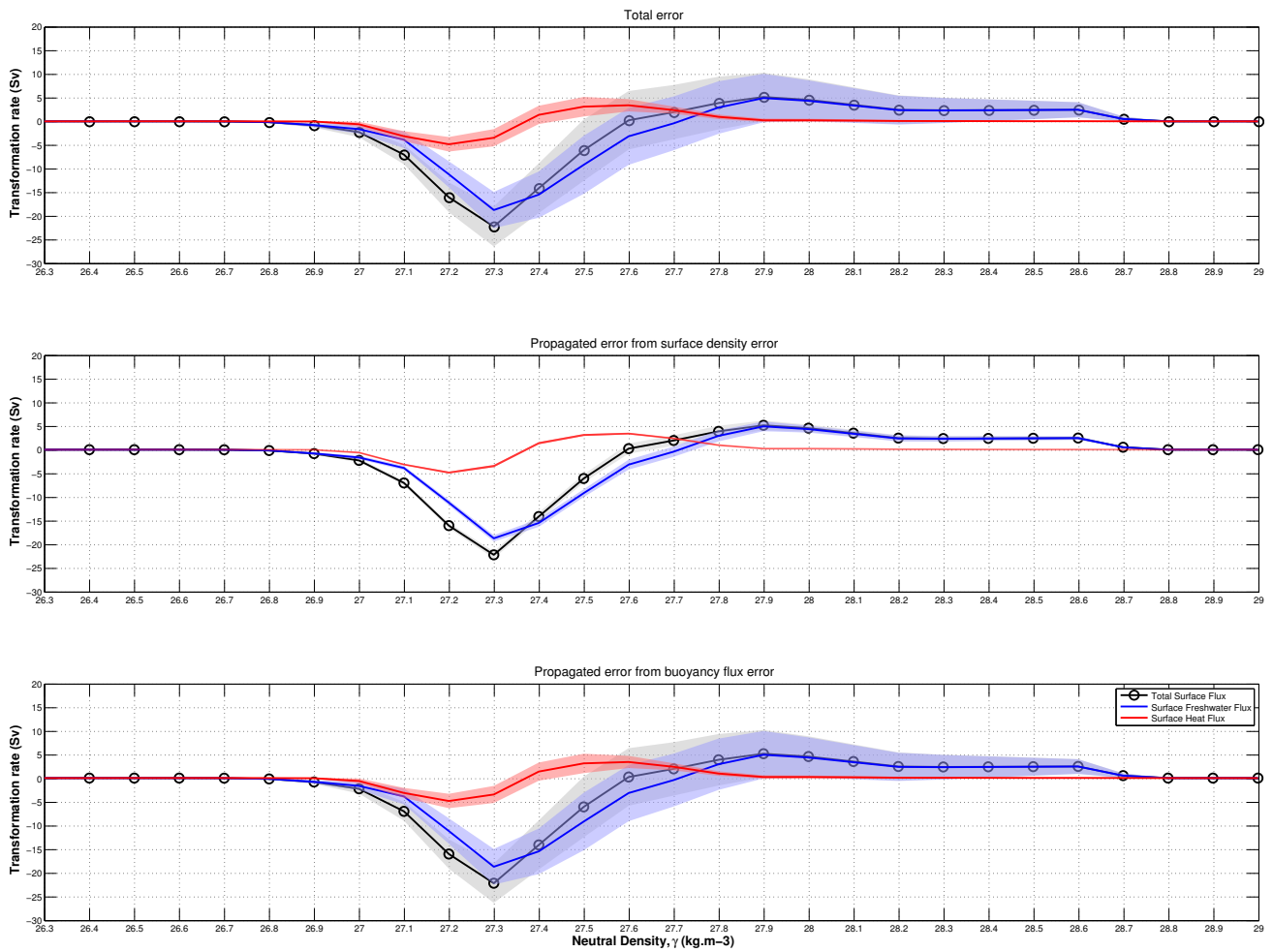




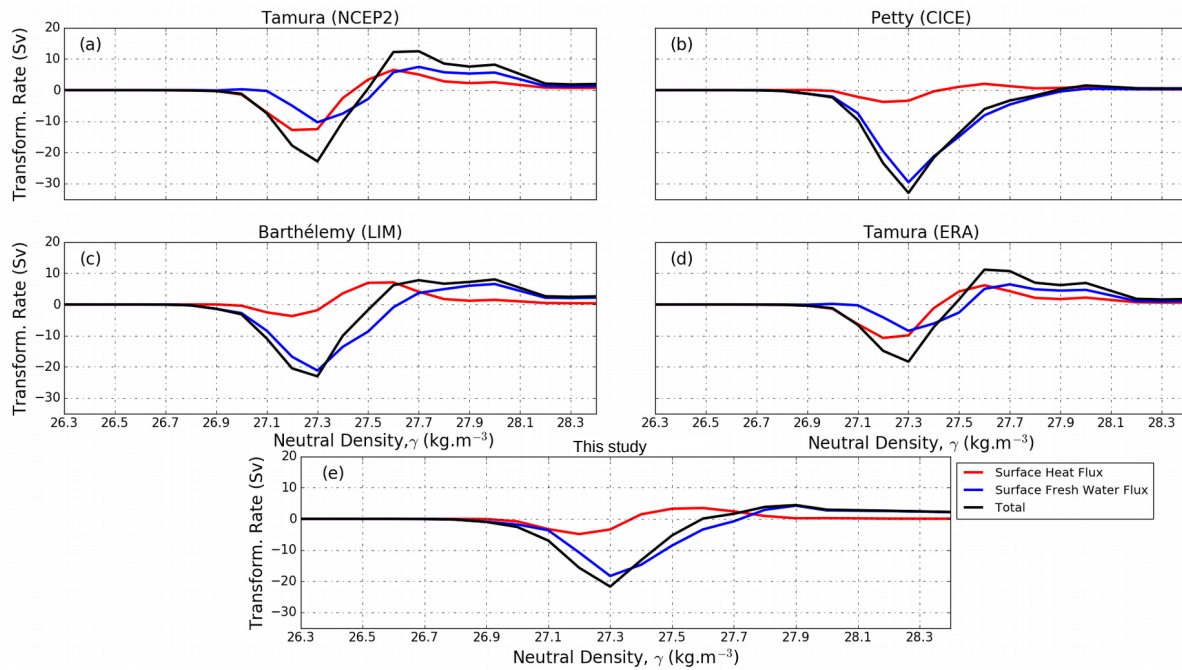
**Figure S1.** Annual-mean water-mass transformation (Sv) for the sea-ice sector in neutral density coordinates (black line) and the decomposition of the seasonal cycle into spring (SON, plus sign), summer (DJF, circle), fall (MAM, square) and winter (JJA, asterisk).



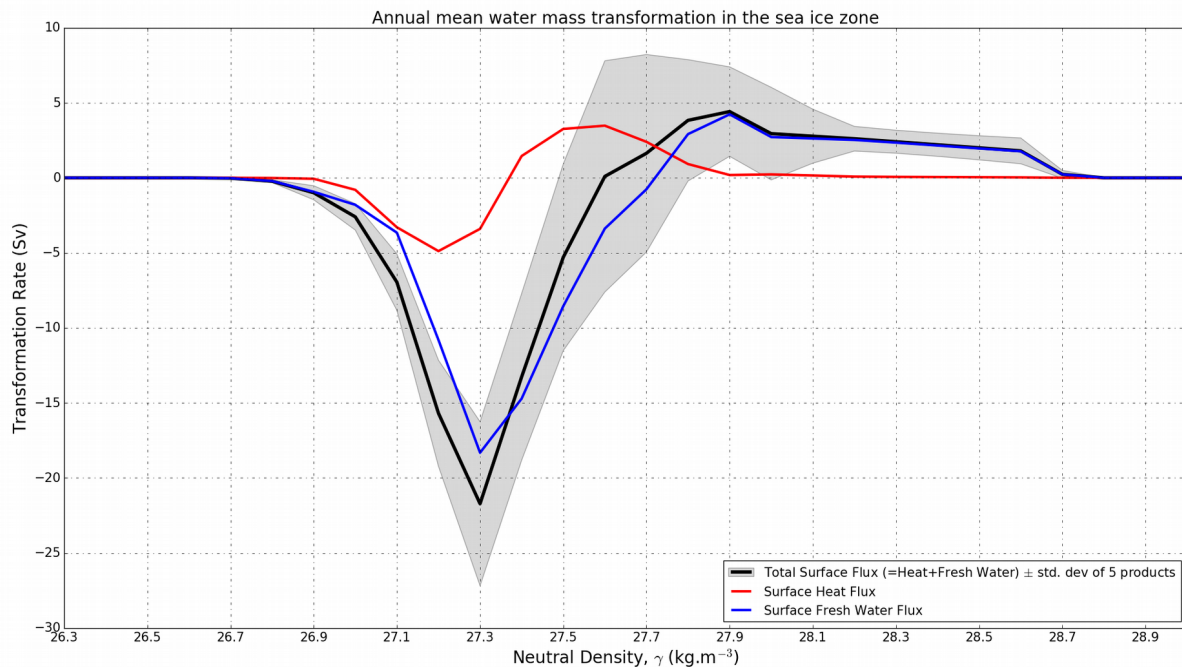
**Figure S2.** Error in the air-ocean-ice flux in  $W/m^2$  (right panel) decomposed into freshwater flux as estimated in Eqn. 4 (left panel) and heat flux as estimated in Eqn. 5 (middle panel).



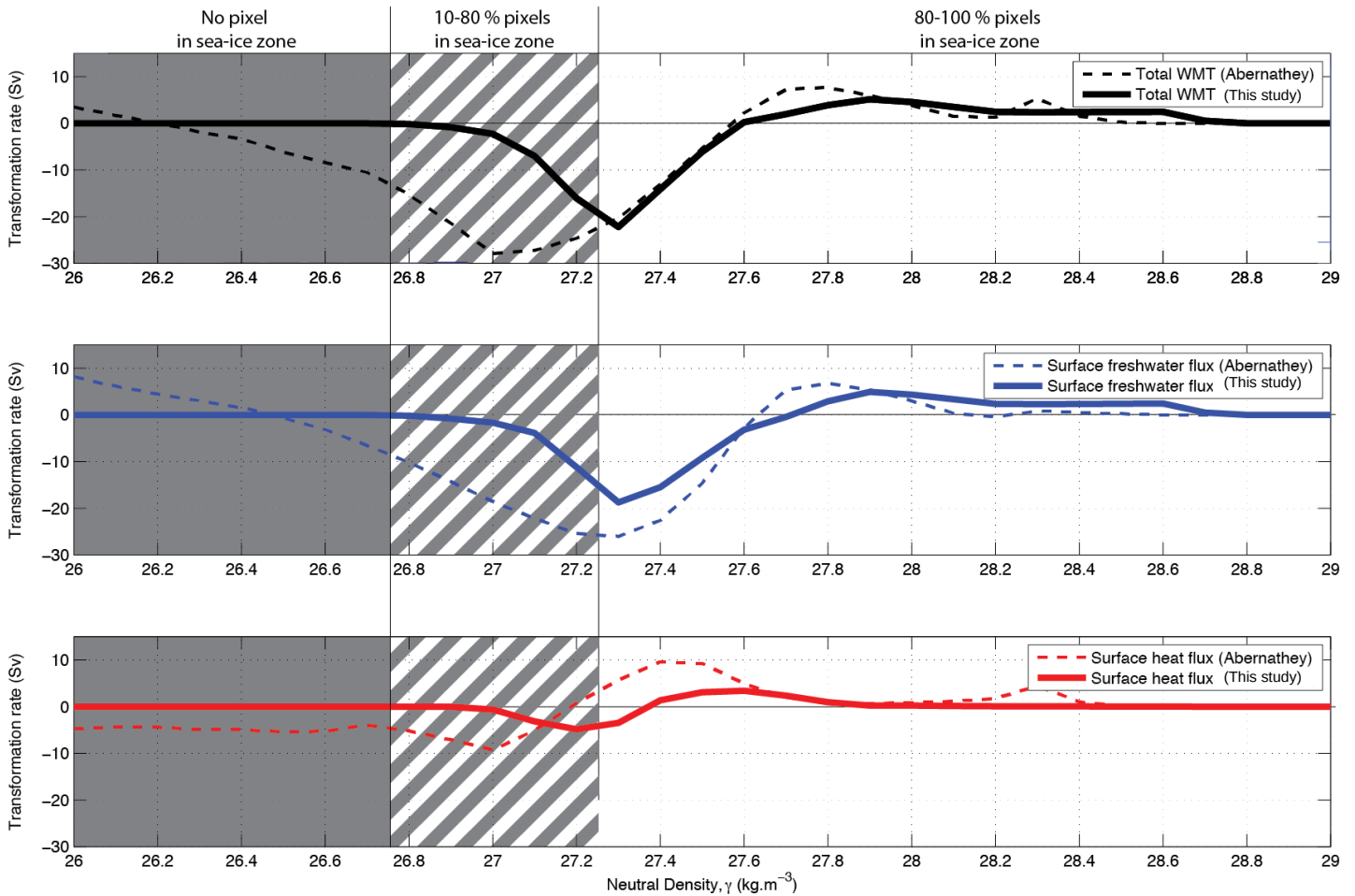
**Figure S3.** Annual mean water-mass transformation in Sv for the sea ice sector (black line) decomposed into the freshwater component (blue) and the heat component (red). In all panels, shaded areas correspond to: (a) the total propagated error from both buoyancy fluxes and surface density error (see Eq. 10), (b) the source of error from errors in the density field, and (c) the source of error from errors in surface buoyancy fluxes.



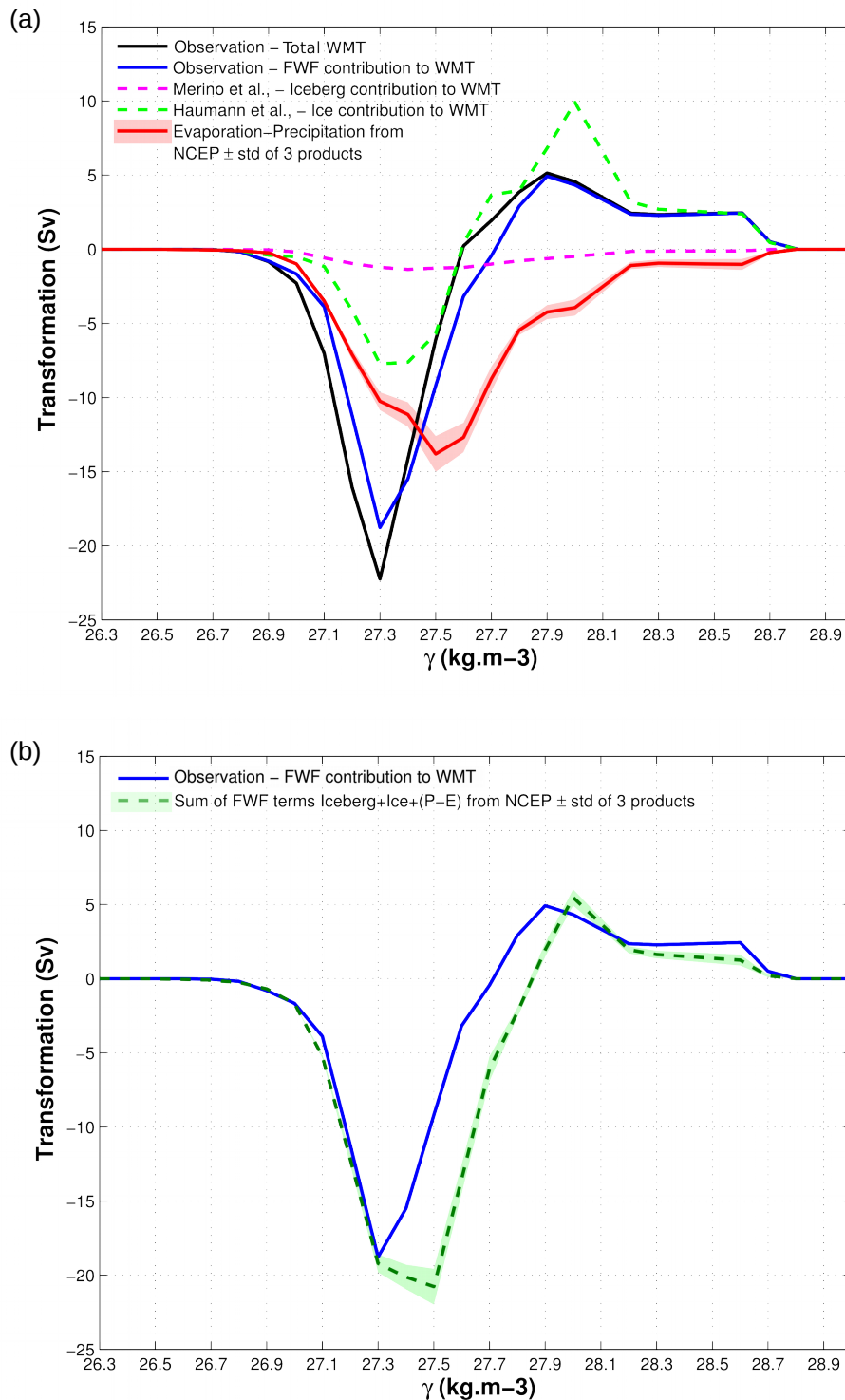
(f)



**Figure S4.** (a-e) Annual mean water-mass transformation rate in the sea-ice sector from this study and 4 other surface buoyancy flux products. Each panel shows the water-mass transformation in the sea-ice sector (black line) with the surface air-ocean-ice freshwater flux contribution (blue dashed line) and the surface air-ocean-ice heat flux contribution (blue line) as following: (a) from Tamura (NCEP2), (b) from Petty (CICE), (c) from Barthélemy (LIM), (d) from Tamura (ERA) and (e) from this study. (f) Water-mass transformation rate with the error (gray shading) computed as the standard deviation of all these 5 products. 23/26

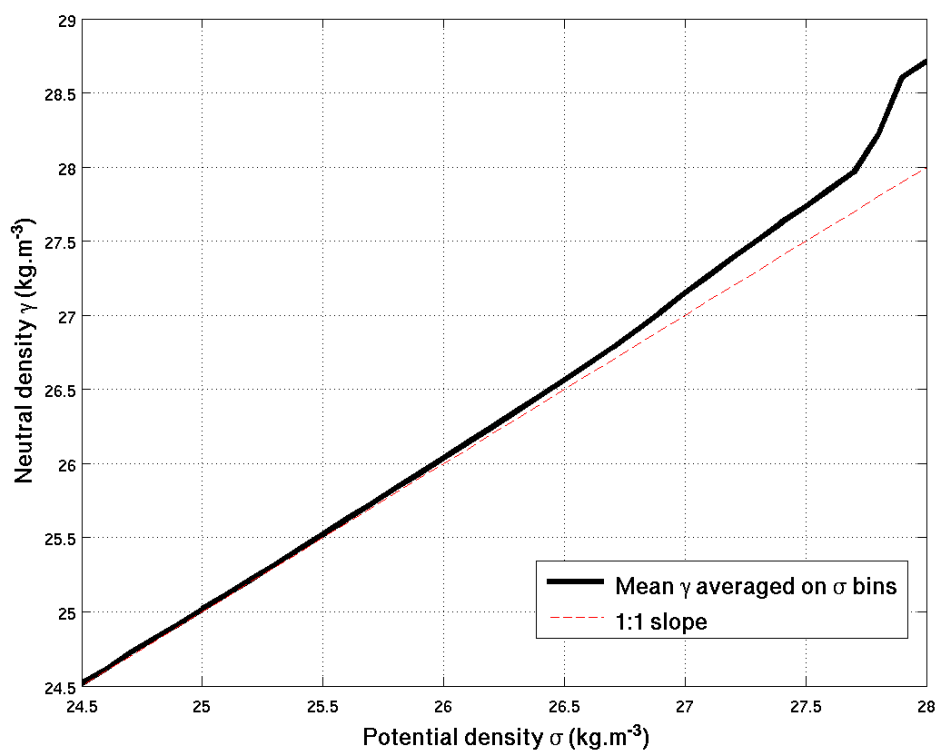


**Figure S5.** The upper panel shows our estimate of water-mass transformation rate (thick black line) compare to those of Abernathey et al., 2016 (dashed black line) and the decomposition into freshwater flux (middle panel) and heat flux (lower panel). The gray area corresponds to the neutral density class that outcrop outside the sea-ice zone; the striped area includes the density class where 10-80% of the grid points are in the ice; and the white area is the density class corresponding to the sea-ice sector where 80-100% of the grid points are under the sea-ice.



**Figure S6.** (a) Decomposition of the freshwater flux responsible for the transformation of water-masses. The black line corresponds to our estimate of the net annual mean transformation rate with the contribution of the freshwater flux in blue (see Fig. 3). The magenta line corresponds to the transformation induced by the freshwater from the icebergs melting. The green line is the transformation resulting from the sea ice growth/melt. Finally, the red line corresponds to the contribution to the freshwater flux from the precipitation/evaporation estimated from the NCEP product. The red shaded area is the standard deviation of 3 different precipitation/evaporation products, as an estimate of error on precipitation flux (CFSR, JRA55 and NCEP). (b) The dashed green line is the sum of all freshwater components i.e freshwater flux from sea-ice, precipitation (NCEP) and icebergs, and the shaded area represents estimated error from precipitation flux (same as panel a)





**Figure S7.** Relationship between potential density ( $\sigma$ ) and neutral density ( $\gamma$ ). The black line presents the averaged neutral density in potential density bins of  $0.05\text{kg}/\text{m}^3$ . The red line is the linear function with 1:1 slope.

### 3.3 Conclusions et Perspectives

#### Décomposition du flux d'eau douce responsable de la transformation de masses d'eau

Dans ce chapitre de thèse nous avons exploré la transformation et la formation des masses d'eau sous la banquise antarctique en utilisant l'angle de travail développé par Walin en 1982 [Walín, 1982]. Notre étude est en accord avec de précédents résultats basés sur des modèles [Downes et al., 2011b] et réanalyses [Abernathey et al., 2016]; elle présente la dynamique de surface des deux branches de transport de la circulation méridienne de retournement. En effet, nous mettons en évidence l'upwelling de CDW que nous estimons à 27 Sv  $\pm$  7 Sv. Cet upwelling alimente à la fois la branche supérieure de la circulation avec une subduction vers le Nord de 22 Sv  $\pm$  4 Sv de AAIW et SAMW, et la branche inférieure de la circulation avec une subduction vers le Sud de 5 Sv  $\pm$  5 Sv d'eaux plus denses qui pourraient correspondre aux DSW, précurseurs des AABW. Nous avons également présenté la distribution régionale du taux annuel de transformation des masses d'eau en fonction des isopycnes d'intérêt pour notre étude. Cette étape nous a permis de localiser les régions où la surface de l'océan (qui inclut les SAMW, AAIW, CDW et AABW) est transformée.

Pour réaliser cette étude, nous avons besoin de connaître les flux de flottabilité à la surface de l'océan, qui sont malheureusement peu contraints et peu connus dû au manque d'observations criant dans cette région de la planète. Pour contourner cette difficulté, nous avons développé une méthode alternative. Plutôt que d'utiliser des produits de réanalyses aux potentielles fortes erreurs et aux barres d'erreur associées inconnues, nous avons dérivé les flux diapycnaux dans l'océan –issus de l'atmosphère, la glace de mer et du mélange – en utilisant les budgets de chaleur et de salinité présentés en chapitre 2 et en les inversant (voir Chap 3, Supp. Eq. 4 et Eq.5).

La procédure que nous développons afin d'estimer les flux diapycnaux à la surface de l'océan, laissait toutefois une question en suspens : quelle est la contribution et le rôle de chaque composantes du flux diapycnal dans la transformation des masses d'eau ? En effet, le calcul des flux diabatiques basé sur nos observations directes de l'océan, ne permet pas de répondre à cette question et de différencier les nombreuses composantes participant à la circulation de retournement. Nous sommes donc allés plus loin afin d'apporter des éléments de réponse sur l'impact de chacune des composantes associées au flux de flottabilité à la surface de l'océan. Nous avons en partie présenté cette analyse en Annexe 4 de l'étude présentée dans ce chapitre, et nous détaillons ici un peu plus cette décomposition. Dans la mesure où les flux d'eau douce représentent la contribution principale au flux de flottabilité total dans la zone de glace de mer, nous explorons ici uniquement la contribution des flux d'eau douce.

Afin de quantifier le rôle de chacune des composantes du flux de flottabilité sur la thermodynamique de la circulation de retournement, nous avons recalculé le taux de transformation de masses d'eau associé à chaque processus d'après l' Eq. 2 de l'article présenté ici. Ainsi nous calculons la transformation de masse d'eau associée au flux d'eau douce issu de la glace de mer ( $FWF_{Sea-ice}$ ), de la fonte des icebergs ( $FWF_{Iceberg}$ ) et des précipitations/évaporation ( $FWF_{PE}$ ). Notons que nous négligeons les flux d'eau douce en provenance des ice-sheet qui sont probablement importants dans les très hautes latitudes et donc dans les classes de densité très élevées ( $\gamma \geq 28.2$ ) où notre calcul de transformation de masses d'eau est le moins bien résolu du fait du manque d'observations.

Le résultat présenté en Figure. S6a du papier ci dessus, montre une ressemblance frappante entre notre estimation du flux total de flottabilité à la surface (courbe noire) ainsi que la contribution du flux d'eau douce à la transformation de masse d'eau (courbe bleue), et les différentes composantes. La transformation issue de la formation/destruction de glace de

mer (courbe verte), suggère que des gains et pertes de flottabilité affectent différentes classes de densité ; le taux moyen annuel de transformation issu de la formation/destruction de glace montre ainsi une perte de flottabilité dans les classes de densité les plus élevées (au dessus de  $27.6\gamma$ ), et un gain de flottabilité dans les classes de densité plus faibles (en dessous de  $27.6\gamma$ ). Le pic de gain de flottabilité à  $27.3\gamma$  atteint  $\sim 7$  Sv de transformation dirigée vers des eaux plus légères, tandis que la perte de flottabilité est maximale à  $28\gamma$  où elle atteint  $\sim 8$  Sv de transformation dirigée vers des eaux plus denses. Notons également que dans les classes de densité les plus élevées ( $> 28.2\gamma$ ), seule la contribution de la glace de mer intervient, laissant deviner que la formation de glace et les rejets de saumures qui en découlent seraient un moteur important de la transformation des eaux très denses (initiatrices des AABW).

Le résultat montre que la contribution des icebergs (courbe magenta), négative à travers toutes les classes de densité, induit un gain de flottabilité et une transformation des masses d'eau vers des densités plus légères. Les icebergs se forment par vêlage du front glaciaire et fondent progressivement en injectant de l'eau douce dans l'océan au cours de leur transport vers le Nord. Ils participent à hauteur de 1 Sv à la transformation de masses d'eau plus légères à travers les classes de densité comprises entre  $27.2\gamma$  et  $27.8$ .

Concernant la transformation des masses d'eau issue du bilan précipitations moins évaporation (P-E; courbe rouge), elle est délicate à estimer et à interpréter à partir de l'Eq. 2. En effet, il faut garder à l'esprit qu'en Antarctique la plupart des précipitations tombe en hiver sur la glace de mer, puis est exportée vers le Nord par le déplacement de la glace de mer [Hellmer, 2004]. Lorsque ces précipitations tombent au dessus de la glace, elles n'interviennent donc pas instantanément dans le budget de flottabilité de l'océan Austral puisqu'elles sont "bloquées" et "stockées" au dessus de la banquise. Elles sont ensuite advectées avec la glace de mer, et ce n'est qu'au moment de la fonte de celle-ci, que l'océan reçoit le flux d'eau douce provenant de ces précipitations. La prise en compte de cette advection des flux de précipitations par le biais de la glace de mer est délicate et nous n'en tenons pas compte dans le calcul. Notre estimation de la contribution des précipitations à la transformation des masses d'eau est donc biaisée : le flux de précipitation est affecté à la densité au dessous de laquelle la précipitation tombe sans prendre en compte le fait qu'il est probable qu'une partie de ce flux de précipitation, en réalité, affecte une classe de densité probablement plus légère, au moment de la fonte de la banquise. Cette courbe rouge est donc, en réalité, probablement décalée vers la gauche. On ne peut donc pas traiter le signal de transformation en provenance des précipitations de la même façon que la transformation issue de la fonte des icebergs ou de la formation/destruction de glace de mer.

Nous réalisons tout de même ce calcul en faisant l'hypothèse fautive que les précipitations passent à travers la glace et entrent dans le budget de flottabilité au moment et à l'endroit de leur chute car nous pensons qu'il est toutefois intéressant d'au moins comparer les ordres de grandeur. Sous cette hypothèse, le résultat obtenu (la courbe rouge), montre que le bilan précipitation moins évaporation (P-E) contribue exclusivement à un adoucissement de l'océan. En conséquence, nous pouvons dire que les précipitations dominent largement l'évaporation dans la zone de glace de mer. Le produit NCEP présente un gain de flottabilité entre les isopycnes  $27\gamma$  et  $28.1\gamma$  avec un maximum atteint à  $27.5\gamma$  où la transformation est de  $\sim 7$  Sv.

La seule façon de faire une comparaison acceptable est de s'affranchir des classes de densité et de sommer la contribution totale de chacun des produits de précipitation sur l'ensemble du domaine (Fig. 3.1, diagramme miniature). Pour comparer ses résultats aux nôtres, nous avons calculé à partir de nos observations, du produit d'iceberg et du produit de glace de mer, un résidu qui correspond approximativement à une nouvelle estimation de précipitation à partir de nos observations :

$$P_{Obs} = \widetilde{FWF} - (FWF_{Iceberg} + FWF_{Sea-ice}) \quad (3.1)$$

où  $\widetilde{FWF}$  est le flux d'eau douce air/glace/océan total à la surface calculé à partir de nos observations (voir Équation 14, Chap. 2).

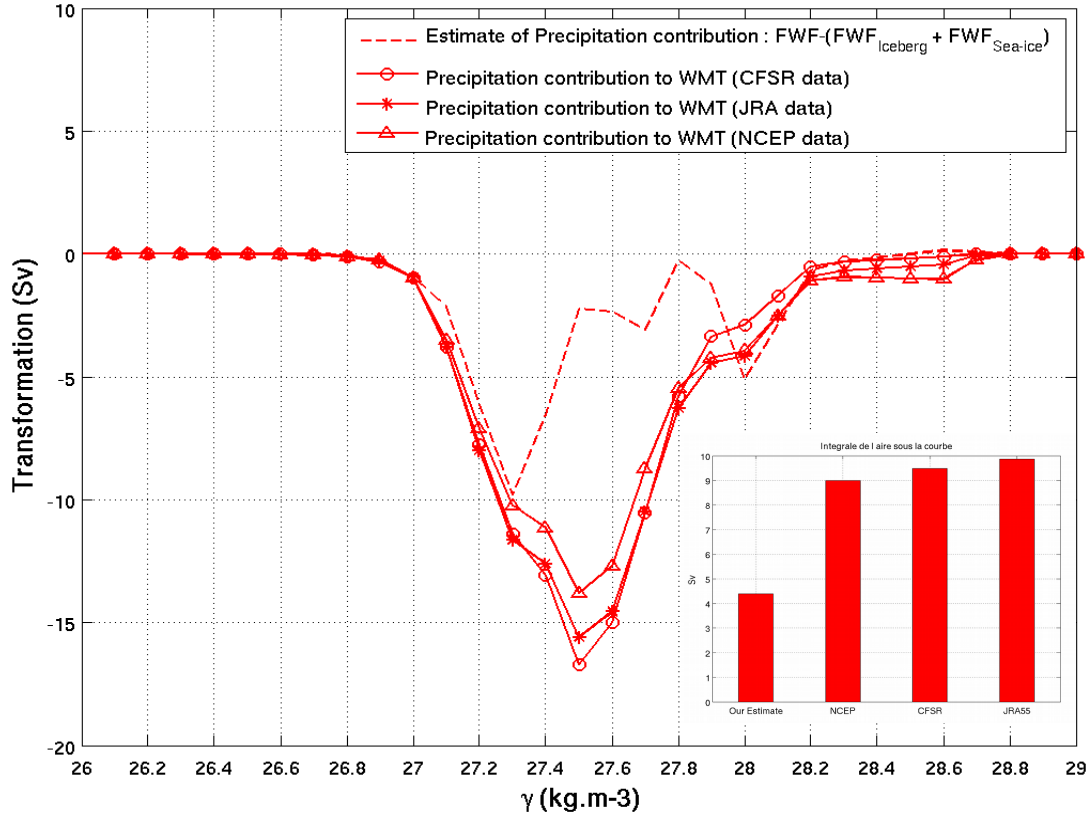


FIG. 3.1: **Contribution des précipitations à la transformation annuelle moyenne des masses d'eau.** Les 3 courbes rouge en trait plein correspondent à la contribution du flux d'eau douce en provenance des précipitations estimées à partir des produits CFSR (ronds rouge), NCEP (triangles rouge) et JRA55 (étoiles rouge). La courbe en tirets rouge est notre propre estimation des précipitations ( $P_{obs}$  dans l'Eq.3.1), c-à-d le résidu entre le flux d'eau douce air/glace/océan total à la surface et les flux d'eau douce induits par la fonte des icebergs et la formation/destruction de glace. Le diagramme miniature donne l'intégrale de l'aire sous chacune des 4 courbes.

On observe grâce à la Figure 3.1, que l'estimation des précipitations à partir des observations ( $P_{Obs}$ ; courbe tirets rouge) est plus faible que celle fournie par les 3 produits. Notre estimation du résidu de précipitation présente un maximum de  $\sim 8$  Sv à travers l'isopycne  $27.3\gamma$ , ce qui est en accord avec l'hypothèse que les courbes de précipitation affectent en réalité des classes de densité plus légères que ce que montrent les flux de précipitation sans prendre en compte l'advection de la glace de mer (pic de transport à travers l'isopycne  $27.5\gamma$ ). L'insert dans la Figure 3.1, présente l'intégrale de l'aire sous chacune des 4 courbes. On note ici que l'on s'affranchit des classes de densité, le flux de précipitations des 3 produits indique un adoucissement de l'ordre de grandeur de notre résidu, quoi que presque deux fois plus fort. Au vue des incertitudes de notre calcul, des flux de glace, et des flux de précipitation, il est difficile de conclure sur la contribution relative de chacune des composantes, au delà de la conclusion générale suivante : les ordres de grandeur de la transformation due aux

précipitations et à la glace de mer apparaissent similaires.

En résumé, il semble que la transformation annuelle moyenne de masses d'eau (Fig. S6a du papier, courbe noire), principalement pilotée par le flux d'eau douce à la surface (Fig. S6a, courbe bleue), soit expliquée par les contributions équivalentes de la formation/destruction de glace et des précipitations. Ces termes sont à eux deux, responsables d'une transformation de masses d'eau depuis l'isopycne  $27.3\gamma$  vers des densités plus faibles et de l'ordre de  $\sim 15$  Sv, auxquels il faut ajouter  $\sim 1$  Sv en provenance de la fonte des icebergs.

Annual mean water mass transformation in sea ice zone (from A.Haumann data set)

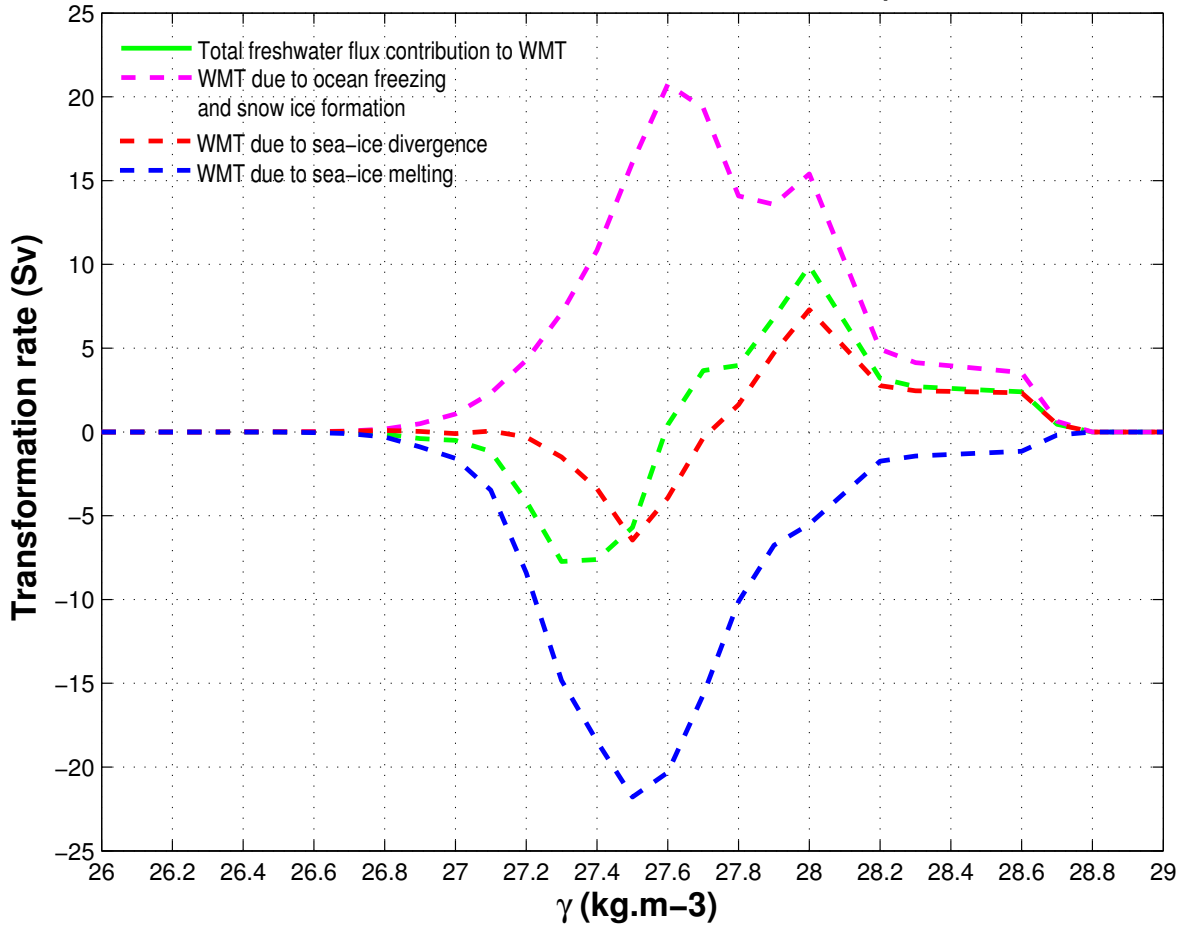


FIG. 3.2: Décomposition de la contribution de la glace de mer au taux annuel moyen de transformation de masses d'eau. Comme sur la figure S6a du papier, la courbe verte correspond à la transformation annuelle moyenne issue du flux d'eau douce provenant de la glace de mer. Cette courbe est ensuite divisée en 3 composantes : la transformation de masse d'eau issue de la divergence de la banquise (en rouge), la transformation de masse d'eau issue de la formation de glace (en magenta) et la transformation de masse d'eau issue de la fonte de la glace (en bleu).

D'après la Figure. S6a du papier, la contribution de la glace de mer (courbe verte) au processus de transformation des masses d'eau, est la seule à induire une forte divergence dans les CDW : d'une part elle contribue à alléger les eaux en dessous de  $27.6\gamma$ , et d'autre part elle les rend plus denses au dessus de  $27.6\gamma$ . Nous nous sommes alors penchés plus en

détail sur la contribution de la glace de mer à la transformation annuelle de masses d'eau. Nous décomposons la transformation causée par la glace de mer en ses 3 composantes : le flux d'eau douce induit par le gel de l'océan et la formation de glace de neige, le flux d'eau douce induit par la fonte de la glace de mer et le flux d'eau douce induit par la divergence de la glace de mer (c-à-d le transport d'eau douce vers le Nord par le biais de la glace de mer). Sur la Figure. 3.2, nous pouvons voir que ces 3 composantes affectent des classes de densité différentes. La fonte de la glace (courbe bleue) injecte de la flottabilité sur une large gamme de densité entre  $26.8\gamma$  et  $28.7\gamma$  avec un pic à  $\sim 27.5\gamma$  de 22 Sv. Cet effet est presque entièrement contre-balançé par la formation de glace qui prélève de la flottabilité et transforme les masses d'eau constamment en eaux plus lourdes (courbe magenta - positive) dans des gammes de densité similaires : la formation de glace favorise une importante transformation des masses d'eau entre les isopycnes  $26.8\gamma$  et  $28.7\gamma$  avec deux pics : un à  $\sim 27.6\gamma$  de  $\sim 20$  Sv et un second à  $28\gamma$  de 15 Sv. Ce léger décalage entre les pics de formation et fonte de la glace met en évidence le transport de flux de flottabilité piloté par la glace. En effet, ceci est cohérent avec une formation de glace proche des côtes de l'Antarctique et une fonte plus au Nord. Dans leur étude [Haumann et al., 2016] montrent que si la majorité de la glace de mer est formée dans les régions côtières, seulement 60% fond sur place. Le reste est exporté vers le Nord, dans l'océan ouvert. C'est pourquoi les pics provenant de la formation de glace ont lieu dans des eaux légèrement plus denses, probablement plus au Sud que celui de destruction de glace qui se fait plus au Nord au niveau du front de glace. Enfin, le transport de glace de mer vers le Nord semble à l'origine d'une large partie de la transformation de masse d'eau induite par la glace de mer en prélevant de l'eau douce près des côtes Antarctiques où la glace se forme, et en la relâchant plus au Nord lorsque la glace fond [Haumann et al., 2016].

#### Cycle saisonnier de la transformation de masses d'eau

Dans le papier présenté ci-dessus, nous avons également discuté du cycle saisonnier de la transformation des masses d'eau et nous avons mis en évidence un point important dans ce processus. On note une distinction très nette entre les mois "chauds" (c-à-d printemps et été) qui présentent une transformation moyenne négative, et les mois "froids" (c-à-d automne et hiver) qui présentent une transformation moyenne positive. Au printemps/été, lorsque la glace de mer fond, elle injecte de l'eau douce dans la couche de surface ce qui correspond à un gain de flottabilité et une transformation dirigée vers des densités plus légères. Alors que durant les mois d'automne/hiver, la glace de mer se forme intensément autour du continent en rejetant des saumures dans la couche de mélange. Ces rejets salés sont responsables d'une perte moyenne de flottabilité et donc d'une transformation de masses d'eau vers des classes de densités plus élevées. Ce constat est d'autant plus flagrant lorsque l'on regarde en espace T/S (Fig. 3.3).

Cette figure permet de bien visualiser le renversement étape par étape de la transformation des masses d'eau au cours d'une année. Au printemps la transformation est exclusivement négative (c-à-d gain de flottabilité) et affecte des masses d'eau aux températures très froides ( $< -1^\circ C$ ) et des salinités comprises entre 33.9 et 34.6. C'est le début de la période de fonte de glace, les eaux sous la glace de mer sont alors très froides et proches du point de congélation. Puis en été, la transformation est toujours négative mais affecte des eaux plus chaudes (entre  $-1.5^\circ C$  et  $2^\circ C$ ) puisque en fondant la glace laisse place à des eaux qui se réchauffent grâce au flux de chaleur atmosphérique. Les mois suivants on assiste à un bouleversement de la situation avec le passage d'un mode exclusivement négatif à un mode exclusivement positif de la transformation de masse d'eau. En effet, en automne le taux de transformation est dirigé uniquement vers des densités plus élevées ce qui correspond au passage à la période de formation de glace de mer et aux rejets de saumures associés. Finalement on a une amplification de ce signal en plein hiver où la transformation est dirigée vers des densités plus



### Chapitre3. l'impact de la glace de mer sur la circulation

élevées et affecte une nouvelle fois des eaux très froides sous la glace de mer.

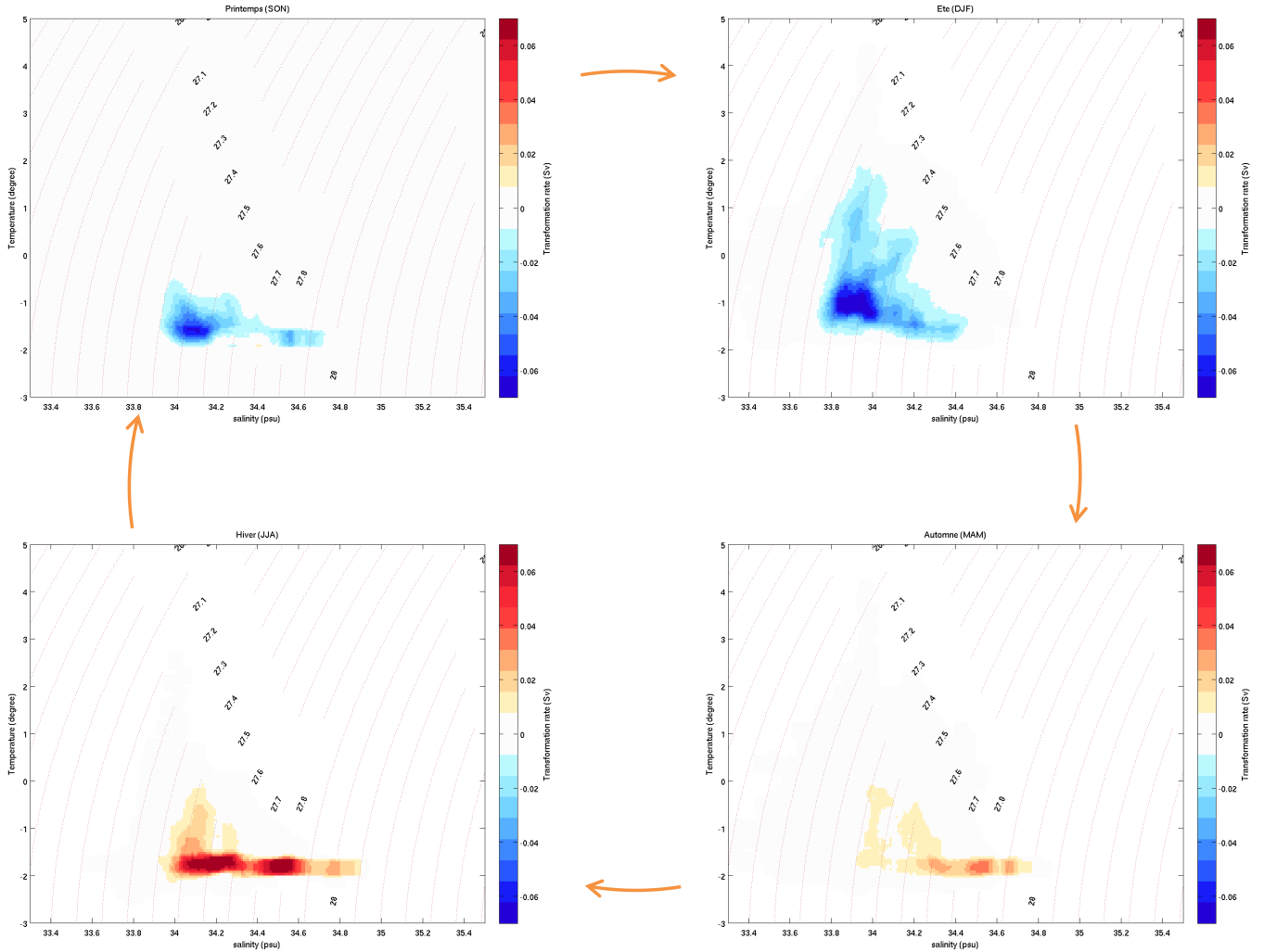


FIG. 3.3: Cycle saisonnier de la transformation de masse d'eau en espace T/S. Taux de transformation des masses d'eau exprimé en Sv selon les saisons. Les contours de densité neutres sont superposés.

L'océan Austral joue un rôle majeur dans la transformation et la formation des AAIW, SAMW, CDW et AABW, ainsi que dans la ventilation de l'océan global. Même s'il subsiste de larges incertitudes sur les flux air/océan/glace de mer, la couverture de données de l'océan Austral et l'estimation du mélange diapycnal, l'étude présentée ici offre une vue d'ensemble des mécanismes impliqués dans la circulation de retournement Australe :

- \* Les flux de flottabilité à la surface sont à l'origine d'une importante transformation des Eaux Circumpolaires Profondes vers des eaux plus légères (AAIW et SAMW) mais également vers des eaux plus denses (DSW qui sont les précurseurs des AABW).
- \* Cette divergence est à l'origine d'un upwelling de  $27 \pm 7\text{Sv}$  des CDW à la surface.

- \* La décomposition du flux de flottabilité met en évidence le rôle majeur de la glace de mer ainsi que des précipitations dans le processus de transformation des masses d'eau sous la banquise.
- \* La glace de mer transforme des masses d'eau en eaux plus légères dans les classes de densités inférieures à  $27.6\gamma$ , et en eaux plus denses dans les classes de densité supérieures à  $27.6\gamma$ . Tandis que les précipitations transforment systématiquement vers des eaux plus légères entre  $26.8\gamma$  et  $28.1\gamma$ .
- \* La glace de mer est la seule composante à induire un taux de transformation positif (Fig. S6a du papier, courbe verte), ce qui révèle son rôle primordial dans la formation des eaux denses (au delà de  $27.6\gamma$ )



# 4 | Tendances et variabilités inter-annuelles

## Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>96</b>
4.1.1	La récente métamorphose de l'océan Austral	96
4.1.2	Changement de la température de l'océan et des flux de chaleur à la surface	96
4.1.3	Changement de la salinité de l'océan et des flux d'eau douce à la surface	98
4.1.4	Changement de la couverture de glace	99
4.1.5	Changement des vents	101
4.1.6	Les motivations et objectifs de ce chapitre	103
<b>4.2</b>	<b>Données et Méthodes</b>	<b>103</b>
<b>4.3</b>	<b>Tendances multi-décennales des propriétés de la couche de mélange</b>	<b>104</b>
4.3.1	Tendances au Sud du front polaire	106
4.3.2	Cycle saisonnier des tendances à long terme	108
4.3.3	Régionalisation du signal	111
4.3.4	Discussion des résultats sur les tendances à long terme	113
<b>4.4</b>	<b>Tendances multi-décennales de la transformation de masses d'eau</b>	<b>114</b>
4.4.1	Tendance sur la densité de la couche de mélange	115
4.4.2	Tendances multi-décennales de la divergence des CDW	116
4.4.3	Interprétation	119
<b>4.5</b>	<b>Conclusions et Perspectives</b>	<b>122</b>

---

## 4.1 Introduction

### 4.1.1 La récente métamorphose de l’océan Austral

Ces dernières années, de nombreux changements s’opèrent à travers l’océan Austral à commencer par des modifications de la température et du contenu en chaleur, mais également des changements de salinité, de la circulation, des flux à la surface de l’océan et de la couverture de glace de mer. Nos résultats des précédents chapitres, suggèrent que de tels changements pourraient avoir un fort impact sur la stabilité de la couche de mélange océanique (voir Chap. 2) ou sur les transferts entre l’océan intérieur et la couche de surface (voir Chap. 3). Toutefois, il est probable que des rétro-actions complexes puissent également être à l’œuvre. Il est important d’appréhender ces récents bouleversements afin de pouvoir anticiper les futurs changements de l’océan Austral face au réchauffement climatique, tant sur le plan dynamique qu’écologique et biogéochimique. Ce chapitre fait l’objet d’une étude approfondie des tendances inter-annuelles des propriétés de la couche de mélange sous la glace de mer afin de déterminer l’impact des changements globaux sur la dynamique de l’océan de surface. Nous commencerons ici par un état de l’art des changements observés et décrits dans l’océan Austral ainsi que de leurs implications.

### 4.1.2 Changement de la température de l’océan et des flux de chaleur à la surface

La température de l’océan est l’un des paramètres les plus anciennement mesuré, en particulier depuis le 17<sup>ème</sup> siècle grâce au développement d’une variété d’instruments avec des précisions et des profondeurs d’échantillonnage différentes.

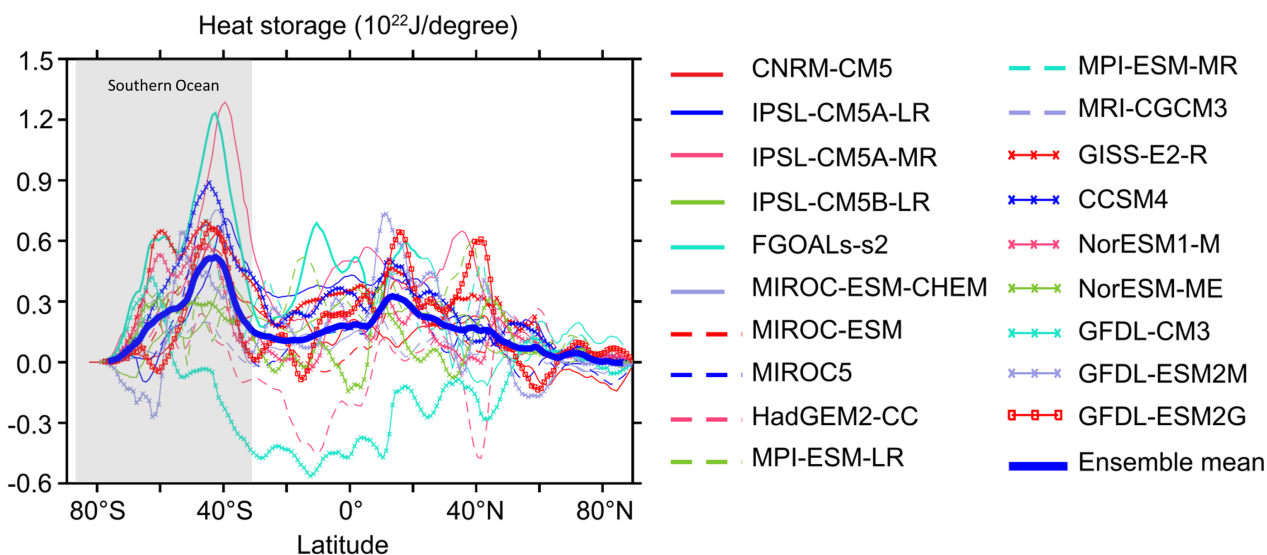


FIG. 4.1: **Changement du stockage de l’excès de chaleur entre 1870 et 1995, simulé par 19 modèles du projet CMIP5. D’après [Frölicher et al., 2015].** Changement dans le stockage de chaleur de l’océan intégré de  $90^{\circ}N$  à  $90^{\circ}S$ . La bande grise correspond aux latitudes associées à l’océan Austral.

La diversité des instruments de mesures ainsi que des méthodes d’échantillonnage ont évolué au cours du temps et de l’espace [Boyer et al., 2009], ce qui rend souvent délicate la lecture et l’interprétation des longues série-temporelles. De plus, la température de surface de l’océan

varie sur des échelles de temps multiples allant du saisonnier au centennal. C'est donc un véritable défi que d'estimer les changements moyens de la température de l'océan. Des études basées sur l'analyse des incertitudes dévoilent que les jeux de données historiques commencent à être fiables et adaptés à partir de 1970 [Domingues et al., 2008, Palmer and Brohan, 2011].

La masse considérable de l'océan et sa forte capacité de stockage de la chaleur, lui permettent d'emmagasiner une large quantité d'énergie ; 1000 fois supérieure à ce que peut stocker l'atmosphère pour une augmentation de température équivalente. [Levitus et al., 2000] sont les premiers à quantifier le réchauffement récemment observé de l'océan global et particulièrement celui de l'océan Austral, révélant un réchauffement des 300 premiers mètres entre 1950 et 1990. Il est aujourd'hui avéré que  $\sim 93\%$  de l'excès d'énergie thermique de la planète depuis les 50 dernières années, est stocké dans les océans [Church and White, 2011, Levitus et al., 2012, Rhein et al., 2013] et [Frölicher et al., 2015] estiment même que  $75\% \pm 22\%$  de l'absorption de chaleur par l'océan est stockée dans l'océan Austral, au Sud de  $30^\circ S$  (Fig. 4.1). Au cours de la dernière décennie, qui est la mieux observée notamment grâce aux flotteurs profilant du programme Argo, il est estimé que la contribution de l'océan Austral au contenu de chaleur océanique global sur 0-2000m est de 67% à 98% pour la période 2006-2013, avec un clair pic dans la bande de latitude du Courant Circumpolaire Antarctique ou au Nord de celui-ci ( $30-50^\circ S$ , [Roemmich et al., 2015, Llovel and Terray, 2016]). Cependant, le réchauffement de l'océan Austral n'est pas homogène spatialement. Si le réchauffement dans les 1000 premiers mètres de l'océan, au niveau de l'ACC et au nord de celui-ci semble être établi sans ambiguïté [Böning et al., 2008, Gille, 2008, Giglio and Johnson, 2017], la surface des régions sub-polaires, au sud du Courant Circumpolaire Antarctique s'est réchauffée très lentement, voire légèrement refroidie [Armour et al., 2016]. Le faible réchauffement de cette région est cohérent et concomitante avec l'augmentation observée de la zone de glace de mer antarctique [Vaughan et al., 2013a]. Sous cet océan de surface sub-polaire qui se refroidit, la faible disponibilité des observations rend difficile tous commentaires sur les changements à long terme, mais il semble que la chaleur se soit accumulée sous cette couche de surface [Lecomte et al., 2017]. Près du continent Antarctique, sur la pente continentale, il se pourrait également que l'eau chaude et ancienne CDW remonte plus en surface, ce qui lui donnerait un accès plus facile au plateau continental avec des conséquences importantes sur la fonte basale des plateformes glaciaires flottantes [Schmidtke et al., 2014].

Le faible réchauffement des couches de surface dans les régions sub-polaires est fondamental pour le climat terrestre, car il explique en partie la raison pour laquelle le puits de chaleur est si intense dans l'océan Austral (e.g. [Frölicher et al., 2015, Armour et al., 2016]) : le découplage entre réchauffement atmosphérique et stabilité ou refroidissement de la surface océanique, renforce le flux de chaleur vers l'océan. Il est cependant encore mal compris. Certains y voient la marque du renouvellement continu des eaux de surface par les eaux CDW, isolées du réchauffement car très anciennes (e.g. [Armour et al., 2016]) ; d'autres y voient la marque d'un renforcement de la stratification haline qui isolerait au contraire les eaux de surface des eaux plus chaudes sous-jacentes (e.g. [Lecomte et al., 2017]). Il est probable que ces deux processus soient à l'œuvre dans différentes régions, ou encore que leur importance relative dépendent des échelles de temps considérées [Marshall et al., 2014, Ferreira et al., 2015].

L'océan abyssal se réchauffe également dans l'océan Austral. Environ 19% de l'excès de chaleur associé au réchauffement planétaire contemporain est entré dans les profondeurs océaniques à plus de 2000 m et une grande partie a pénétré dans l'océan par des eaux abyssales qui plongent dans l'océan Austral [Rhein et al., 2013]. Les tendances linéaires des changements océaniques profonds construites à partir de sections hydrographiques répétées entre 1992 et 2005 révèlent que la majeure partie de l'océan abyssal se réchauffe, avec un maximum de réchauffement proche des côtes antarctiques [Purkey and Johnson, 2010, Rhein et al., 2013, Talley et al., 2016].



### 4.1.3 Changement de la salinité de l'océan et des flux d'eau douce à la surface

Une augmentation du cycle de l'eau dans l'hémisphère Austral accompagne aussi le réchauffement observé ces dernières décennies [Durack and Wijffels, 2010]. Globalement, les structures spatiales de changement de salinité de surface sont similaires à celles de la distribution de la salinité de surface elle-même : les tendances augmentent dans les régions de forte salinité de surface (où l'évaporation dépasse les précipitations), et les tendances diminuent dans les régions de faible salinité de surface (où les précipitations dominent). L'étude de [Böning et al., 2008] suggère un adoucissement (diminution de la salinité) des 1000 premiers mètres de l'océan Austral au cœur des masses d'eau traversant l'ACC ( $-0.01 \text{ PSU/décennie}$ ) entre les années 80 et 2000. Ces résultats sont produits par l'analyse de la différence entre un jeu de données moderne alimenté en grande partie par des flotteurs Argo et une climatologie historique.

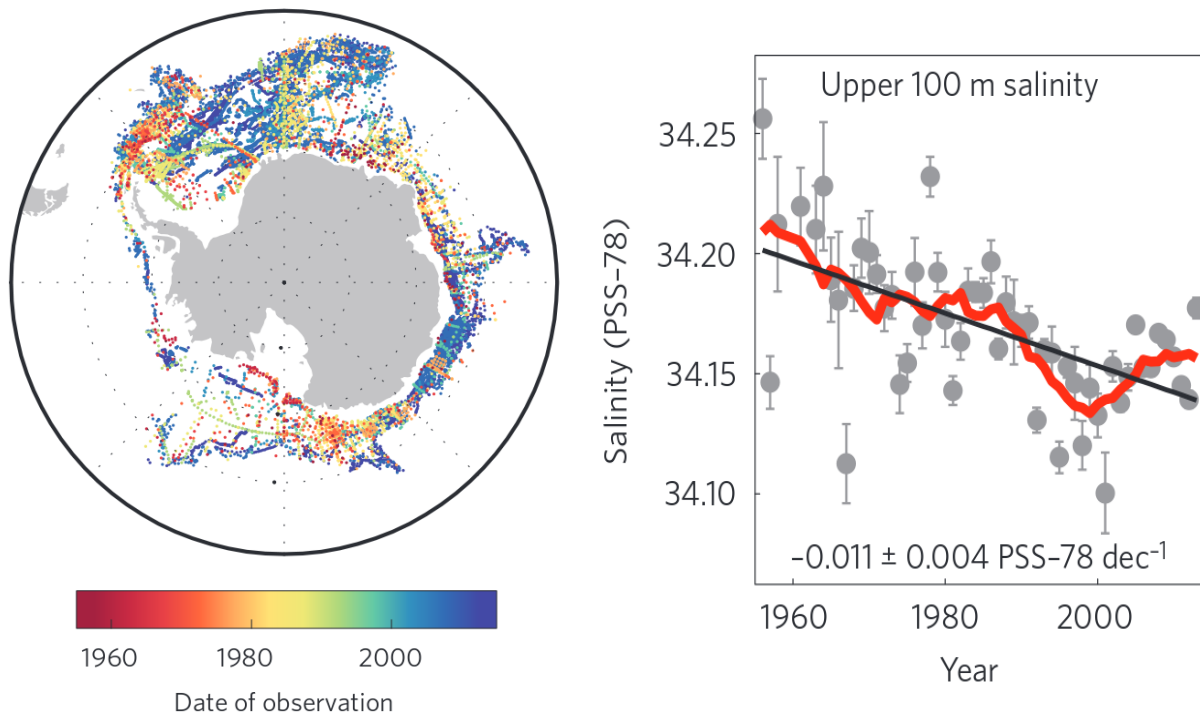


FIG. 4.2: **Adoucissement de l'océan Austral entre 1956 et 2013 d'après [De Lavergne et al., 2014].** À gauche, distribution spatiale (points) et année d'échantillonnage (couleur) de 20,613 profils hydrographiques utilisés dans l'étude. À droite, série temporelle de la moyenne annuelle de la salinité sur ces points et sur 0 – 100 m avec  $\pm$  un écart-type (en gris), moyenne glissante sur 10 ans (en rouge) et tendance linéaire (en noir).

Dans les régions reculées de la zone de glace de mer, peu de données sont disponibles pour pouvoir observer de tels changements. De plus à ces hautes latitudes, il faut aussi tenir compte du fait que les changements de salinité ne sont pas uniquement liés aux flux de surface. En effet, des échanges d'eau douce peuvent avoir lieu plus en profondeur via l'action des ice-shelves capables d'injecter de l'eau douce à des profondeurs supérieures à 250 m

[Jacobs, 2006]. Malgré le manque d'observations et leur disparité à la fois spatiale et temporelle, de nombreuses études s'accordent à dire qu'un adoucissement à lieu dans la zone de glace de mer [Jacobs et al., 2002a, Boyer et al., 2005, Jullion et al., 2013, Schmidtke et al., 2014]. À l'échelle circumpolaire, un net adoucissement des 100 premiers mètres de la colonne d'eau est observé au cours des 60 dernières années (Fig. 4.2, d'après [De Lavergne et al., 2014]). Cet adoucissement de la couche de surface sur le long terme est responsable d'une intensification de la stratification et d'une augmentation de la stabilité ce qui a pour répercussion d'augmenter le stockage de chaleur dans l'océan [De Lavergne et al., 2014]. En effet, dès lors que les couches de surface se rafraîchissent, la flottabilité augmente, et le gradient vertical de salinité s'intensifie : la différence entre les eaux profondes salées et les eaux superficielles qui s'adoucissent est donc de plus en plus marquée. Or, dans l'océan polaire et proche du point de congélation, c'est la salinité qui contrôle la densité et la stratification (voir Chap. 2). Une augmentation du gradient de salinité est donc associée à une augmentation de la stabilité de la colonne d'eau. Comme nous l'avons vu plus haut, ce changement de stratification halin pourrait se répercuter sur les changements de températures, en diminuant les échanges de chaleur entre l'océan intérieur et l'océan superficiel, ce qui limiterait la remontée de chaleur et expliquerait l'augmentation de la température en profondeur [Watkins and Simmonds, 2000, Bitz et al., 2006, Zhang, 2007, Close and Goosse, 2013, Lecomte et al., 2017].

Ces tendances à la diminution de salinité de l'océan Austral sont possiblement causées par une combinaison de changements dans les flux atmosphériques d'eau douce, dans les flux de fonte de la glace, et dans le transport de glace de mer [Rignot et al., 2008, Purkey and Johnson, 2013, Haumann et al., 2014], et pourraient également impacter l'émergence d'évènements de convection profonde [De Lavergne et al., 2014].

#### 4.1.4 Changement de la couverture de glace

La glace de mer influence le système climatique de la planète à travers une large variété de processus. Elle peut par exemple perturber significativement le bilan radiatif de la Terre via son albédo, contrôler les échanges air/océan de carbone, d'eau et de chaleur, ou encore modifier le taux de production des eaux abyssales denses et donc perturber l'ensemble de la circulation thermohaline. La glace de mer ne joue pas un rôle uniquement sur la physique de l'océan, elle affecte également les cycles biogéochimiques et influence l'écologie de la région. En effet, la banquise impacte fortement la variabilité de la production primaire aux hautes latitudes puisqu'elle constitue un substrat pour de nombreuses algues par exemple [Smith and Nelson, 1986, Loeb et al., 1997]. En tant que tel, comprendre les mécanismes responsables de la variabilité de la glace de mer est d'une importance cruciale, en particulier au vue des récents changements notables dans l'environnement polaire dans un contexte de réchauffement climatique.

Au cours des dernières décennies, malgré le réchauffement de l'atmosphère et de l'océan, nous assistons à une augmentation moyenne de la concentration de glace en Antarctique. En effet, même si elle est légère, l'extension positive de la glace de mer est bien réelle. Plusieurs études ont évalué cette augmentation à  $\sim +1.2 - 1.8\%$  par décennie [Cavalieri and Parkinson, 2008, Comiso, 2010, Vaughan et al., 2013b] comme le montre la figure 4.3 par exemple. Sur cette figure on note en effet que la tendance de l'extension de glace de mer augmente depuis les années 80 (courbe rouge) de l'ordre de 0.16 millions de  $km^2$  par décennie, mais de manière non uniforme autour du continent : il y a une forte diminution de la couverture de glace dans les secteurs de Bellingshausen et Amundsen compensée par des augmentations de couverture dans les autres secteurs de l'océan Austral.

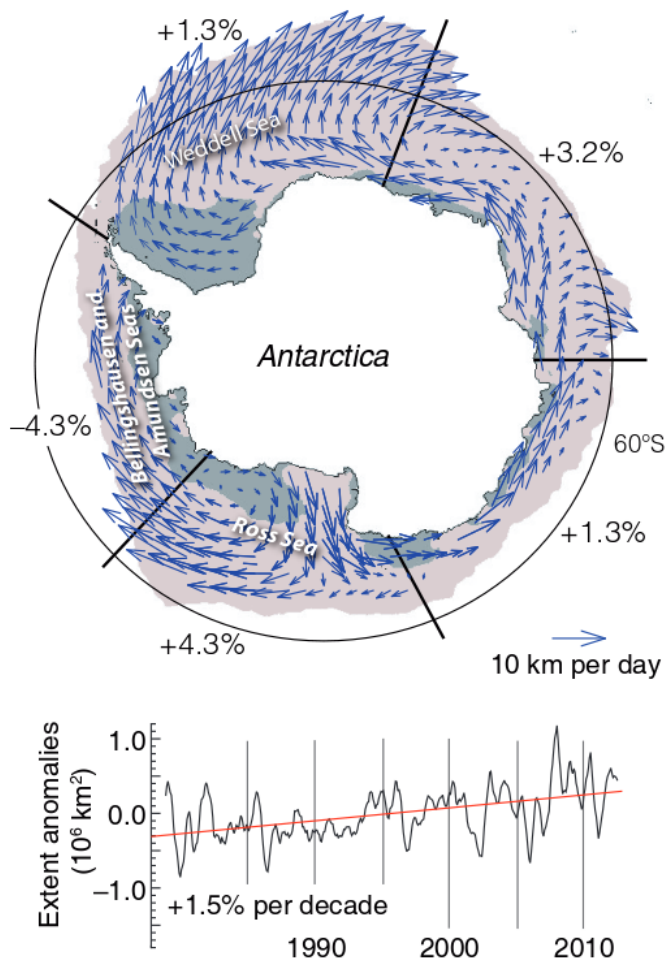


FIG. 4.3: **Changement de la couverture de glace de mer en Antarctique d'après [Vaughan et al., 2013b].** Le carte du haut représente la couverture de glace moyenne pour la période 1979-2012 estimée à partir d'observations satellite, au maximum (minimum) d'extension en gris (en vert). Les flèches donnent la direction et l'intensité moyenne de la dérive de la glace de mer, et les valeurs correspondent aux anomalies annuelles d'extension de la couverture de glace par secteurs. Le graphique du bas est une série temporelle des anomalies annuelles d'extension de la banquise antarctique avec la tendance en rouge.

Ce signal est le résultat de plusieurs tendances opposées autour du continent qui sont attribuées selon différentes études, soit à des changements de températures atmosphériques [Thompson and Solomon, 2002], ou du stress du vent, ou encore des changements de précipitations ou de température de l'océan. [Holland and Kwok, 2012] observent une forte corrélation entre les mouvements de la glace et les réanalyses de vents dans toute la zone de glace de mer, ce qui implique que le déplacement de la glace est largement piloté par les tendances dans les champs de vents. Ils proposent en particulier, que le changement de l'advection de glace par les vents serait le principal responsable des tendances observées dans l'extension de glace de mer dans l'Ouest Antarctique. [Comiso et al., 2011], entrent dans le détail quantitatif et notent une diminution de l'extension de glace dans les secteurs Bellingshausen/Amundsen de  $-7.1\%$  par décennie, alors que dans la mer de Ross ils observent une augmentation de la couverture de glace de l'ordre de  $+4.9\%$  par décennie. [Bintanja et al., 2013] suggèrent qu'en plus de la redistribution par les vents, la fonte accélérée de la base des ice shelves est susceptible de participer elle-même à l'extension de la glace de mer antarctique. Ils observent via

un modèle couplé du climat (EC-Earth) que l'eau issue de la fonte accélérée des plate-formes de glace s'accumule dans une couche de surface froide et peu salée qui augmente la stabilité verticale et empêche ainsi les eaux chaudes sous-jacentes de remonter et de faire fondre la base de la banquise.

Les données satellites permettent d'alimenter toutes ces études sur l'extension de glace au pôle Sud, toutefois elles ne permettent pas d'estimer l'épaisseur de la glace de mer. Cette quantité est pourtant clé dans la fermeture du budget d'eau douce autant à l'échelle régionale que globale. La connaissance de la quantité de glace océanique reste une question encore ouverte. De fait, sans une estimation fiable du volume des glaces et de l'épaisseur de la couverture, il est difficile d'estimer à quel point la glace de l'Antarctique réagit aux changements climatiques. De plus, la glace de mer répond rapidement aux forçages océaniques, atmosphériques et radiatifs, mais influence aussi en retour ces 3 composantes à travers des feedbacks complexes [Tison, 2011]. L'état futur de la glace de mer antarctique est donc délicat à estimer et dépend largement de l'état futur du climat global.

#### 4.1.5 Changement des vents

La dynamique de l'océan Austral est communément attribuée, à différents degrés, aux forçages de flottabilité ainsi qu'au stress de vent [Hogg, 2010, Morrison and Hogg, 2013, Rintoul and Garabato, 2013]. Dans l'hémisphère Sud, les forts vents zonaux de surface forment un jet dont le maximum est situé aux latitudes comprises entre 50°S et 55°S. Ces vents d'Ouest, ou Westerlies, englobent l'Antarctique et jouent un rôle majeur dans la circulation méridienne de retournement ainsi que dans le large transport horizontal opéré par l'ACC. L'analyse des champs de vents est rendue possible grâce à des réanalyses atmosphériques, des données satellites et des observations *in-situ*. Toutes ces données ont montré que les vents d'Ouest s'intensifient et ont augmenté en moyenne annuelle de 20% depuis les années 1970 jusqu'à aujourd'hui [Swart and Fyfe, 2012, Alder et al., 2016, Gent, 2016]. Ces changements sont en partie dus aux processus anthropiques [Thompson et al., 2011].

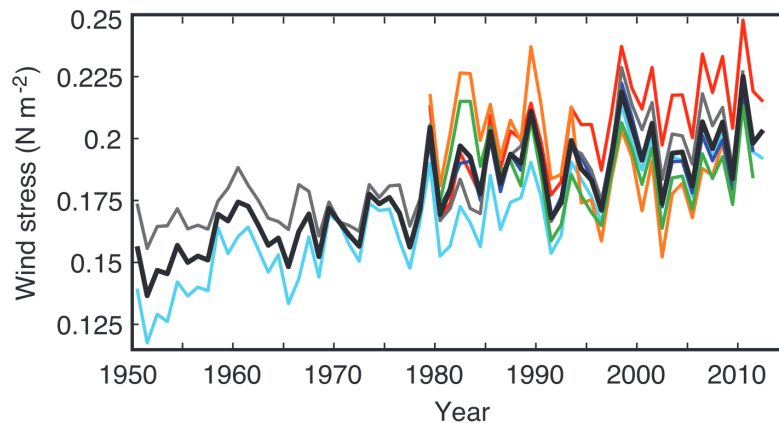


FIG. 4.4: **Série temporelle de la moyenne annuelle du maximum du stress du vent zonal dans l'océan Austral d'après [Rhein et al., 2013].** Estimation du stress du vent en  $N.m^{-2}$  à partir de différentes réanalyses atmosphériques : CFSR (orange), NCEP1 (cyan), NCEP2 (rouge), ERA1 (bleu foncé), MERRA (vert), 20CR (gris). La courbe noire correspond à la moyenne des 6 produits de réanalyses.

[Swart and Fyfe, 2012] mettent en évidence ce renforcement des vents d'Ouest dans 4 (NCEP1, NCEP2, ERA1 et 20CR) des 6 réanalyses considérées en Figure. 4.4. La moyenne globale de ces 6 produits (courbe noire) affiche une intensification du stress du vent passant de

$0.15 N.m^{-2}$  au début des années 50, à  $0.2 N.m^{-2}$  au début des années 2010. L'intensification du stress du vent présente également un cycle saisonnier avec des tendances plus fortes en janvier par exemple [Yang et al., 2007].

Les vents d'Ouest n'ont pas seulement augmenté d'intensité, ils se sont également déplacés vers le pôle Sud au cours des dernières décennies [Gent, 2016]. En conséquent une importante réorganisation de la circulation grande échelle à lieu *via* des modifications de la position des fronts et des taux de subduction [Downes et al., 2011a].

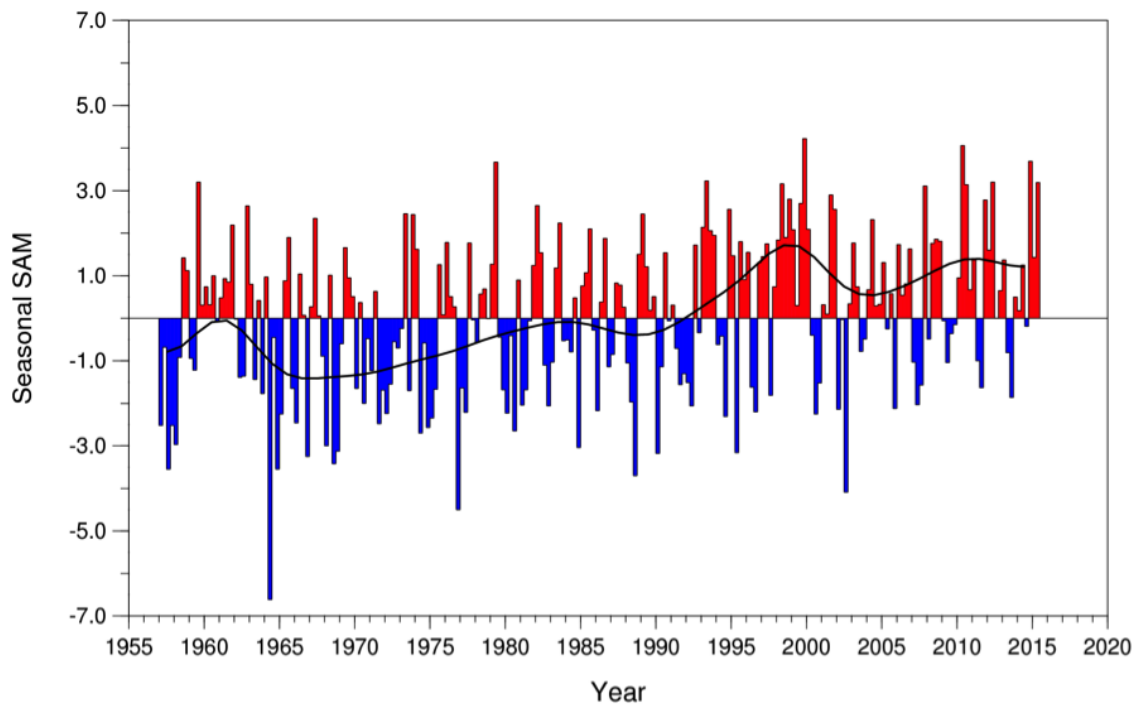


FIG. 4.5: **Série temporelle de l'indice SAM.** La courbe noire correspond à la moyenne glissante sur 10 ans.

L'augmentation de l'intensité et la contraction vers le Sud des vents de l'hémisphère Sud, est associée au mode de variabilité climatique SAM. Le SAM, ou Oscillation Annulaire Antarctique, est le mode dominant de la variabilité climatique à des échelles de temps allant de l'intra-saisonnier à l'inter-annuel et sur toute l'hémisphère Sud [Thompson and Wallace, 2000]. Il explique à lui seul  $\sim 27 - 28\%$  de la variance atmosphérique totale au Sud de  $20^{\circ}S$  [Thompson and Wallace, 2000, Sen Gupta and England, 2006, Barnes and Hartmann, 2010]. Cet indice mesure la variation mensuelle de la différence de pression atmosphérique entre les latitudes  $40^{\circ}S$  et  $65^{\circ}S$  [Mo, 2000]. Il décrit ainsi les mouvements Nord/Sud des vents d'Ouest qui circulent autour du continent Antarctique. La position de ces vents d'Ouest influence directement la force et la position des fronts atmosphériques et des systèmes dépressionnaires, et par extension influence aussi la variabilité de la fonte des glaces [Sen Gupta and England, 2006, Simpkins et al., 2012], les trajectoires des tempêtes [Brahmananda Rao et al., 2003] et la position des fronts de l'ACC [Hall and Visbeck, 2002, Sallée et al., 2008]. Des anomalies de pression positives aux moyennes latitudes combinées à des anomalies de pression négatives aux hautes latitudes, traduisent une phase positive du SAM (SAM+) et *vice-versa* pour la phase négative (SAM-). Lors d'un évènement SAM+, la ceinture de forts vents d'ouest se contracte autour de l'Antarctique, les vents d'Ouest accélèrent, favorise les hautes pressions sur l'ouest de l'Australie

et réduit alors la pénétrations des fronts froids dans le pays. À l'inverse, un évènement SAM-reflète une expansion de la ceinture de vents vers l'Équateur, entraînant ainsi la mise en place de systèmes de basses pressions au dessus de l'Australie et de tempêtes.

Depuis les années 60, on observe une tendance significative à la persistance des phases positives du SAM (Fig. 4.5) ce qui serait associé à la déviation des vents d'Ouest vers le Sud et à l'augmentation de l'intensité de ces vents. La diminution de l'ozone stratosphérique de l'hémisphère Sud, combinée à l'augmentation des gaz à effet de serre seraient les principales causes à cette succession récurrente d'évènements SAM+ depuis 50 ans [Thompson et al., 2011].

Malgré la tendance actuelle à la reconstitution estivale de la couche d'ozone au dessus de l'Antarctique, les modèles prédisent une poursuite de ces évènements SAM+ car l'effet du comblement du trou de la couche d'ozone serait toujours contre-balancé par l'augmentation des gaz à effet de serre [Perlwitz et al., 2008, Sigmund et al., 2011].

#### 4.1.6 Les motivations et objectifs de ce chapitre

L'objectif de ce chapitre est de pousser les précédentes études réalisées au cours de cette thèse, vers une analyse des changements à long terme : sommes-nous capable, à l'heure actuelle, avec les observations disponibles, de commenter les tendances à long terme des caractéristiques de la couche de mélange ainsi que de la transformation des masses d'eau associée ?

Nous venons de voir dans l'introduction de ce chapitre que l'océan Austral subit actuellement des changements de température et de salinité à la surface. Or, nous avons vu dans le chapitre 2 que des changements de température/salinité à la surface peuvent entraîner des modifications de la stratification à la base de la couche de mélange, et donc impacter les interactions entre l'océan intérieur et la surface. Ces modulations de la stratification peuvent s'accompagner de changements de la profondeur de la couche de mélange (voir Section 3.2 du Chap. 2). Afin d'analyser de tels possibles changements dans notre jeu de données, je vais en premier lieu, étudier l'évolution des propriétés de la couche de mélange depuis les 50 dernières années. J'analyserai en particulier des séries temporelles de la profondeur, de la température et de la salinité de la couche de mélange, ainsi que de la stratification en salinité et en température à la base de la couche de mélange.

Dans un second temps, je me concentrerai sur l'origine de ces variations inter-annuelles. Sont-elles pilotées par des changements de flux à la surface ? Et plus particulièrement par ceux associés à la glace de mer ? Pour répondre à ces interrogations, je me replacerai dans le cadre de travail abordé en Chap. 3 [Walin, 1982]. Cette partie fera l'objet d'une étude de la variabilité du taux de transformation de masse d'eau à la surface.

## 4.2 Données et Méthodes

Avant de rentrer dans le détail des analyses, nous présentons ici les différentes méthodes utilisées dans les prochaines sections.

Tout d'abord, dans la section 4.3, nous ne définirons plus la zone de glace de mer de la même façon que jusqu'alors, où il s'agissait de l'océan sous la glace de mer du mois de septembre. Afin de maximiser le nombre d'observations, nous considérons maintenant la zone de glace de mer définie comme la zone au Sud du front polaire où la température de la couche de mélange est inférieure à  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$  et la densité potentielle de la couche de mélange est supérieure ou égale à  $27.2\text{ kg.m}^{-3}$ . Le critère de  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$  est une approximation communément utilisée pour définir la limite Nord du front polaire [Botnikov, 1963, Dong et al., 2006], et nous y ajoutons un critère de densité potentielle qui correspond à 27.2, soit  $\sim 27.3$  en densité



neutre ce qui correspond à la zone où plus de 80 % des points sont sous la glace de mer (voir Fig. S5 du chapitre 3).

De plus nous travaillerons à nouveau sur la densité potentielle, à la place de la densité neutre. Cependant dans un souci de comparaison, nous ferons souvent le parallèle entre  $\sigma$  et  $\gamma$ . Ces équivalences sont estimées d'après la relation présentée en Figure S7 du chapitre 3.

Les figures de ces sections correspondent, pour la plupart, à des séries temporelles des anomalies de différents paramètres de la couche de mélange. Toutes ces figures sont compilées de la même façon : l'axe des abscisses correspond aux années depuis 1960 et chaque paramètre présenté a toujours le même axe des ordonnées afin de faciliter la comparaison entre les différentes figures. De plus, chaque figure est également composée d'une droite de régression linéaire noire indiquant la tendance du paramètre en question depuis 1960, d'une courbe rouge correspondant à la moyenne glissante sur 10 ans et de valeurs au dessus de chaque figure indiquant le coefficient de corrélation entre les données et la régression linéaire et la p-value qui indique si la corrélation est significative (plus la p-value est faible, plus la corrélation est significative). Chaque point des séries temporelles a une barre d'erreur qui correspond à l'erreur standard calculée comme suit :

$$\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$$

où  $\sigma$  correspond à l'écart-type et  $n$  au nombre d'observations.

### 4.3 Tendances multi-décennales des propriétés de la couche de mélange

Actuellement, et dans le contexte de changement climatique, de nombreuses études s'intéressent aux changements des propriétés de l'océan sur le long-terme. Le jeu de données utilisé dans cette thèse offre près de 50 ans de suivi des caractéristiques hydrologiques de l'océan Austral comme le montre l'inventaire mensuel du nombre de données disponibles (Fig. 4.6).

Dans cette section, nous analyserons les tendances des caractéristiques de la couche de mélange océanique au Sud du front polaire (c-à-d la région où la température de la couche de mélange est inférieure à  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , et où la densité potentielle de la couche de mélange est supérieure ou égale à  $27.2\text{ kg.m}^{-3}$  ( $27.2\text{ } \sigma \sim 27.3\text{ } \gamma$ )). Nous construisons des séries temporelles d'anomalies de caractéristiques de propriétés de la couche de mélange. L'anomalie est définie par rapport au cycle saisonnier climatologique local (voir chapitre 2). Retirer le cycle saisonnier local permet de s'affranchir de biais dans l'échantillonnage de telle ou telle saison qui aurait pu être plus intense à telle ou telle période. Pour chaque mois entre janvier 1960 et décembre 2015, la moyenne mensuelle des anomalies est calculée, ainsi que l'erreur standard autour de cette moyenne. Nous calculons ensuite une moyenne glissante sur 10 ans, ainsi qu'une tendance linéaire sur l'ensemble de la période considérée (1960-2015).

### 4.3. Tendances multi-décennales des propriétés de la couche de mélange

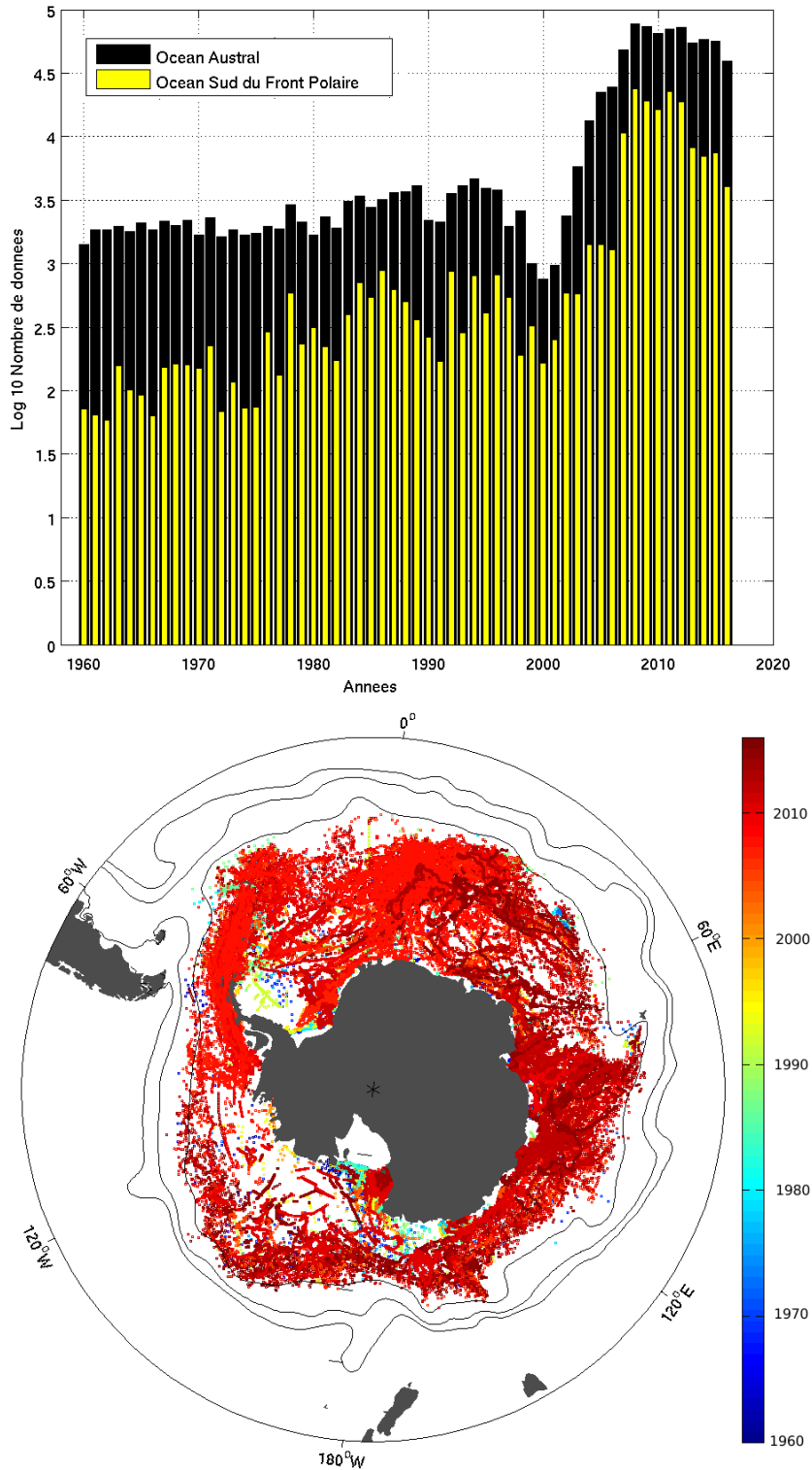


FIG. 4.6: **Données au Sud du front polaire (région où  $MLT < 2^{\circ}C$  et  $\sigma \geq 27.2$   $kg.m^{-3}$ ).** Le diagramme supérieur correspond à la série temporelle du log10 du nombre de données sur l'ensemble de l'océan Austral (en noir) et au Sud du front polaire (en jaune). La carte inférieure présente la localisation géographique des données au Sud du front polaire avec l'année de la donnée en couleur.

### 4.3.1 Tendances au Sud du front polaire

Avant de commencer l'analyse des longues séries temporelles, nous nous assurons qu'inclure les données d'éléphants de mer n'ajoute pas un biais systématique dans les tendances. En effet, les données éléphants de mer ne se sont développées qu'à partir des années 2000 ce qui a injecté une grande quantité d'observations durant cette période, avec une qualité de mesures inférieure au reste du jeu de données (voir chapitre 2). Il pourrait donc perturber les tendances. Dans un premier temps, nous excluons les données d'éléphants de mer de l'analyse (Fig. 4.7).

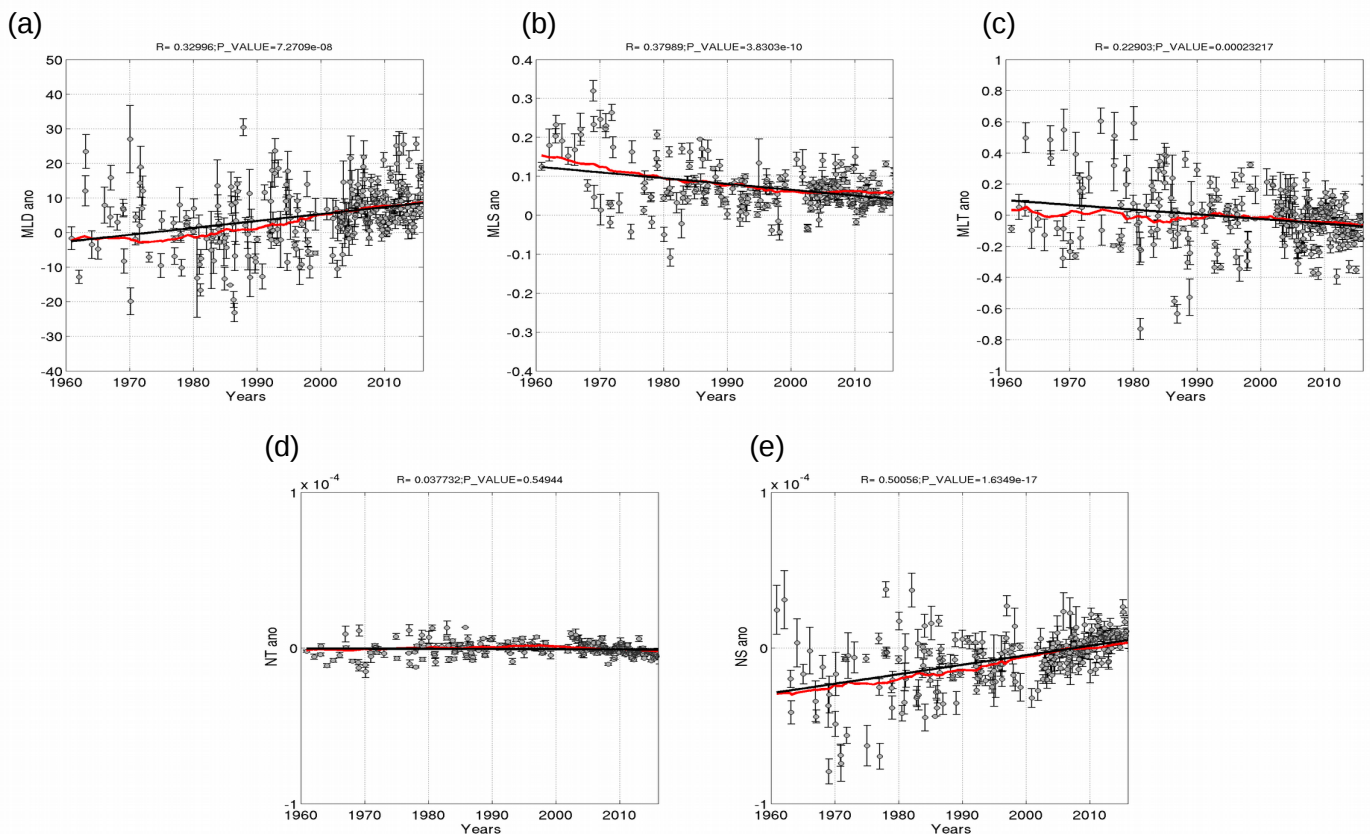


FIG. 4.7: Série temporelle des anomalies des propriétés des eaux au Sud du front polaire (avec  $MLT < 2^{\circ}C$  et  $\sigma \geq 27.2 \text{ kg.m}^{-3}$ ), uniquement avec les données issues de flotteurs Argo et de bateaux. Série temporelle des anomalies de (a) la profondeur de la couche de mélange, (b) la salinité de la couche de mélange, (c) la température de la couche de mélange, (d) la stratification en température et (e) en salinité. Les droites noires sont les régressions linéaires sur l'ensemble de la période, et les courbes rouges sont les moyennes glissantes sur 10 ans. La corrélation (R) et l'indice de significativité (P-VALUE) entre la moyenne mensuelle d'anomalie et la tendance à long terme, sont indiqués au dessus de chaque figure. Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard par rapport à la moyenne des anomalies mensuelles.

La Figure 4.7 présente les séries temporelles des anomalies des principales propriétés de la couche de mélange des eaux au Sud du front polaire (c-à-d  $MLT < 2^{\circ}C$  et  $\sigma \geq 27.2 \text{ kg.m}^{-3}$ ). Si la variabilité inter-annuelle est prononcée, certaines tendances à long terme semblent

### 4.3. Tendances multi-décennales des propriétés de la couche de mélange

pourtant se dégager, notamment sur la profondeur de la couche de mélange, la salinité de la couche de mélange, la température de la couche de mélange, et la stratification haline sous la couche de mélange. Ces tendances traduisent qu'au cours des 50 dernières années, la couche de mélange se serait légèrement approfondie (Fig. 4.7a). Ce signal est également associé à un adoucissement (baisse de salinité) assez marqué (Fig. 4.7b), et à un léger refroidissement (Fig. 4.7c) de la région. Il est également intéressant de noter l'évolution de la stratification à la base de la couche de mélange (Fig. 4.7d et e). On note que la stratification en salinité a sensiblement augmenté au cours de la période alors que le changement de stratification en température est négligeable. On observe une fois encore, l'effet dominant de la salinité sur la stratification. Les deux tendances les plus claires, i.e. qui ressortent le mieux de la variabilité inter-annuelle, sont les tendances en salinité et en stratification haline, avec des corrélations entre anomalies mensuelles et tendance à long terme de  $\sim 0.45$  (Fig. 4.7). Les tendances en température et en profondeur de la couche de mélange se dégagent moins clairement du «bruit» inter-annuel (corrélations entre anomalies mensuelles et tendance à long terme de  $\sim 0.25$ ; Fig. 4.7).

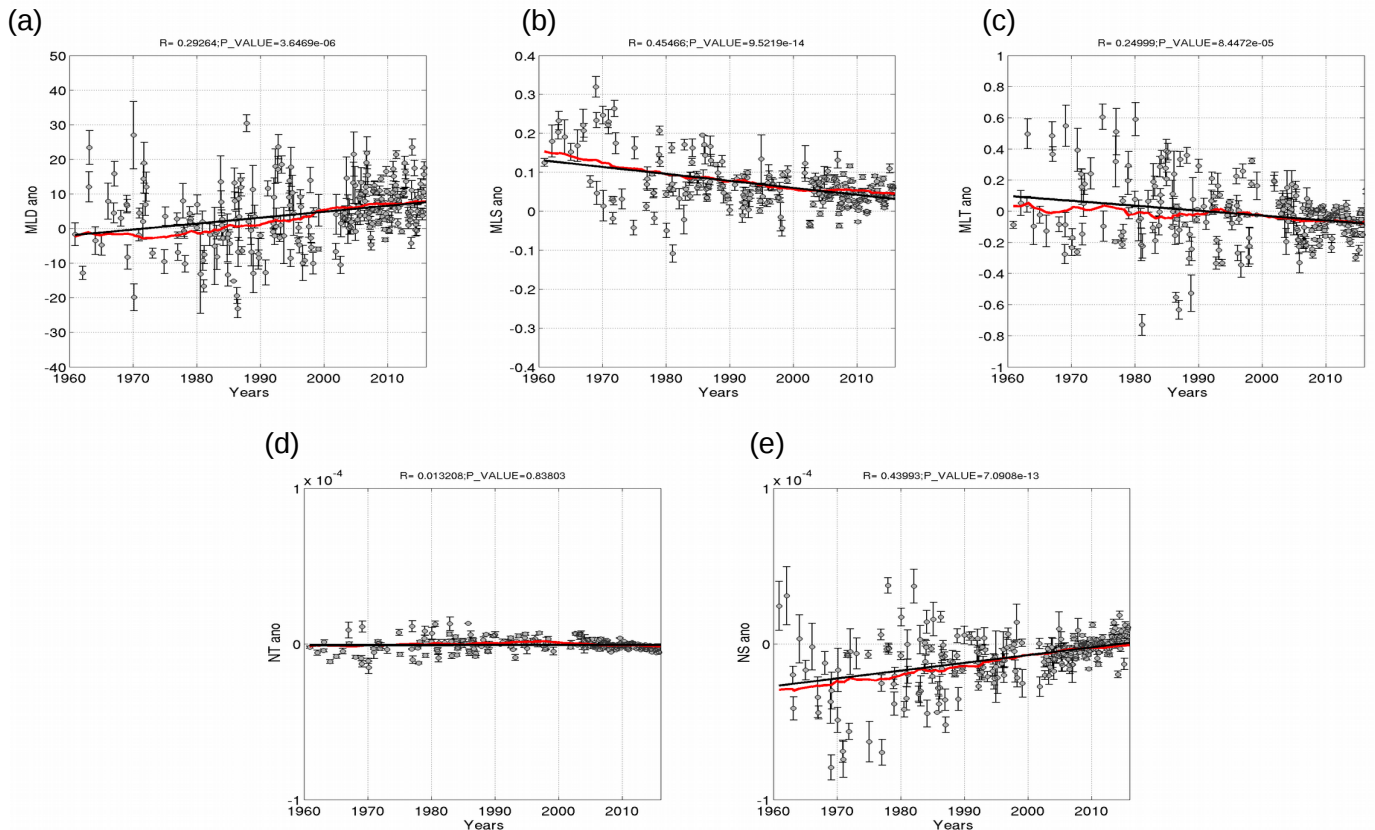


FIG. 4.8: Même chose que pour la Fig. 4.7 mais en utilisant la combinaison des trois jeux de données issus des bateaux, des flotteurs Argo et des éléphants de mer.

Si nous comparons maintenant ces séries temporelles d'anomalies et leurs tendances associées, à l'équivalent, mais en incluant cette fois les données des éléphants de mer, nous constatons peu, si ce n'est pas, de différences (Fig. 4.7 vs. Fig. 4.8). Bien que les obser-

vations d'éléphants de mer injectent énormément de données à partir des années 2000, les moyennes glissantes (courbes rouges) et les tendances (droites noires) restent assez similaires et les tendances sont visibles dans les 3 jeux de données. Nous décidons de réaliser les analyses suivantes en tenant compte des données éléphants de mer, qui constituent une source d'information supplémentaire et qui permettent de s'assurer d'inclure un maximum de régions et de saisons différentes dans notre analyse.

**L'augmentation de la stratification.** Nous estimons la stabilité à la base de la couche de mélange à partir du gradient vertical de salinité et de température entre la couche de mélange et 15 m sous la couche de mélange (voir Chap. 2, section 2.3). À l'aide de la série temporelle de salinité de la couche de mélange (Fig. 4.8b), nous essayons de discerner si les changements de stratification sur les 50 ans proviennent de la couche de mélange ou de l'intérieur de l'océan. Sur la série temporelle de salinité de la couche de mélange, on relève un changement de  $\sim 0.1$  PSU au cours des 50 dernières années, qui correspondrait à un changement de stabilité en salinité suivant, si l'on admet que les changements de salinité 15 m sous la couche de mélange sont nuls :

$$\Delta N_s = \frac{0.1}{15} \times \beta \times g \simeq 4.9 \times 10^{-5} s^{-2} \quad (4.1)$$

On observe que ce changement est du même ordre de grandeur que celui observé sur la Figure. 4.8e de  $\sim 3.10^{-5} s^{-2}$  en 50 ans. Ce résultat nous indique que la variation de la stratification en salinité,  $\Delta N_s$ , est très certainement principalement due à un changement de salinité dans la couche de mélange. Un tel changement de salinité de surface et de stratification haline associé, est cohérent avec une augmentation des précipitations, et/ou un changement de régime de glace de mer, et/ou une augmentation du taux de fonte des plateformes glaciaires antarctiques. Haumann et al. (2016) ont récemment décrit une augmentation du flux d'eau douce par changement de régime de la glace de mer, en accord avec nos résultats.

**L'approfondissement de la couche de mélange.** Une augmentation de la stratification haline se traduirait intuitivement par une réduction de l'épaisseur de la couche de mélange, car elle aurait plus de mal à se déstabiliser. Nous obtenons cependant le résultat inverse. D'après nos résultats, la couche de mélange devient de plus en plus profonde au fil des années. En effet, on note qu'elle s'approfondit de  $\sim 7$  m en 50 ans. Cet approfondissement est surprenant et nous n'en connaissons pas les raisons. Nous ne pouvons évidemment pas exclure que cette tendance ne soit pas significative ; la corrélation entre anomalie mensuelle et tendance est de 0.29, indiquant que la tendance ne ressort pas de façon nette de la variabilité inter-annuelle. Si nous tentons toutefois d'expliquer cette tendance, nous pouvons dire qu'elle pourrait être due à (1) une diminution des forçages de flottabilité ou à (2) une augmentation des forçages mécaniques (vents). Cependant les flux de flottabilité sont dominés par les flux d'eau douce, et à en croire la tendance d'adoucissement en salinité, les flux d'eaux douce devraient indiquer une tendance à un amincissement de la couche de mélange. D'autres forçages pourraient entrer en jeu, comme les forçages mécaniques qui peuvent également piloter des variations de la profondeur de la couche de mélange. Face à ces résultats intéressants, et de prime abord contre-intuitifs, nous proposons de pousser l'analyse pour mieux comprendre les phénomènes en jeu. Notamment, nous allons maintenant explorer s'il y a un effet saisonnier et/ou régional sur ces résultats.

### 4.3.2 Cycle saisonnier des tendances à long terme

Nous divisons le jeu de donnée en été (décembre-janvier-février, Fig. 4.9) et hiver (juin-juillet et août, Fig. 4.10) afin de comprendre l'effet de la saisonnalité sur les anomalies des propriétés de la couche de mélange.

### 4.3. Tendances multi-décennales des propriétés de la couche de mélange

En été (Fig. 4.9), aucune tendance ne se dégage de la variabilité inter-annuelle sur la profondeur de la couche de mélange. En revanche le signal en salinité est fort et on observe une diminution prononcée de la salinité de la couche de mélange. La stabilité en salinité à la base de la couche de mélange augmente fortement au cours des 50 ans. On note aussi, comme lorsqu'on considère l'ensemble du cycle saisonnier, que la température diminue légèrement mais cela ne semble pas affecter la stabilité en température à la base de la couche de mélange, ou de manière très faible.

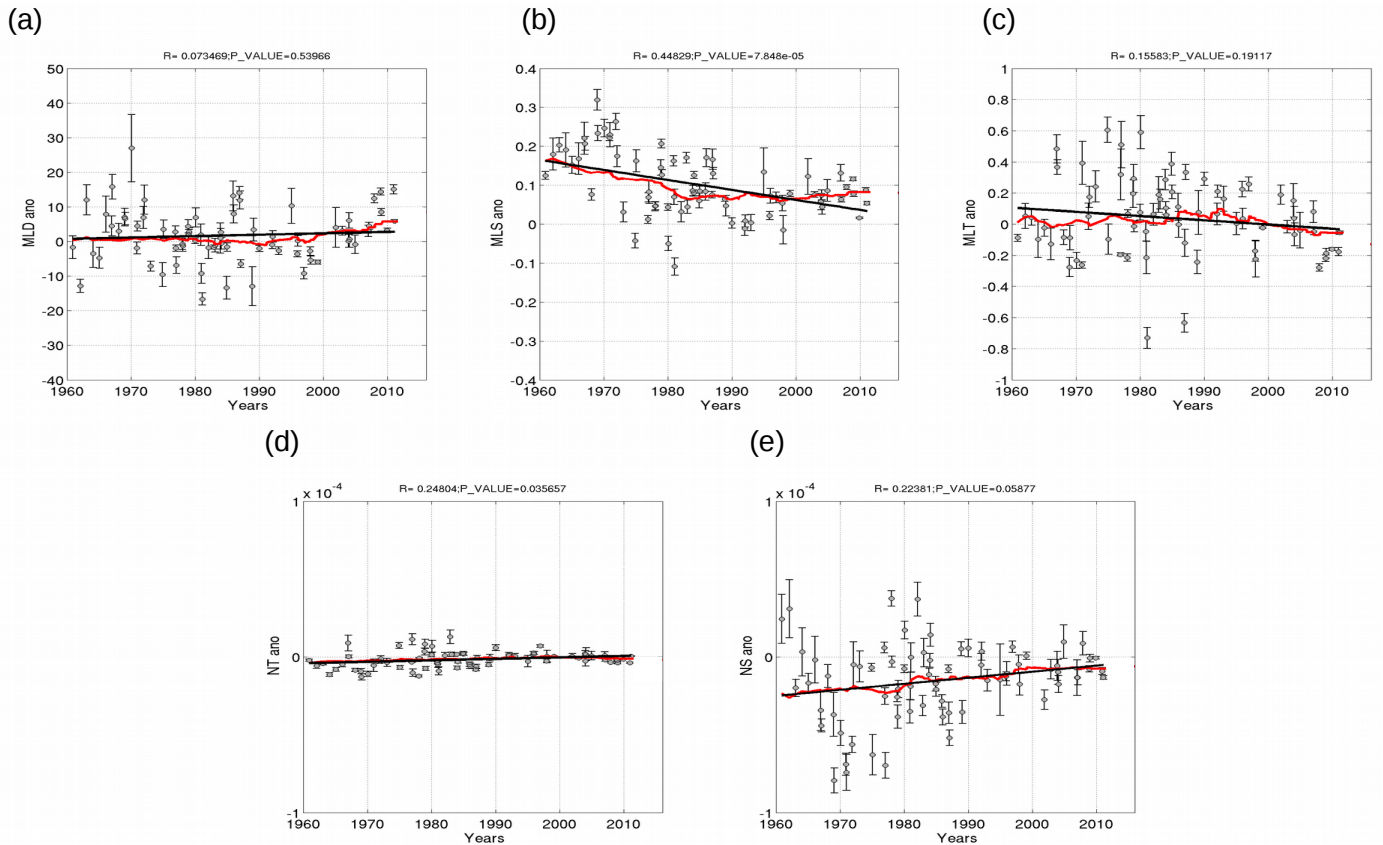


FIG. 4.9: Même chose que pour la Fig. 4.8 mais en ne sélectionnant que les données estivales.

Le signal hivernal (Fig. 4.10), fait apparaître des tendances très distinctes par rapport aux tendances estivales : une tendance nette de la profondeur de la couche de mélange indique un approfondissement important sur le long terme, de l'ordre de 10 m, avec une corrélation entre données mensuelles et tendance bien plus importante que sur le signal analysé sur l'ensemble du cycle saisonnier. C'est donc en hiver que ce signal d'approfondissement de la couche de mélange apparaît. Par ailleurs, la tendance hivernale en salinité est très faible, mais de manière intéressante, on observe une nette tendance à l'augmentation de la stratification haline hivernale. Si l'on reprend le calcul présenté en Equation. 4.1, nous pouvons estimer le changement de stratification en salinité,  $N_s$ , associé au changement de salinité observé sur la Figure. 4.10b. On note que la variation de salinité est très faible en hiver, elle est de -0.01 ce qui correspond à  $N_s$  de :



$$\Delta N_s = \frac{0.01}{15} \times \beta \times g \simeq 5.7 \times 10^{-6} s^{-2} \quad (4.2)$$

Or si l'on compare ce résultat à la variation réellement observée de la stratification en salinité (Fig. 4.10 e), on observe qu'elle est de  $0.3 \times 10^{-4} s^{-2}$ . La variabilité de la salinité de la couche de mélange n'explique donc pas l'augmentation de la stratification haline hivernale. Cela nous indique clairement que l'augmentation hivernale de la stabilité est associée à l'océan intérieur. Une hypothèse plausible est donc qu'en hiver la couche de mélange plonge plus profondément au fil des années et entre alors en contact avec une couche inférieure plus stratifiée ce qui expliquerait l'augmentation de la stratification sans changements de salinité apparent dans la couche de mélange.

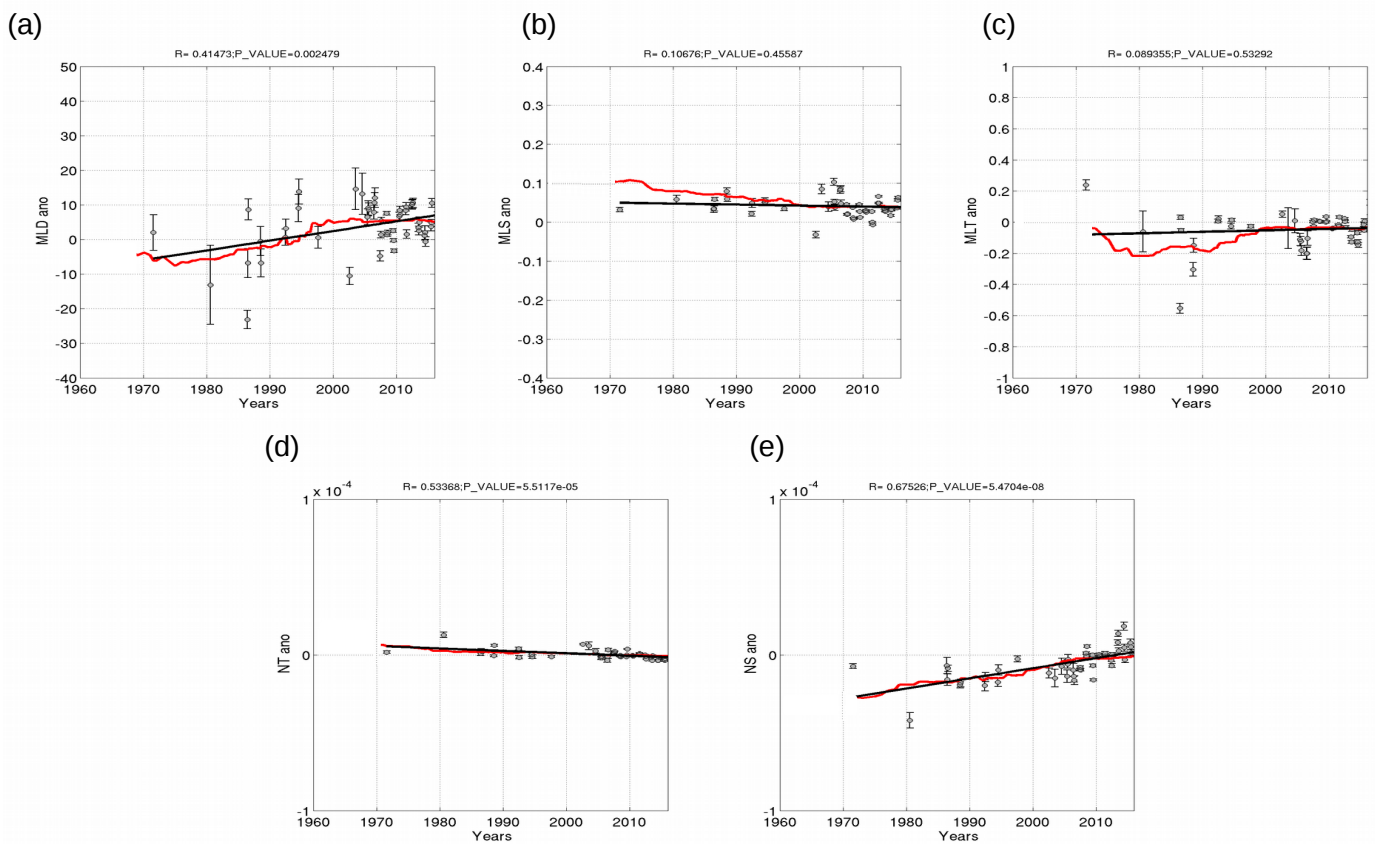


FIG. 4.10: Même chose que pour la Fig. 4.8 mais en ne sélectionnant que les données hivernales.

#### 4.3.3 Régionalisation du signal

Le signal discuté ci-dessus pourrait potentiellement être dominé par des tendances fortes sur certaines régions particulières de l'océan sub-polaire, ce qui modifierait notre interprétation. Afin de nous éclairer, nous étudions ici les tendances régionales. Pour cela nous découpons ici l'océan Austral en différents secteurs au Sud du front polaire : le secteur de Weddell et le secteur de Ross, qui sont tout deux représentés sur la Figure 4.11. Étant donnée la faible couverture de données disponibles, il nous est impossible de faire une étude plus régionale que celle là.

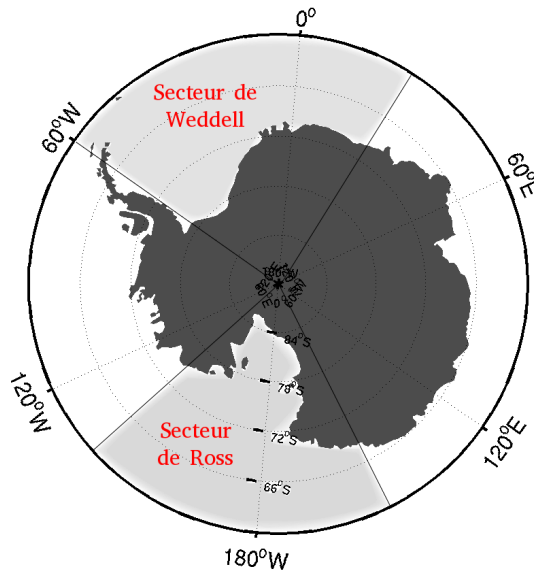


FIG. 4.11: Délimitation du Secteur de Weddell et du secteur de Ross au Sud du front polaire.

**Les secteurs de Ross et Weddell.** Dans le secteur de Ross on peut voir que les anomalies de la profondeur de la couche de mélange (Fig. 4.12a) augmentent légèrement tandis que la salinité diminue de  $\sim 0.1$  ce qui est associé à une augmentation de la stratification en salinité. La température et la stratification en température ne présentent pas de tendances particulières. Bien que la densité de données soit moins importante dans le secteur de Weddell (Fig. 4.13), on retrouve les mêmes tendances qu'à l'échelle plus globale ainsi que les mêmes tendances que dans le secteur de Ross.

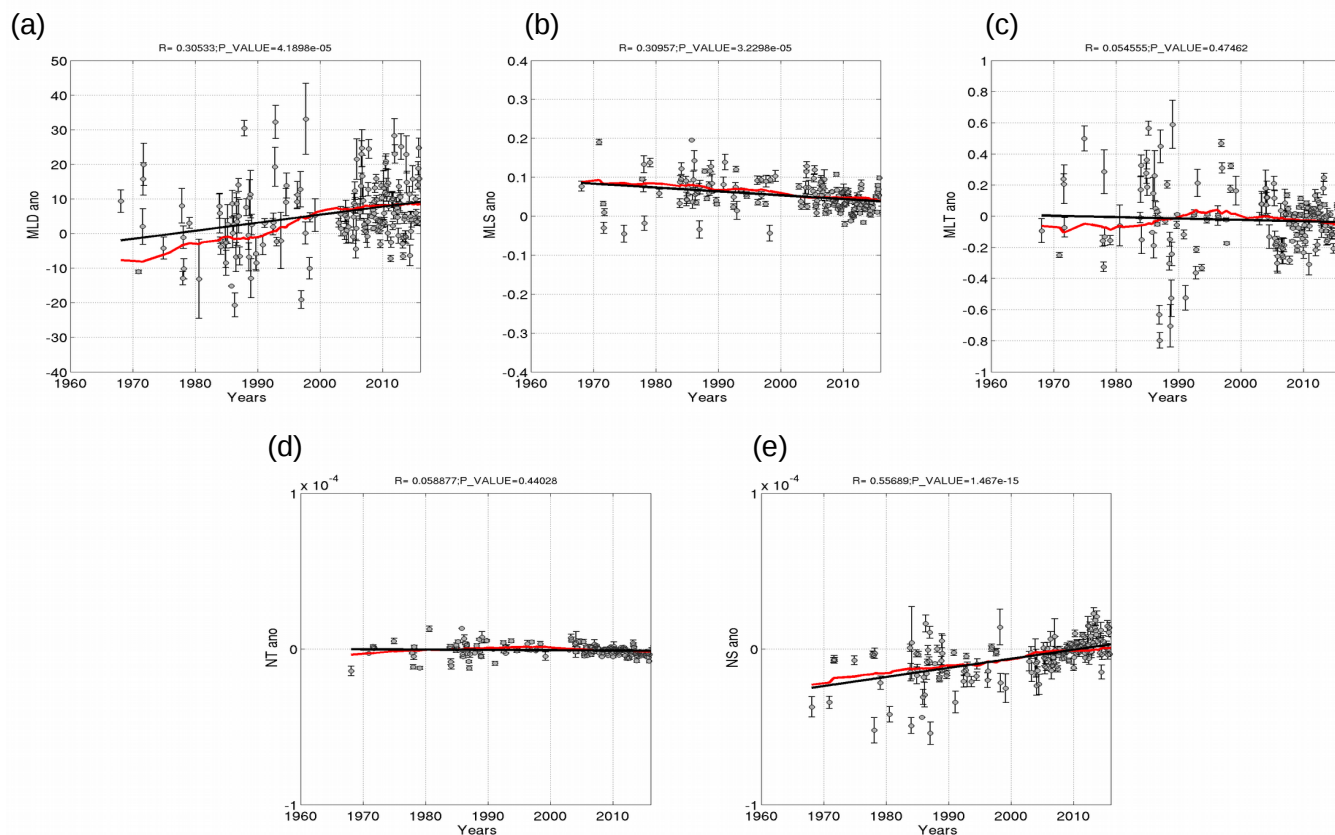


FIG. 4.12: Même chose que pour la Fig. 4.8 mais en ne sélectionnant que les données du secteur de Ross.

### 4.3. Tendances multi-décennales des propriétés de la couche de mélange

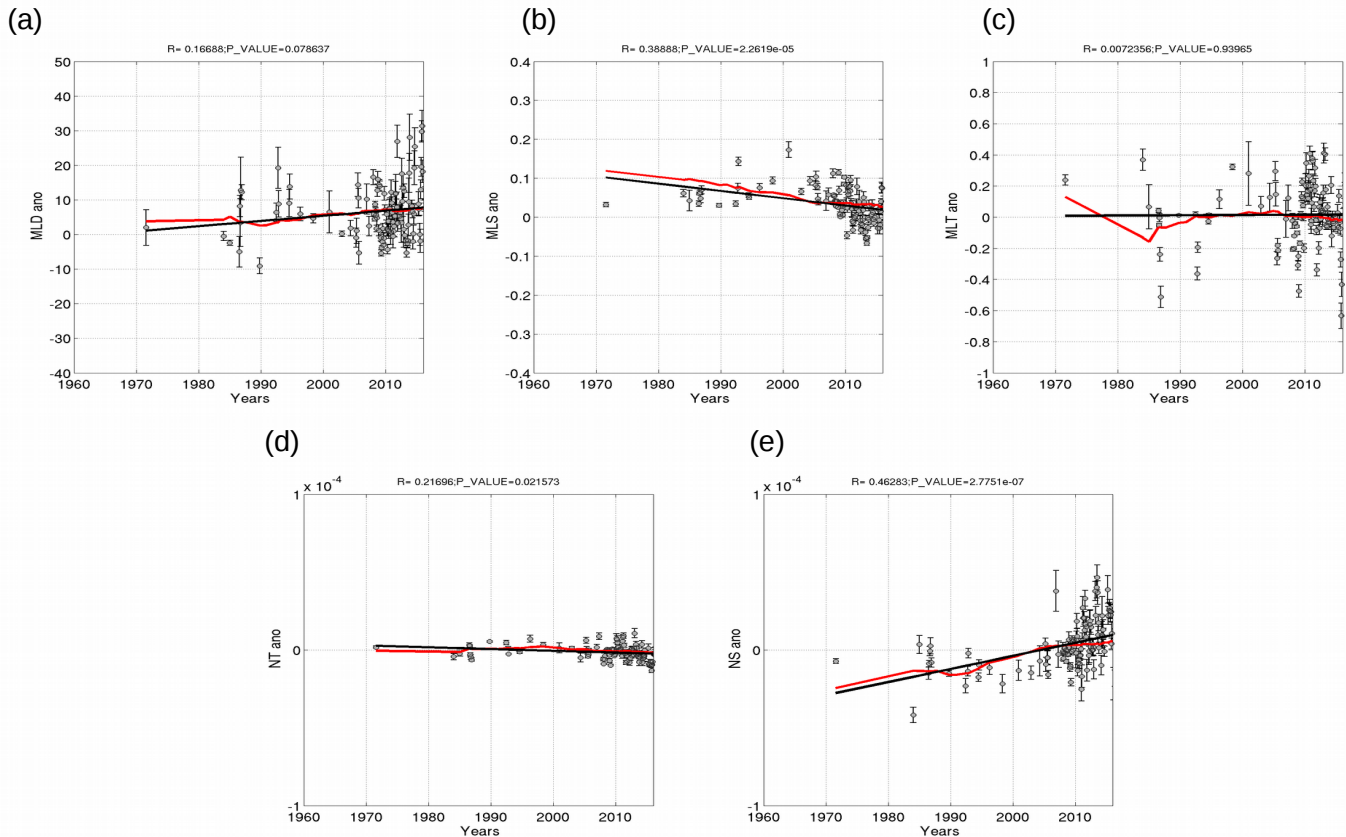


FIG. 4.13: Même chose que pour la Fig. 4.8 mais en ne sélectionnant que les données du secteur de Weddell.

#### 4.3.4 Discussion des résultats sur les tendances à long terme

Les tendances sur les 50 dernières années indiquent une diminution de la salinité dans la couche de mélange de l'ordre de  $(-0.1 \text{ PSU}/50 \text{ ans soit } -0.02 \text{ PSU}/\text{décennie})$ , une augmentation de la stratification haline à la base de la couche de mélange, et un approfondissement de la couche de mélange. Ces tendances sont cohérentes sur l'ensemble de la ceinture circumpolaire au sud du front polaire, ainsi que dans les secteurs de Ross et de Weddell. Cependant, lorsque l'on décompose ce signal de façon saisonnière, il apparaît que cette diminution de la salinité s'opère en grande partie durant l'été où on note alors une augmentation de la stratification en salinité et pas de changements de profondeur de la couche de mélange. En revanche en hiver, la stratification en salinité augmente également très significativement, associée à un fort approfondissement de la couche de mélange mais sans changements de salinité dans la couche de mélange. Si il est difficile de conclure de façon nette sur les changements en cours dans la région sub-polaire, nos résultats éclairent de possibles hypothèses que nous discutons ici. Les changements estivaux sont cohérents avec un adoucissement de la couche de mélange par perturbation du cycle de l'eau douce. Haumann et al., (2016) mettent en évidence un changement de régime de la banquise antarctique qu'ils évaluent à une diminution de la salinité de  $0.02 \pm 0.01 \text{ PSU}/\text{décennie}$  sur les trois dernières décennies. Nos résultats sont tout à fait en accord avec cette tendance, avec des tendances estivales du même ordre de grandeur, ce qui nous invite à proposer que les changements de salinité que l'on observe dans la couche

de mélange au cours des 50 dernières années sont en effet dues à des changements de régime de la glace de mer, pas seulement à cause d’une augmentation de l’eau de fonte, mais surtout à cause de changements dans l’export de glace vers le Nord [Haumann et al., 2016]. En revanche cet adoucissement de la couche de mélange n’est pas observé en hiver. Nous proposons ici une explication. D’une part, le volume de la couche de mélange est beaucoup plus important en hiver qu’en été, ainsi tout changement sur les flux de surface est plus dilué en hiver. D’autre part, nous observons un approfondissement hivernal de la couche de mélange. Cet approfondissement se traduit par une augmentation du flux de chaleur et de sel entraîné en hiver dans la couche de mélange (la couche de CDW sous-jacente qui est entraînée est plus chaude et plus salée que la couche de surface ; voir Fig 10, chapitre 2). Il est ainsi possible qu’en hiver, en plus de l’effet de dilution, l’adoucissement général de la couche de mélange soit contre-balancé en partie par un apport de sel par entrainement. Notons également que l’augmentation de l’entrainement de CDW serait cohérente et serait une explication possible des observations récentes qui indiquent que les CDW ont tendance à remonter plus en surface sur le pourtour Antarctique [Schmidtke et al., 2014]. La raison d’un tel approfondissement de la couche de mélange hivernale reste néanmoins peu claire, c’est une question encore ouverte. Ici, nous ne pouvons que proposer des pistes de réflexions sur la possible augmentation du transfert atmosphérique de moment à l’océan associé aux changements de distribution de banquise. Plus généralement, la tendance à l’approfondissement de la couche de mélange hivernale et l’augmentation de l’entrainement hivernal de CDW qu’elle implique, pourraient suggérer une modification de la circulation de retournement à grande échelle. Établir un lien entre les tendances des changements des propriétés de la couche de mélange depuis 50 ans, et des potentiels changements de la circulation de retournement est un défi considérable à partir des données éparées auxquelles nous avons accès. Mais face à l’importance de la question pour le climat (e.g. [Le Quéré et al., 2007, Armour et al., 2016]), nous essayons dans les prochaines sections de creuser la question et nous construisons une approche qualitative afin de comprendre l’impact de la variabilité inter-annuelle sur la circulation océanique.

#### 4.4 Tendances multi-décennales de la transformation de masses d’eau

Afin de discuter la variation de la circulation océanique à partir du cadre conceptuel du chapitre 3, il nous faut connaître la tendance sur les flux de flottabilité à la surface, ainsi que la tendance sur la densité de la couche de mélange. Il est possible d’aborder cette question à partir d’une vision simplifiée du problème que l’on pourrait écrire sous la forme suivante :

$$\underbrace{\delta\Pi}_1 = \underbrace{\delta\mathcal{B} \times \bar{\rho}}_2 + \underbrace{\bar{\mathcal{B}} \times \delta\rho}_3 \quad (4.3)$$

Variabilité du	Variabilité du flux de	Variabilité de la densité
transport	flottabilité à la surface	de la couche de mélange

Les sections suivantes s’articulent autour des différents termes de cette équation et se divisent en 2 parties :

- \* Nous commencerons tout d’abord par l’étude du terme 3 de l’Eq. 4.3. Dans la section 4.4.1, nous explorerons l’importance potentielle que les tendances sur la densité de la couche de mélange peuvent avoir sur notre vision des tendances de la formation de masses d’eau.

\* Puis dans la section 4.4.2, nous finirons par l'étude du terme 2 de l'Eq. 4.3. Nous avons vu précédemment que les eaux à la surface sont moins salées depuis 50 ans [Jacobs et al., 2002b, Jacobs and Giulivi, 2010], indiquant des modifications dans la répartition du flux de sel à travers l'océan Austral. Il y a donc aussi des changements dans les classes de densité où sont injectés/supprimés les flux de flottabilité. Il est possible que ces changements de flux de flottabilité entraînent des changements dans le taux de formation/transformation des masses d'eau et donc des changements dans l'intensité de la circulation verticale (upwelling et subduction). C'est ce que nous essaierons de mettre en évidence.

##### 4.4.1 Tendances sur la densité de la couche de mélange

D'après nos résultats et ceux de [Haumann et al., 2016], les tendances dans le flux d'eau douce à la surface entraînent un adoucissement de  $-0.02 \pm 0.01$  PSU par décennie dans les eaux de surface. Si l'on considère l'équation d'état de l'eau de mer, et que l'on se place à la surface et sans variations de températures, nous pouvons considérer qu'elle est linéaire. De cette façon, en implémentant le changement de salinité observé actuellement ( $-0.02 \pm 0.01$  PSU/décennie), nous estimons qu'il correspond en fait à une variation de densité de l'ordre de  $\sim 0.0016$   $kg.m^{-3}$  par an. Si une telle tendance est notable et importante à comprendre, ce taux de changement est faible dans le cadre d'un calcul de transformation de masse d'eau comme celui introduit au chapitre 3, avec des classes de densité d'ordre de grandeur de  $0.1$   $kg.m^{-3}$ . Ces tendances peuvent cacher des variations inter-annuelles ou intra-saisonnière plus fortes. Afin d'aborder cette question, nous calculons l'écart-type des anomalies de densité de la couche de mélange, observé dans notre jeu de données autour de la moyenne climatologique. La figure. 4.14 décrit l'écart-type moyenné par classes de densité avec un pas de  $0.1$   $kg.m^{-3}$  des anomalies de la densité potentielle de la couche de mélange (courbe noire et valeurs associées). Les barres d'erreurs correspondent à l'écart-type de toutes les anomalies de la densité potentielle de la couche de mélange en fonction des classes de densité considérées. La variabilité de la densité de la couche de mélange est importante dans les classes de densité inférieures à  $26.4$   $\gamma$  où l'écart-type atteint plus de  $0.1$   $kg.m^{-3}$ . Au delà de cette limite, dans les classes de densités supérieures à  $26.4$   $\gamma$ , l'écart-type de la densité potentielle de la couche de mélange est compris entre  $0.05$  et  $0.08$   $kg.m^{-3}$ . Ces résultats ainsi que notre simulation de la tendance à long terme de la densité de la couche de mélange ( $\sim 0.016$   $kg.m^{-3}$ /décennie), nous indiquent que les variabilités de la couche de mélange sont faibles dans le cadre d'une estimation de transformation de masse d'eau estimée par classe de densité de  $0.1$   $kg.m^{-3}$ . Nous ferons donc, dans la suite de cette section, l'hypothèse que le terme 3 de l'équation 4.3 est faible.



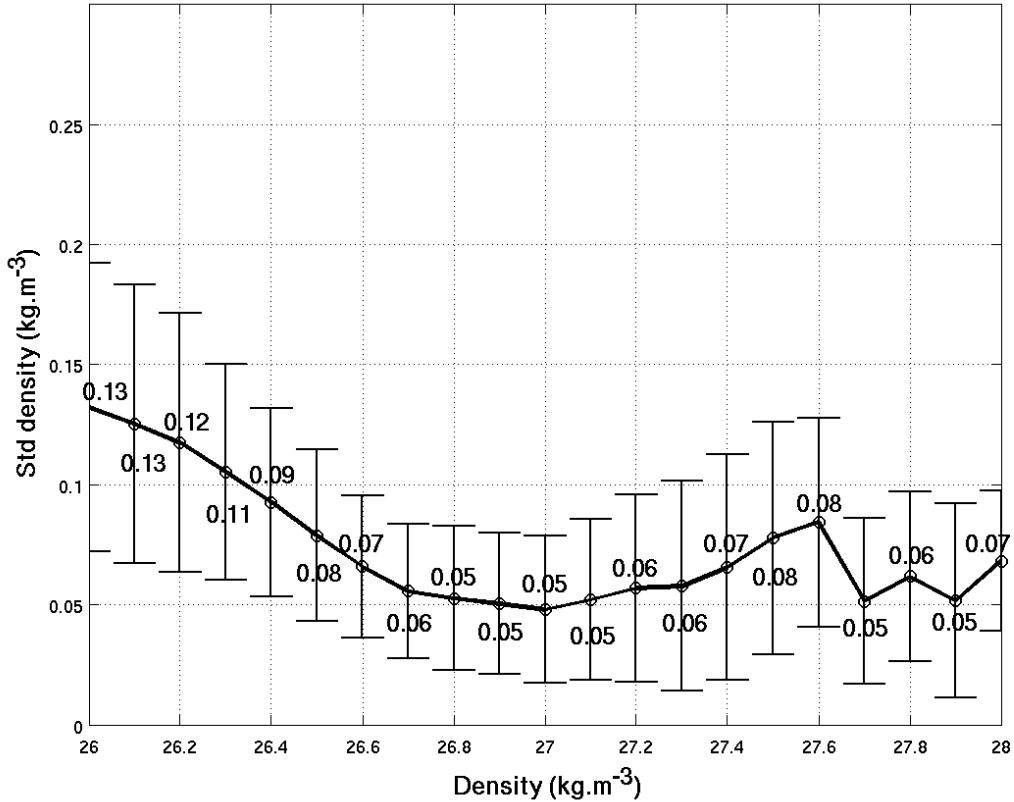


FIG. 4.14: Écart-type des anomalies de la densité potentielle de la couche de mélange en fonction des classes de densité. La courbe noire et les valeurs correspondantes sont les écarts-type des anomalies de la densité potentielle moyennés sur chaque classe de densité de  $0.1 \text{ kg.m}^{-3}$ . Les barres d'erreur correspondent à l'écart-type des anomalies de la densité potentielle de la couche de mélange pour chaque classe de densité de  $0.1 \text{ kg.m}^{-3}$ .

#### 4.4.2 Tendances multi-décennales de la divergence des CDW

Au même titre que l'équation (3) du chapitre 3, qui présente le taux de formation de masses d'eau, la variation de cette grandeur ( $\partial F(\sigma, t)/\partial \sigma \cdot \delta \sigma$ ) peut s'exprimer de la façon suivante :

$$\frac{\partial V(\sigma, t)}{\partial t} + M(\sigma, t) = -\frac{\partial F(\sigma, t)}{\partial \sigma} \cdot \delta \sigma \quad (4.4)$$

où  $V$  est le volume d'eau dans la couche de mélange et  $M$  est le taux de subduction/obduction dans la couche de mélange. Cette section a pour but d'analyser la variation multi-décennale de la transformation de masses d'eau ( $\partial F(\sigma, t)/\partial \sigma \cdot \delta \sigma$ ) et d'observer si des changements sur le long-terme de la circulation méridionale s'opèrent. Si c'est le cas, nous verrons si des changements du taux de transformation sont associés à une variation du volume de la couche de mélange ( $\partial V$ ) ou à une variation de l'intensité de l'upwelling de CDW ( $M$ ).

Dans le chapitre 3, nous estimions les flux de flottabilité en surface à partir d'un bilan de flottabilité de la couche de mélange. Pour une analyse inter-annuelle, nous ne pouvons pas utiliser cette approche. Étant donné que les flux issus de l'analyse de [Haumann et al., 2016]

#### 4.4. Tendances multi-décennales de la transformation de masses d'eau

sont cohérents avec un certain nombre de nos résultats, nous proposons de les utiliser pour estimer en quoi les changements décrits par [Haumann et al., 2016] impacteraient la circulation grande échelle. Ce jeu de données fournit des estimations du flux d'eau douce à la surface provenant de la formation de glace de mer, de la fonte de la glace de mer et du transport latéral de glace de mer à travers l'océan Austral sur la période 1988–2008.

Time series of the annual mean water mass transformation in sea ice zone (from Haumann data)

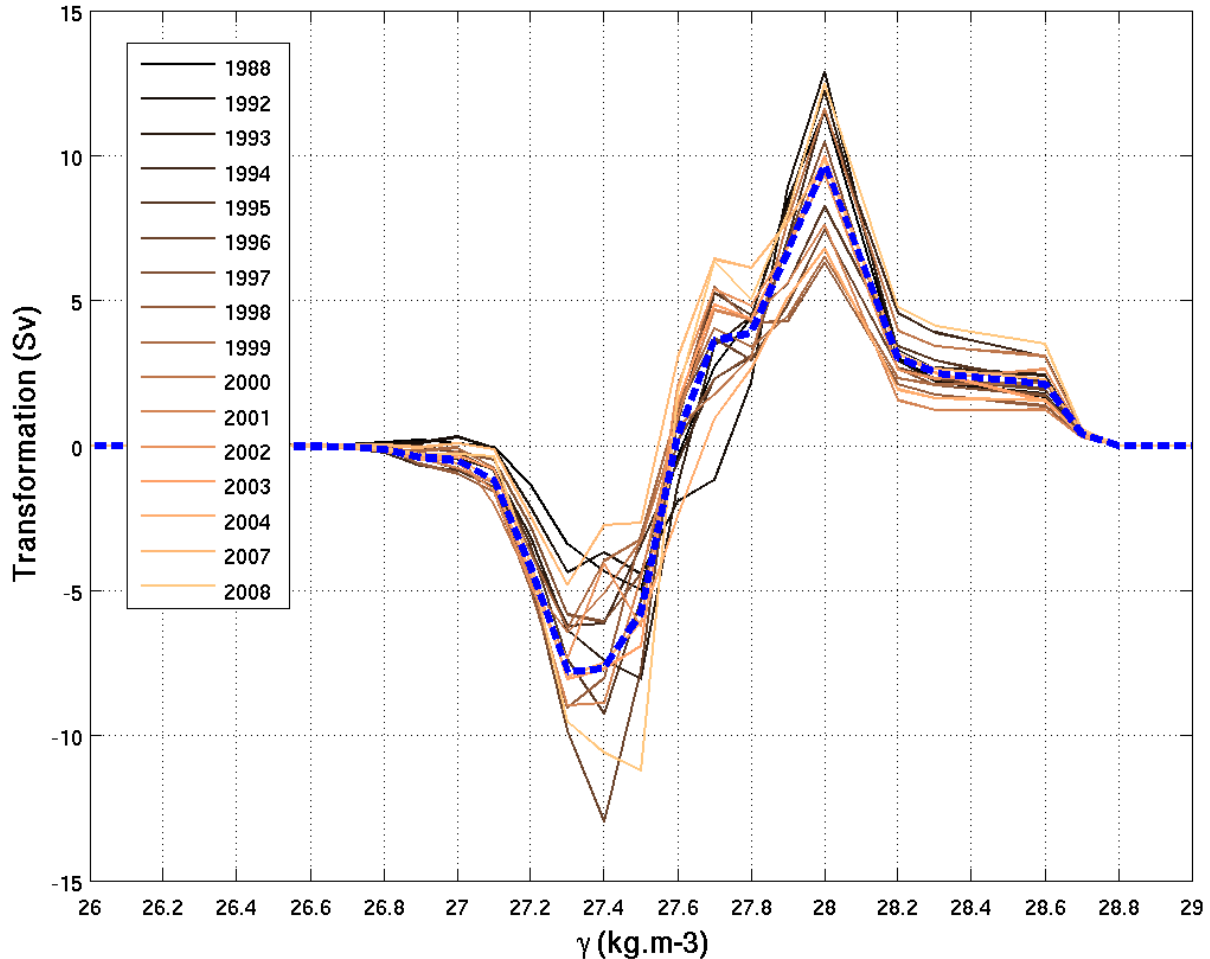


FIG. 4.15: Moyenne annuelle de la transformation des masses d'eau en Sverdrup et en espace de densité. Variabilité inter-annuelle estimée à partir des données de [Haumann et al., 2016]. Chaque couleur correspond à une année et la courbe bleue est le taux de transformation annuel.

Nous avons effectué le même calcul de transformation de masse d'eau qu'au chapitre 3, à partir de ce nouveau jeu de données, mais cette fois, année par année. Rappelons que par convention, un taux de transformation de masse d'eau positif correspond à une perte de flottabilité et à une densification de la masse d'eau. À l'inverse un taux de transformation négatif correspond à un gain de flottabilité traduisant une perte de densité de la masse d'eau. Le taux de transformation de masse d'eau présente une forte variabilité annuelle (Fig. 4.15) et certaines années le transport est même multiplié par deux. C'est notamment le cas autour de l'isopycne  $27.4\gamma$  par exemple, où la transformation annuelle est de  $-7.5 Sv$  (courbe bleue épaisse) et varie d'année en année avec un minimum de  $\sim -3 Sv$  en 2007 et un maximum

de  $\sim -13$  Sv en 1996. C'est d'ailleurs dans ces classes de densité ( $27.3 \leq \gamma \leq 28.2 \text{ kg.m}^{-3}$ ) associées aux CDW, que l'on observe la plus forte amplitude de la variabilité inter-annuelle. Dans les classes de densité inférieures ( $\gamma \leq 27.3 \text{ kg.m}^{-3}$ ) ainsi que dans les eaux très denses ( $\gamma \geq 28.2 \text{ kg.m}^{-3}$ ), les variations annuelles sont plus faibles et de l'ordre de  $\pm 1 - 1.5 \text{ Sv}$ .

Nous allons maintenant aborder le taux de transformation de masses d'eau entre les isopycnes  $27.3\gamma$  et  $28\gamma$ . Nous intégrons sur une large gamme de densité pour tenter d'augmenter le rapport signal sur bruit. Par ailleurs, pour les mêmes raisons, nous ne nous intéresserons pas ici à la variabilité inter-annuelle mais seulement à la tendance entre 1988 et 2008. Deux séries temporelles du taux annuel de transformation de masses d'eau entre 1988 et 2008 et à travers deux isopycnes d'intérêt sont présentées en Figure 4.16 ( $F(27.3\gamma)$  et  $F(28\gamma)$ ).

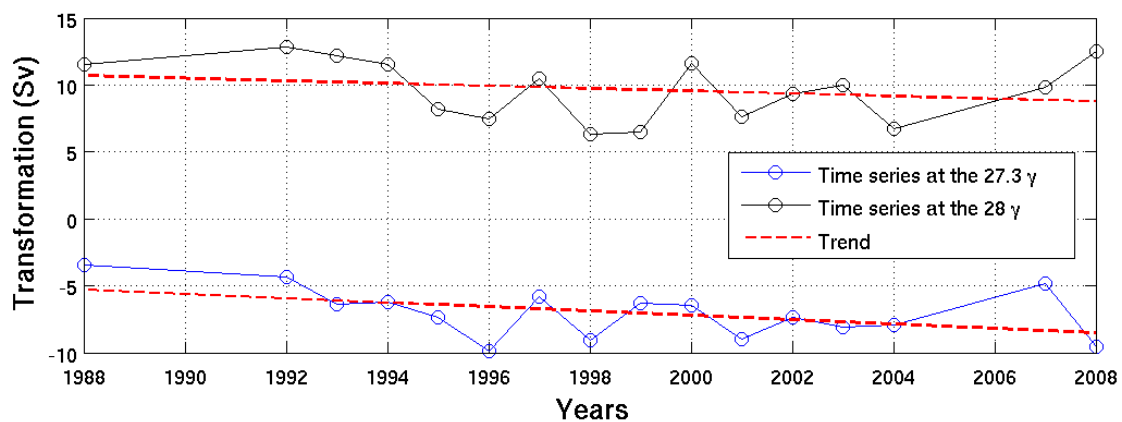


FIG. 4.16: Variation inter-annuelle du taux de transformation de masse d'eau entre deux isopycnes particulières :  $27.3\gamma$  (courbe bleue) et  $28\gamma$  (courbe noire) sous la glace de mer entre 1988 et 2008. Estimation à partir des données de [Haumann et al., 2016]. Les droites rouges sont les régressions linéaires associées à chaque courbe.

Le résultat obtenu en Figure 4.16, présente les variations inter-annuelles de la transformation des masses d'eau à travers deux isopycnes représentatives des limites des CDW (entre  $27.3 \gamma$  et  $28 \gamma$ ) dans le calcul de transformation associé à la glace de mer. Au cours des 20 années étudiées, nous notons une tendance linéaire de la transformation de masse d'eau de  $-1.9$  Sv à travers l'isopycne  $28 \gamma$  (Fig. 4.16, tendance de la courbe noire), pour une moyenne autour de  $10$  Sv, soit une tendance de presque 20% de la moyenne. Cette tendance correspond à une diminution de la transformation des masses d'eau depuis l'isopycne  $28 \gamma$  vers des densités plus élevées.

Au niveau de l'isopycne  $27.3 \gamma$  (Fig. 4.16, courbe bleue), on observe une tendance de  $-3.2$  Sv entre 1988 et 2008, pour une moyenne autour de  $-7$  Sv, soit une tendance de presque 50% de la moyenne. Dans ce cas de figure et compte tenu des valeurs négatives, la régression linéaire négative indique une augmentation du transport depuis l'isopycne  $27.3 \gamma$  vers des densités plus faibles.

En résumé, ces deux séries temporelles semblent indiquer qu'au cours de ces 20 ans nous assistons d'une part à une intensification du transport vers les densités inférieures à  $27.3 \gamma$  et d'autre part à une diminution du transport vers les densités supérieures à  $28 \gamma$  (voir aussi la Fig. 4.18).

La Figure. 4.17 présente la tendance de la divergence de transformation des eaux CDW entre  $27.3 \gamma$  et  $28 \gamma$  :  $(\partial F(\sigma, t)/\partial \sigma \cdot \delta \sigma) = F(28\gamma) - F(27.3\gamma)$ . On note une augmentation de la divergence des CDW entre 1988 et 2008 matérialisée par la droite de régression linéaire croissante, comme on pouvait s'y attendre à partir des tendances linéaires de  $F(27.3 \gamma)$  et  $F(28 \gamma)$ .

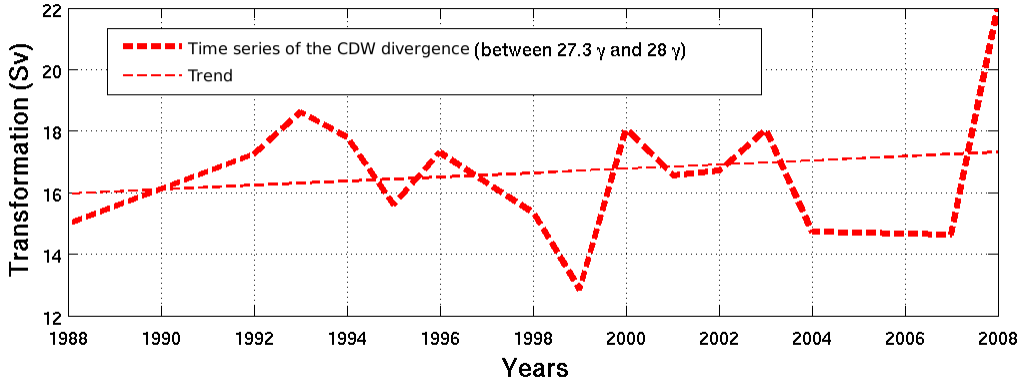


FIG. 4.17: Série temporelle de la divergence de transport des CDW dans la couche de mélange sous la glace de mer entre 1988 et 2008. Estimation à partir des données de [Haumann et al., 2016]. La courbe rouge épaisse correspond à la différence du taux de transformation entre les isopycnes  $28\gamma$  et  $27.3\gamma$ . La droite rouge fine correspond à la régression linéaire et indique une augmentation de la divergence de transformation de masses d'eau entre  $27.3\gamma$  et  $28\gamma$ .

### 4.4.3 Interprétation

Cette tendance que l'on observe de l'intensité de la divergence de CDW, peut être interprétée sous deux angles, la réalité se situant possiblement en un mélange des deux :

- A. La tendance sur le volume de CDW ( $27.3-28\gamma$ ) dans la couche de mélange est négligeable, i.e.  $\partial V/\partial t \sim 0$ ,** impliquant que la tendance sur la divergence de transformation correspond à une tendance sur l'upwelling de CDW (voir Eq. 4.4).
- B. La tendance sur le transfert de CDW entre la surface et l'intérieur est négligeable (i.e.  $M \sim 0$ ),** impliquant que la tendance sur la divergence de transformation correspond à une tendance sur le volume de CDW dans la couche de mélange (voir Eq. 4.4).

Penchons nous sur les hypothèses faites ci-dessus, et commençons par supposer que la tendance sur le volume de CDW dans la couche de mélange est négligeable. Nous avons vu plus haut que les tendances sur la densité de la couche de mélange sont négligeables, impliquant que si le volume de CDW de la couche de mélange est stable, alors la profondeur de la couche de mélange doit être stable. Cependant ce résultat n'est pas en accord avec les observations de notre précédente section, qui indiquaient un approfondissement de la couche de mélange de l'ordre de  $\sim 3$  m en 20 ans (Fig. 4.8). Quelle est la conséquence d'un tel approfondissement de la couche de mélange sur la circulation ? D'après notre estimation de la climatologie de la couche de mélange (chapitre 2), nous déterminons l'aire d'affleurement des CDW dans la couche de mélange ( $27.3\gamma$  et  $28\gamma$ ) autour de l'Antarctique à  $\sim 2 \times 10^{13} m^2$ , en moyenne annuelle. L'approfondissement observé de la couche de mélange ( $\sim 3$  m en 20 ans)

implique ainsi une convergence de masse d'eau de l'ordre de 1.9 Sv en 20 ans. Ainsi, la variation du volume de masse d'eau dans la couche de mélange n'est d'une part pas négligeable, mais en plus, va dans le sens inverse de l'observation sur la tendance de transformation. La variation du volume de la couche de mélange et la tendance sur la transformation de masse d'eau se renforcent l'une l'autre. En reprenant l'Eq. 4.4, nous en concluons que tout indique que le taux de transfert de CDW entre la couche de mélange et l'intérieur (M) a changé au cours des 20 dernières années. D'après nos résultats, l'upwelling de CDW augmenterait à un rythme d'un peu plus de 3 Sv sur 20 ans ( $1.3 \text{ Sv } (\partial F(\sigma, t)/\partial \sigma \cdot \delta \sigma + 1.9 \text{ Sv de } \frac{\partial V(\sigma, t)}{\partial t}$ ). La Figure. 4.18 schématise la situation en 1988 et 20 ans plus tard, en 2008. On voit qu'en 20 ans, la transformation de masse d'eau vers des densités supérieures à  $28\gamma$  a diminué tandis que celle vers des densités inférieures à  $27.3\gamma$  a sensiblement augmenté; et que le volume de CDW dans la couche de mélange a lui aussi augmenté.

Si l'on ramène cette valeur à notre estimation d'un upwelling en moyenne climatologique de 27 Sv (voir Chap. 3), alors cette augmentation de l'upwelling correspond à un changement de  $\sim 10\%$ . Il est intéressant de noter que ce résultat est cohérent avec un certain nombre d'études de la littérature (principalement des études de modélisation). Il y a un consensus concernant la tendance actuelle à une intensification des vents d'Ouest (entre 10 et 20 % d'après [Morrison et al., 2015]) et leur déplacement vers le pôle Sud associé à des phases positives du SAM. En conséquence le transport d'Ekman vers le Nord augmente, ainsi que l'intensité de l'upwelling de l'océan Austral et le taux de formation des eaux subtropicales [Le Quéré et al., 2007, Morrison et al., 2011, Morrison and Hogg, 2013, Waugh et al., 2013]. Plusieurs mécanismes sont proposés afin d'expliquer cette intensification des vents et de l'upwelling de CDW actuellement observé, comme par exemple la variabilité décennale, une augmentation des rejets de gaz à effet de serre, etc. Certaines observations suggèrent que la tendance au renforcement des vents d'Ouest est une conséquence de la destruction de l'ozone stratosphérique [Waugh et al., 2013], d'autres études montrent qu'une partie de cette tendance serait attribuée à des changements de gradients de température de surface causés par le réchauffement climatique [Fyfe et al., 1999, Shindell and Schmidt, 2004]. Les modèles prévoient une persistance de l'intensification des vents dans l'océan Austral au cours du 21<sup>ème</sup> siècle si les concentrations en  $\text{CO}_2$  continuent d'augmenter [Shindell and Schmidt, 2004]. Ainsi [Meijers, 2014] montre que sous les scénarios RCP4.5/8.5, l'upwelling de CDW s'accroît ainsi que la formation des AAIW, tandis que la formation des AABW diminuerait.

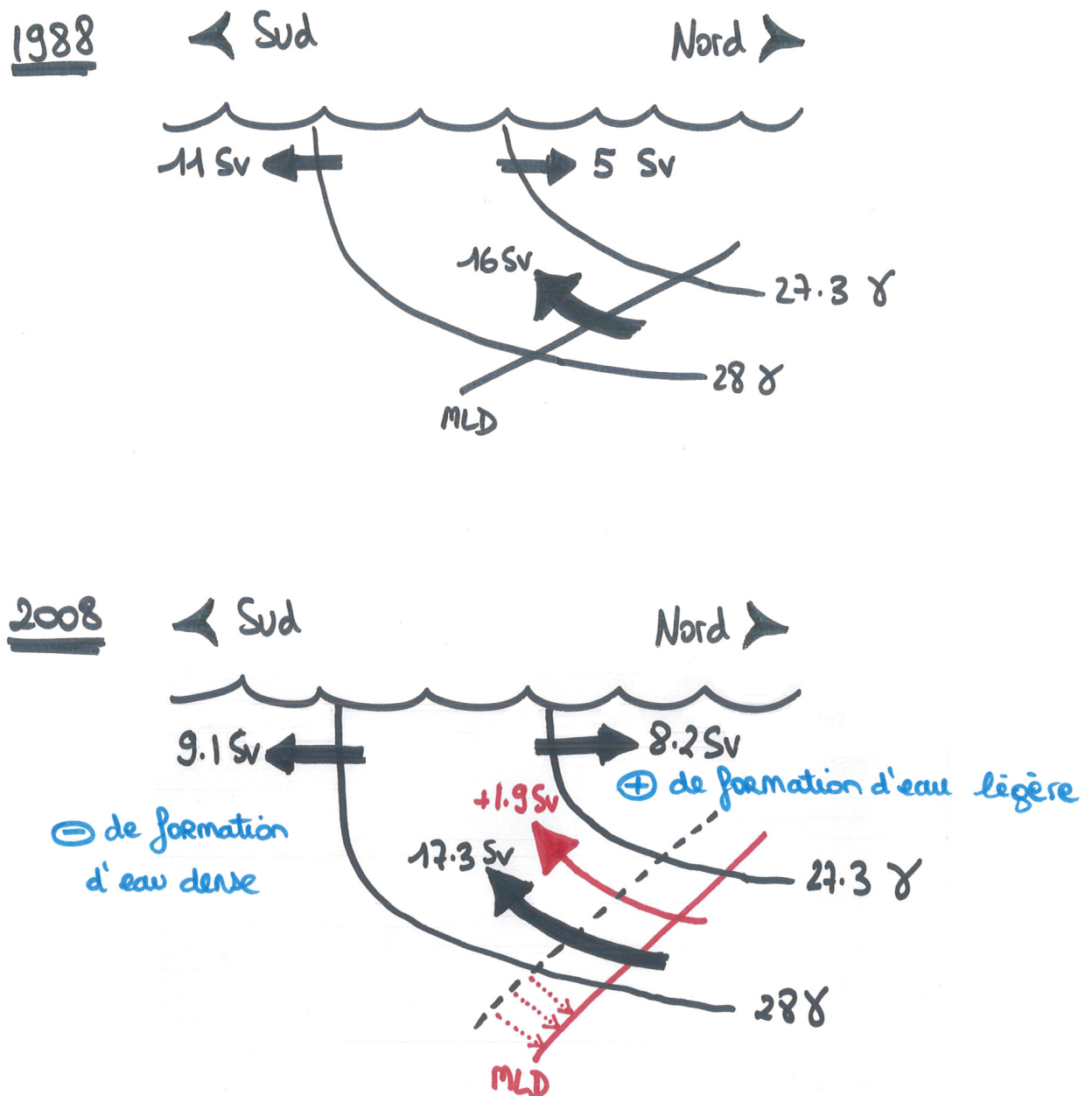


FIG. 4.18: Comparaison de la divergence des CDW dans la couche de mélange entre 1988 et 2008. D'une part la divergence de CDW a augmenté de + 1.3 Sv en 20 ans, et d'autre part l'approfondissement de la MLD est responsable d'une convergence de masse d'eau de + 1.9 Sv dans la couche de mélange.

Par exemple, les modèles de la phase 5 du Projet d'inter-comparaison des modèles couplés (CMIP5), montrent un décalage continu vers le pôle Sud ainsi qu'un renforcement des vents d'Ouest (Fig. 4.19) au cours du 21<sup>ème</sup> siècle. L'analyse des 4 scénarios RCP, correspondant chacun à une évolution différente du forçage radiatif à l'horizon 2300, confirme ces tendances. Au cours des 100 prochaines années, on prévoit bien un rapprochement du jet atmosphérique vers le pôle Sud et une intensification, même si sous le scénario RCP2.5 il y a un retour à la normale avant la fin du siècle (Fig. 4.19, courbe verte). Sous le scénario RCP8.5 (courbe rouge), nous assisterions à un décalage du jet de 1.5 ° vers le Sud et une



amplification de 0.02 Pa, soit environ 10 %, d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle. S'il y a aujourd'hui un consensus sur l'intensification des vents d'Ouest à la surface de l'océan qui peut influencer l'intensité de la circulation méridionale de retournement ainsi que la remontée des eaux profondes [Marshall and Speer, 2012], alors il est possible que ces changements de vents auront également des implications sur l'océan et l'upwelling des CDW.

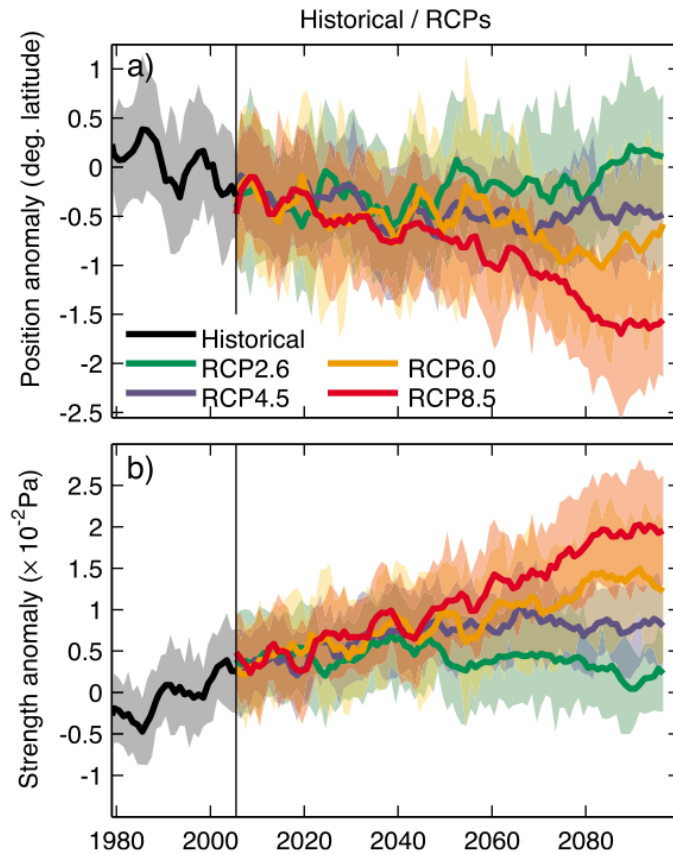


FIG. 4.19: **Prévision des changements de vents dans l'hémisphère Sud, d'après [Swart and Fyfe, 2012].** (a) Simulation de l'anomalie de la position moyenne annuelle des vents d'Ouest. (b) Simulation de l'anomalie de la force moyenne annuelle des vents d'Ouest. Chaque courbe représente les valeurs des anomalies de la position des vents d'Ouest (a) et de leur force (b) dans un scénario historique (courbe noire, 1979 à 2005) et dans quatre scénarios RCP (2006-2100). Les enveloppes correspondent à un intervalle de confiance de 95%.

## 4.5 Conclusions et Perspectives

Dans ce chapitre nous avons analysé les changements à long terme des propriétés de la couche de mélange en dressant des séries temporelles des 50 dernières années. Si nous avons vu que des tendances long terme se dégagent de la variabilité inter-annuelle, nous avons tenté d'en comprendre l'impact sur la circulation de retournement à grande échelle. Nos résultats révèlent sur les 50 dernières années que l'océan Austral s'adoucit significativement ( $-0.1$  PSU) et se refroidit légèrement ( $-0.17$  °C). Parallèlement, la profondeur de la couche de mélange augmente ( $+7$  m) ainsi que la stratification en salinité ( $+3.10^{-5} s^{-2}$ ). Ces changements et ceux du flux d'eau douce de la glace de mer seraient associés à une accélération de la cir-

culatation de retournement avec une augmentation de l'upwelling de CDW de +3 Sv en 20 ans.

L'accélération de la circulation méridienne de retournement et ses causes ont été documentées par de nombreuses études dont les conclusions soulignent le rôle clé de l'intensification des vents d'Ouest dans ces récents changements [Le Quéré et al., 2007, Rhein et al., 2013, Waugh et al., 2013, Meijers, 2014, Landschützer et al., 2015]. En effet, l'intensification des vents et leur contraction autour du continent Antarctique depuis les années 60, mènent à un renforcement et un déplacement vers le pôle de la divergence d'Ekman, et donc à une augmentation de l'upwelling d'eaux chaudes chargées en carbone inorganique dissous (les CDW) [Waugh et al., 2013].

### Les conséquences possibles pour le futur

Ces changements de l'intensité de l'upwelling de CDW ont des implications importantes pour bons nombres de processus comme par exemple la fonte des glaciers, la couverture de glace de mer, le budget global de carbone ainsi que la production primaire [Lovenduski et al., 2008, Anderson et al., 2009, Schmidtko et al., 2014, Peck et al., 2015].

Actuellement, la concentration de  $CO_2$  atmosphérique augmente seulement de la moitié du taux d'émission de  $CO_2$  par les activités humaines, grâce à la présence de larges puits de  $CO_2$  sur les terres et dans les océans [Le Quéré et al., 2007, Rhein et al., 2013]. Les taux d'absorption (ou de relarguage) de ces puits (ou de ces sources) sont variables et très sensibles aux conditions climatiques. À l'aide d'un modèle inverse et d'observations du  $CO_2$  atmosphérique, [Le Quéré et al., 2007] montrent que le puits de carbone que constitue l'océan Austral a diminué entre 1981 et 2004 ; l'océan Austral est moins efficace dans la séquestration du carbone. Ils attribuent cette diminution du piégeage du carbone par l'océan, à une augmentation de l'intensité des vents d'Ouest qui renforcent l'upwelling de CDW lui-même responsable d'une remontée d'eaux anciennes et chargées en carbone [Le Quéré et al., 2007, Waugh et al., 2013]. Les prévisions climatiques prévoient un maintien de l'augmentation de l'intensité des vents au cours du 21<sup>ème</sup> siècle si les rejets de  $CO_2$  anthropiques augmentent encore [Shindell and Schmidt, 2004, Fyfe and Saenko, 2006, Le Quéré et al., 2007]. Ces simulations suggèrent donc que la fraction de  $CO_2$  absorbée par l'océan Austral pourrait diminuer encore à l'avenir, à cause de l'intensification des vents qui augmentent l'upwelling de CDW et contre-balancent l'effet de puits de l'océan Austral [Le Quéré et al., 2008, Lovenduski et al., 2008].

Un autre phénomène intimement lié à l'augmentation de l'upwelling de CDW est le taux de fonte des ice-shelf. En effet, il est établi que le taux de fonte des ice-shelf augmente lorsque des intrusions de CDW ont lieux en certains endroits qui favorisent leur propagation au dessus de la pente continentale et jusqu'aux cavités sous les ice-shelf [Pritchard et al., 2012, Schmidtko et al., 2014]. Lorsque les CDW, chaudes ( $\sim 3^\circ C$  à 300m), entrent en contact avec la base de l'ice-shelf, elles favorisent sa fonte par la base et augmentent l'écoulement des glaciers continentaux [Pritchard et al., 2012]. [Schmidtko et al., 2014] mettent en évidence une remontée des CDW entre 1975 et 2012. Le fait de trouver des CDW plus haut dans la colonne d'eau, leur donne parfois un plus large accès au sommet de la pente continentale ce qui favorise ensuite l'écoulement vers la base des ice-shelf et augmente le taux de fonte. Rappelons ici que nos résultats semblent en faveur d'une remontée des CDW dans la couche de mélange depuis les années 1960. Nous avons observé que la couche de mélange s'approfondit au cours des 50 dernières années et particulièrement en hiver. On a vu qu'à la même période hivernale, la stratification haline augmente fortement sans aucun changements de salinité notable dans la couche de mélange elle-même. Ces résultats suggèrent que la couche de mélange en s'approfondissant au fil des années, entraine avec elle des CDW dans la couche de mélange. La remontée des CDW, souvent attribuée aux changements de vents d'Ouest, a le potentiel

d'augmenter sensiblement le transport de chaleur. Cependant le lien entre les changements de vents et la redistribution de chaleur autour de l'Antarctique et proche des côtes, où les CDW entrent en contact avec les ice-shelf, est encore peu connu [Pritchard et al., 2012]. Ce que nous savons c'est que le forçage en vents a augmenté au cours des dernières décennies.

La raison de tels changements dans les champs de vents est probablement la succession de phases positives du SAM. En effet, nous l'avons abordé en introduction de ce chapitre, depuis les années 60 l'indice SAM est plus souvent dans une phase positive, ce qui renforce l'intensité des vents d'Ouest et les déplace vers le Sud [Thompson and Wallace, 2000, Jacobs, 2006, Meijers, 2014]. La figure 4.20 synthétise les changements et possibles changements suite à cette succession de phases SAM+. On peut voir que le SAM+ a une variété d'impacts sur l'océan Austral. Pour commencer, et nous l'avons vu précédemment, ces phases SAM+ et l'augmentation des vents associée, sont responsables d'une augmentation de l'upwelling de CDW ce qui peut faciliter le contact des CDW chaudes avec la base de l'ice-shelf. Il existe cependant des feedbacks négatifs que l'on connaît encore peu, comme le refroidissement de la surface suite à la fonte accélérée de l'ice-shelf qui pourrait à son tour diminuer la fonte et favoriser la production de glace.

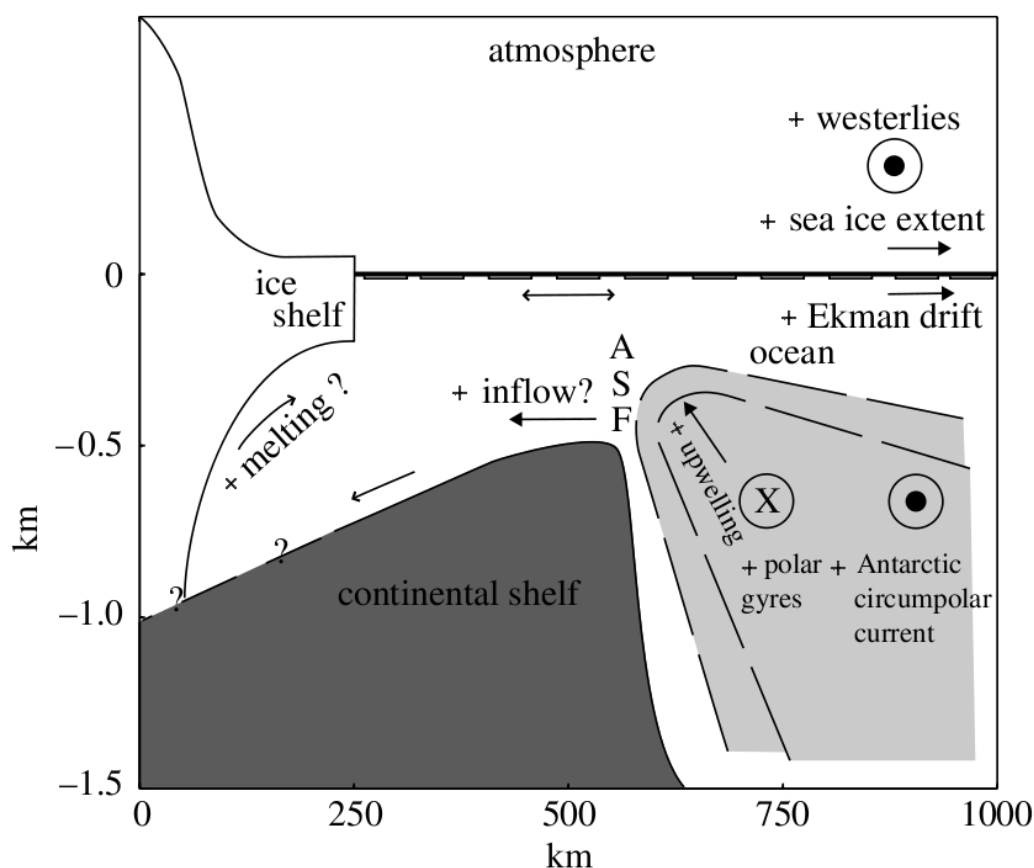


FIG. 4.20: Schéma de la circulation de l'océan Austral et des possibles changements associés dus à une succession de SAM+. D'après [Jacobs, 2006].

### Perspectives

Nous l'avons constaté, la remontée des CDW perturbe la stabilité des ice-shelf et limite la capacité de l'océan Austral à absorber le  $CO_2$  anthropique. Ces changements sont tout deux reliés aux changements de vents associés à des phases positives de l'indice SAM. Nous

avons voulu tester si les tendances long termes présentées au cours de ce chapitre pouvaient être expliquées par de la variabilité climatique à courte échelle. Cette réflexion nous a mené à interpréter nos données à travers l'indice SAM, afin de détecter si ce signal climatique est visible et joue un rôle dans les variations inter-annuelles des propriétés de la couche de mélange de l'océan Austral. Une partie de l'étude est présentée en Annexe. Toutefois, aucun signal significatif n'a été détecté en réponse au SAM, qui est pourtant le mode de variabilité dominant de l'hémisphère Sud. Cette absence de signal pourrait avoir plusieurs explications : la première limitation vient probablement en grande partie de la densité de données dans notre jeu de données. En effet, à ce jour la couverture de données hydrologiques est encore trop faible spatialement et temporellement pour pouvoir détecter un impact du SAM sur la surface de l'océan sous la glace de mer. Le fait de sélectionner un événement SAM particulier (SAM+) réduit considérablement le nombre de données, en plus de la couverture spatiale déjà mince dans cette région du globe. La deuxième explication pourrait être que les anomalies de la couche de mélange en réponse au SAM sont trop faibles et ne sont pas contrôlées par ce mode de variabilité.

Il existe bien un autre mode de variabilité dans l'hémisphère Sud ; l'oscillation Australe/El Nino (ENSO). Malheureusement l'analyse de ce mode avec nos observations nous ramènerait au même problème de densité de données soulevé au dessus. Une méthode afin de pallier ces problèmes consisterait en un sous-échantillonnage d'un modèle numérique ce qui permettrait de renseigner le nombre de données nécessaires afin de pouvoir finalement détecter un signal du SAM sur la surface de l'océan.



# 5 | Conclusions et perspectives

## Sommaire

---

<b>5.1</b>	<b>Synthèse . . . . .</b>	<b>128</b>
<b>5.2</b>	<b>Les grandes questions en suspens . . . . .</b>	<b>132</b>
5.2.1	La remontée des eaux circumpolaires profondes dans la couche de mélange Australe. . . . .	132
5.2.2	Échelle de temps : à quelle période correspondent nos climatologies ; que représentent nos tendances linéaires ? . . . . .	134
5.2.3	À quel point toute cette histoire est-elle vraie ? . . . . .	135

---



### 5.1 Synthèse

L'océan Austral joue un rôle essentiel dans le système climatique global. Sans aucune barrière continentale, il établit un lien et transmet les signaux climatiques entre les océans Indien, Atlantique et Pacifique. Il est également le théâtre d'une intense circulation de retournement, conceptualisée par deux cellules de retournement circulant l'une au dessus de l'autre et en des sens opposés. La cellule de surface est caractérisée par la remontée des CDW vers le continent Antarctique, qui sont ensuite transformées par forçages dynamiques et thermodynamiques à la surface et forment alors des eaux plus légères : les SAMW et AAIW qui re-circulent vers le Nord. La cellule profonde, également alimentée par la remontée des CDW, les transforme en AABW plus denses, qui plongent autour du continent Antarctique et tapissent le fond de l'océan en re-circulant vers le Nord. Les régions où ces remontées et plongées d'eau se produisent, sont des régions d'intenses échanges de carbone, de chaleur et d'eau douce entre l'atmosphère, la surface de l'océan et l'océan intérieur. La circulation de retournement transporte et redistribue ces propriétés à travers la planète et sur des échelles de temps de la décennie au millénaire, ce qui lui confère un rôle central dans la régulation du climat terrestre [Rintoul and Garabato, 2013].

Malgré son importance climatique de premier ordre, la structure grande échelle de cette circulation Australe est encore peu connue. L'océan Austral sous la glace de mer reste, encore aujourd'hui, l'un des secteurs les plus opaques et mal connus des océans, notamment à cause d'un manque de données *in-situ* particulièrement important. L'objectif général de cette thèse était d'améliorer notre connaissance de la circulation et de la dynamique de l'océan Austral au Sud de 30°S, et en particulier sous la glace de mer Antarctique à travers l'utilisation d'un large panel d'observations *in-situ*. Au cours de cette synthèse du contexte général de l'étude, je vais rappeler les principaux résultats obtenus avant de formellement répondre aux interrogations qui ont été posées dans l'introduction générale et qui ont dessiné la structure de ce manuscrit. Puis nous terminerons sur une discussion sous forme de questions ouvertes soulevées par notre étude et auxquelles nous apportons quelques éléments de réponse.

J'ai choisi dans cette thèse d'aborder la question de la circulation de retournement de l'océan Austral à partir de l'étude de la couche de surface. Ce choix est motivé par deux principales raisons ; l'une scientifique, l'autre pragmatique. La circulation de retournement de l'océan Austral s'établit principalement le long des surfaces de densité, c.-à-d. elle est majoritairement adiabatique dans l'océan intérieur, et ce n'est qu'en surface que la circulation traverse les couches de densité. Ainsi étudier les transformations de masses d'eau en surface ou les propriétés des masses d'eau dans la couche de mélange, est extrêmement important pour la compréhension générale de la circulation de retournement dans l'océan Austral. C'est notre motivation scientifique pour l'étude de la couche de surface sous la banquise dans cette thèse. Cependant, les observations de l'océan Austral et en particulier de la région sous la banquise en hiver, manquent cruellement pour une telle étude. Mais, depuis une quinzaine d'années avec l'établissement du consortium MEOP<sup>1</sup>, une base de données très dense et cohérente de la couche de surface de l'océan (~500 premiers mètres) sous la banquise et à toutes les saisons, s'est rapidement constituée. Cette disponibilité de nouvelles données sous la banquise constitue une opportunité unique que nous avons décidé de saisir, c'est notre motivation pragmatique. J'ai commencé ma thèse par démontrer que ces données pouvaient être utilisées pour la caractérisation de la couche de mélange (p.ex. en utilisant plusieurs méthodes de caractérisation de la couche de mélange en parallèle pour m'assurer du bien fondé de nos résultats ; en confrontant mes résultats dans des budgets thermodynamiques, etc). Tout au long de cette thèse j'ai porté une attention particulière au traitement et à la propagation des erreurs car, d'une part, c'est très certainement un des points sensibles du

---

1. <http://www.meop.net/>

jeu de données issu des éléphants de mer, et d'autre part, je me suis attardée à extraire un maximum d'informations de ces données, en m'appliquant à toujours garder un œil sur le rapport signal sur bruit : est-ce que mes résultats, aussi intéressants puissent-t-ils être, sont démontrables avec le niveau d'erreur associé à mon jeu de données ? Une des réponses a été de se limiter au signal climatologique, au cycle saisonnier, ou pour ce qui est du signal inter-annuel, à des tendances linaires à long terme (>50 ans).

J'ai abordé la circulation de retournement à grande échelle de l'océan Austral par le prisme du cycle saisonnier des caractéristiques de la couche de mélange et des flux de flottabilité associés. Ces flux de flottabilité à la surface sont fondamentaux pour la structuration de la circulation grande échelle. Les modèles climatiques indiquent que le climat futur serait sensible aux processus qui influencent les échanges net air-glace-océan [Solomon, 2007]. Ce constat est d'autant plus vrai dans l'océan Austral où la stratification est faible ; les propriétés qui sont échangées à travers l'interface air-glace-océan peuvent rapidement pénétrer le long des surfaces de densité inclinées jusqu'à l'océan intérieur et en profondeur [Talley, 2011]. Malheureusement il n'existe que très peu de données *in-situ* de ces flux de chaleur et d'eau douce à la surface de l'océan Austral. Ce constat s'aggrave encore un peu plus sur et sous la glace de mer antarctique. Pourtant cette vaste région de la planète est une zone clé pour le système climatique terrestre, car c'est une région d'intense formation de masses d'eau actionnée en partie, par ces flux de flottabilité à la surface [Sloyan and Rintoul, 2001, Talley et al., 2003]. En effet, les flux de surface air-glace-océan peuvent modifier la température et la salinité d'une masse d'eau à la surface et la transformer d'une classe de densité vers une autre. Un des défis relevés par cette thèse, réside donc dans l'estimation d'un flux de flottabilité à la surface qui soit cohérent avec notre connaissance et basé sur des observations.

De plus, à la variabilité saisonnière de la couche de mélange s'ajoute également la variabilité inter-annuelle. Le jeu de données exploité dans cette thèse nous offre plus de 50 ans de suivis des caractéristiques de l'océan de surface. L'exploitation de ce jeu de données, parallèlement aux climatologies créées dans le cadre de ce travail, permettent ainsi de dresser des séries temporelles des anomalies des caractéristiques de la couche de mélange depuis les années 1960.

Ici, je synthétise les principales conclusions et interprétations de mes recherches sous forme de réponses aux questions formulées dans l'introduction générale, qui ont, en grande partie, structurées les chapitres du présent manuscrit.

### **(1) Peut-on observer le cycle saisonnier de la couche de mélange océanique dans la zone de glace de mer ? Quels sont les forçages en action ?**

La question est complexe : qu'appelle-t-on ici observer ? Est-ce que des champs issus d'Atlas « classiques » comme *the World Ocean Atlas* représentent une observation du cycle saisonnier de la couche de mélange océanique à grande échelle dans la glace de mer ? Nous pensons que non et nous avons démontré que l'ajout de données hivernales permet de représenter des propriétés beaucoup plus réalistes de la couche de mélange (Fig. 2.2). Pour cela, nous avons démontré que nous pouvions mettre en place une méthode de calcul des propriétés de la couche de mélange cohérente entre les différents jeux de données : données *in-situ* de flotteurs Argo, d'éléphants de mer et de campagnes océanographiques. Une fois interpolées, de nouvelles climatologies des caractéristiques du cycle saisonnier de la couche de mélange de l'océan Austral ont été créées, de 30°S jusqu'aux côtes de l'Antarctique. Ces cartes mensuelles mettent en évidence le fort cycle saisonnier qui anime les propriétés de la couche de mélange, mais plus important encore, nous notons une distinction très nette entre les signaux de la zone de glace de mer et de l'océan libre de glace de mer. Ces différences sont nettement visibles en particulier pour la stratification. Nous mettons également en évidence la dominance de la salinité sur l'amplitude du cycle saisonnier de la stratification de la

colonne d'eau sous la glace de mer, tandis que c'est la température qui domine dans l'océan ouvert.

La représentation de ce cycle saisonnier est tout à fait réaliste par rapport à notre connaissance de la région : p.ex. augmentation de la salinité en automne et hiver dans les régions connues comme étant associées à une importante formation de glace. Mais cette satisfaction qualitative nous permet-elle cependant de considérer que l'on « peut observer ce cycle saisonnier » ? Pour aller plus loin et de manière plus quantitative, nous avons tenté de reconstituer à partir de ces cycles saisonniers, des budgets de flottabilité de la couche de mélange, et de les confronter à des flux air-glace-mer existants. Les différents flux de flottabilité halins à l'interface air-glace-océan sont, à échelle circumpolaire, tout à fait cohérents avec notre reconstitution du cycle saisonnier des propriétés de la couche de mélange sous la banquise. Cette confrontation à des produits issus de modèles ou de réanalyses d'observations, renforce notre confiance dans nos résultats et nous pousse à conclure que, oui, nous pouvons observer le cycle saisonnier des propriétés de la couche de mélange à partir de notre jeu de données. Par ailleurs, les changements de contenu en flottabilité dans la couche de mélange sous la glace de mer sont dominés par les changements de contenus de sel, qui sont associés d'une part aux flux de flottabilité à la surface (air-glace-océan), et d'autre part, au second plan, par l'entraînement hivernal qui ramène de l'eau dans la couche de mélange.

### **(2) Quel est le taux de formation et de transformation de masses d'eau associé aux forçages de la couche de mélange ? Comment ces transformations participent et façonnent la circulation de retournement à grande échelle ?**

Comme introduit plus haut, la connaissance de la transformation de masse d'eau dans la couche de mélange nous permet d'appréhender la circulation plus grande échelle. Pour estimer la transformation de masse d'eau il nous faut connaître l'intensité des forçages qui induisent ces transformations : les flux air-glace-océan. Or, dans l'océan Austral, et plus encore dans la région de glace de mer, ces flux de chaleur et d'eau douce, sont très mal connus (voir introduction). Moyennés à l'échelle circumpolaire, les cinq produits issus de modèles ou de réanalyses que nous avons considérés dans cette thèse semblent assez cohérents entre eux, et expliquent bien les changements de contenu de flottabilité observés dans la couche de mélange. Cependant, à l'échelle locale, les différences entre ces produits sont énormes, et n'expliquent pas les structures locales observées dans le cycle saisonnier. Or pour un calcul de transformation de masse d'eau, même moyenné à l'échelle circumpolaire, l'échelle locale est déterminante : il faut savoir quelle masse d'eau est modifiée par tel ou tel flux ; en d'autres termes il faut que les flux de flottabilité observés soit cohérents à l'échelle locale avec le champ de densité de la couche de mélange utilisé. Afin de s'affranchir de ces problèmes, nous avons calculé notre propre estimation des flux de flottabilité reçus par l'océan à partir de nos observations des modifications de caractéristiques de la couche de mélange au cours de son cycle saisonnier.

Le calcul de ces flux et la transformation de masse d'eau associée, nous permet de passer d'une vision "horizontale" de l'océan Austral, à une vision "verticale" : nous estimons d'abord l'intensité de la transformation d'eau vers des classes de densité plus légères et plus denses, ce qui nous permet ensuite de calculer le taux climatologique de subduction et d'upwelling. Dans la région de glace de mer, les flux halins, encore une fois, dominent la transformation. Ils induisent en moyenne annuelle un fort allègement des eaux les moins denses de la région ( $<27.6\gamma$ ), et une densification des eaux les plus denses de la région ( $>27.6\gamma$ ). À partir de cette approche, il nous est difficile d'identifier la source des flux d'eau douce qui domine cette transformation. Cependant, nous avons présenté une décomposition qui suggère que l'allègement des eaux les moins denses est co-arbitrée par la fonte de glace de mer et les précipitations ; et la densification des eaux les plus denses est dominée par les rejets de sau-

mures associés à la formation de glace de mer. Cette divergence de transformation de masse d'eau autour de l'isopycne  $27.6\gamma$  nous permet, sous l'hypothèse de stationnarité dans laquelle nous sommes, d'identifier cette isopycne comme la délimitation entre la cellule de circulation de surface et la cellule de circulation profonde dans l'océan Austral. Cette divergence est à l'origine d'un upwelling de 27 Sv dans les classes de densités des CDW ( $27.3\gamma \leq \gamma \leq 7.9\gamma$ ). Nos résultats suggèrent par ailleurs une subduction de 22 Sv dans les eaux inférieures à  $27.3\gamma$  représentatives des AAIW et SAMW, et une subduction de 5 Sv dans les eaux supérieures à  $7.9\gamma$  représentatives des DSW et AABW.

**(3) Comment les variabilités climatiques dominantes de l'hémisphère Sud et les tendances multi-décennales, affectent-elles la circulation grande échelle de l'océan Austral et la formation de masses d'eau associée ?**

Les résultats de cette thèse, considérés comme une estimation robuste du cycle saisonnier local de la couche de mélange, nous permettent de revisiter l'estimation des tendances à long terme dans les régions sub-polaires australes. En effet, dans l'estimation d'une tendance à long terme il est important de travailler sur des anomalies par rapport au cycle saisonnier climatologique local, afin de s'affranchir d'un changement d'échantillonnage régional ou saisonnier. Dans le chapitre 4, une étude détaillée des tendances sur le long terme des caractéristiques de la couche de mélange est présentée. Nous observons dans la région de glace de mer, des changements notables de la couche de mélange lors des 50 dernières années, avec en particulier un approfondissement de la couche de mélange associé à une baisse de la salinité, une diminution de la température et un renforcement de la stratification en salinité à la base de la couche de mélange. Lorsque l'on découple les tendances estivales et hivernales, il est intéressant de noter que la forte tendance à la diminution de la salinité de la couche de mélange est un signal uniquement estival tandis que le renforcement significatif de la stratification se manifeste été comme hiver. En été la diminution de la salinité en surface (sans changements de la MLD) augmente le gradient de sel entre la couche de mélange et 15m sous la couche de mélange, ce qui explique l'augmentation de la stratification. En revanche, en hiver sur les 50 années étudiées, il n'y a pas de changements notables de la salinité dans la couche de mélange et pourtant la stratification se renforce autant qu'en été. On remarque par ailleurs que c'est en hiver seulement que la tendance à l'approfondissement de la couche de mélange se manifeste. On en déduit donc que, en hiver, sans changements de salinité dans la couche de mélange, cette augmentation de la stratification ne peut provenir que de la couche sous-jacente. Sur les 50 dernières années, en hiver et au Sud du front polaire, la couche de mélange devient de plus en plus profonde et entre donc de plus en plus en contact avec une couche d'eau sous-jacente plus stratifiée et plus salée.

Ces modifications de salinité de la couche de mélange semblent cohérentes avec un changement de régime de formation/destruction de la banquise qui affecterait le flux d'eau douce associé. Ainsi, il est possible que ce changement de flux affecte la transformation de masse d'eau associée et le transport à travers la base de la couche de mélange ; de plus les changements de volumes de la couche de mélange (approfondissement de la couche de mélange) peuvent également indiquer un changement de transport à travers la base de la couche de mélange. Nous nous sommes penchés sur ces questions. Les erreurs sur ces estimations sont évidemment très grandes, mais il est intéressant de noter ce que nous indiquent ces changements de propriété à long terme sur la circulation verticale. D'après nos résultats le changement de transformation associé à un changement de flux d'eau douce, et le changement de volume de la couche de mélange indiquent une augmentation de l'upwelling de CDW autour de 3-4 Sv, ce qui nous semble tout à fait considérable. Si ces résultats sont à prendre avec une grande prudence, il est intéressant de noter, au moins de manière qualitative, que les changements à long terme observés indiquent une possible intensification de l'upwelling

de CDW.

### 5.2 Les grandes questions en suspens

Les principaux résultats de ma thèse, synthétisés ci-dessus, font émerger plusieurs axes de recherche associés à de nombreuses questions ouvertes et perspectives. Parmi eux, nous présentons ici trois de ces axes, ou pistes de réflexion, qui me semblent particulièrement intéressants et pour lesquelles nous tentons d’apporter quelques éléments de développement.

#### 5.2.1 La remontée des eaux circumpolaires profondes dans la couche de mélange Australe.

Comme discuté à plusieurs reprises au long de ce manuscrit, l’océan Austral représente une clé de voûte de la circulation de retournement planétaire que nous nous devons de mieux comprendre si nous souhaitons appréhender et prédire les possibles évolutions du climat futur. Ces dernières années d’importantes avancées ont été faites pour mieux comprendre la ventilation par convection dans l’océan Austral (eaux modales, intermédiaires, et eaux de fond), i.e. le transfert de masse d’eau depuis la couche de mélange vers l’océan intérieur. Cependant, il nous semble que la compréhension de la remontée des eaux dans la couche de mélange, i.e. le transfert de masse d’eau depuis l’océan intérieur vers la couche de mélange, est bien moins précise. Le chapitre 3 de cette thèse apporte des éléments de réponse inédits sur l’intensité de cet upwelling de CDW à partir d’observations. Cependant la thèse laisse en suspens un certain nombre de questions clés pour avancer plus encore sur cette question : quels sont les processus dynamiques qui expliquent localement le transfert de l’océan intérieur à la couche de mélange ? Des observations dédiées à haute résolution verticale et horizontale pourraient éventuellement nous éclairer sur cette question, p.ex. à partir de gliders, ou peut-être encore mieux, à partir d’instruments tractés à l’arrière d’un bateau permettant une analyse détaillée de la turbulence à l’œuvre dans les transferts de masses à travers la pycnocline saisonnière (p.ex. SeaSoar ; Moving Vessel Profiler ; comme j’ai pu en utiliser en participant à la campagne océanographique SMILES en avril-mai 2015).

Cependant, avant de pouvoir proposer un tel effort, encore faudrait-il d’abord plancher sur une deuxième question laissée en suspens sur ce thème de l’upwelling de CDW : où est-ce que le transfert de masse à travers la couche de mélange s’opère-t-il ? Mes résultats établissent que la remontée de CDW s’effectue dans la gamme de densité  $27.3 - 27.9\gamma$ , mais dans quelles régions exactement a lieu cette remontée ? Est-elle favorisée dans le milieu des gyres ? Ou dans des méandres importants du Sud des fronts de l’ACC ? Ou encore concentrée sur le pourtour de la pente continentale antarctique ? Afin de répondre à ces questions fondamentales, une approche complémentaire à celle que j’ai mise en place pourrait être proposée. Par exemple, un budget de volume local pourrait être étudié, à la manière de Sallée et al. (2010), en considérant les différentes contributions au transport de masse, dont les courants d’Ekman, et les courants géostrophiques. Un des défis serait par contre, ici, d’estimer la circulation géostrophique locale. Une autre approche potentiellement intéressante, que j’ai effleuré au chapitre 2, serait de se pencher sur l’entraînement et le déentraînement de la couche de mélange. Il n’est en règle générale pas possible d’utiliser le taux annuel d’entraînement/déentraînement comme une approximation du taux de formation de masses d’eau à la base de la couche de mélange. En effet comme le schématise la Figure. 5.1, l’échange de masses d’eau entre la couche de mélange et la pycnocline saisonnière correspond à de l’entraînement (lorsque la MLD s’approfondit) ou du déentraînement (lorsque la MLD s’amincit), tandis que l’échange de masses d’eau à travers la base de la couche de mélange et l’océan intérieur correspond à de la formation de masses d’eau (subduction/upwelling). Ainsi de l’eau

qui quitte la couche de mélange ne va pas entrer nécessairement dans l’océan intérieur, à la place elle peut être entraînée à nouveau dans la couche de mélange lors de l’hiver suivant. Cependant, les caractéristiques spécifiques de l’océan Austral au Sud du front polaire permettraient potentiellement de dissocier l’entraînement associé à un transfert de CDW dans la couche de mélange, de l’entraînement qui sera rapidement détrainé. En effet la structure verticale de l’océan sous la banquise est composé, de la surface vers la profondeur, par : (i) une couche de mélange saisonnière ; (ii) une couche d’eau appelée Winter Water qui est la couche d’eau formée par le mélange hivernal passé ; (iii) une couche de CDW plus chaude et salée que les deux précédentes couches. Il est ainsi possible d’estimer le volume ou le flux de chaleur associé à l’entraînement de CDW : ce sont des flux d’eau issus de l’entraînement saisonnier pour lequel la MLD s’approfondit dans de l’eau plus chaude. Nous avons fait ce calcul, dans le chapitre 2, pour le flux de chaleur climatologique au mois d’août. La Figure 10 du chapitre 2, nous donne ainsi une estimation possible de ce que pourrait être la localisation de l’upwelling de CDW puisque cette carte correspond à l’entraînement moyen de chaleur du mois d’août lorsque la MLD est maximale dans la zone de glace de mer. Cette approche nous donne un aperçu de ce que pourrait être une représentation spatiale de la remontée d’eau chaude CDW, et pourrait être étendue à l’ensemble de l’année.

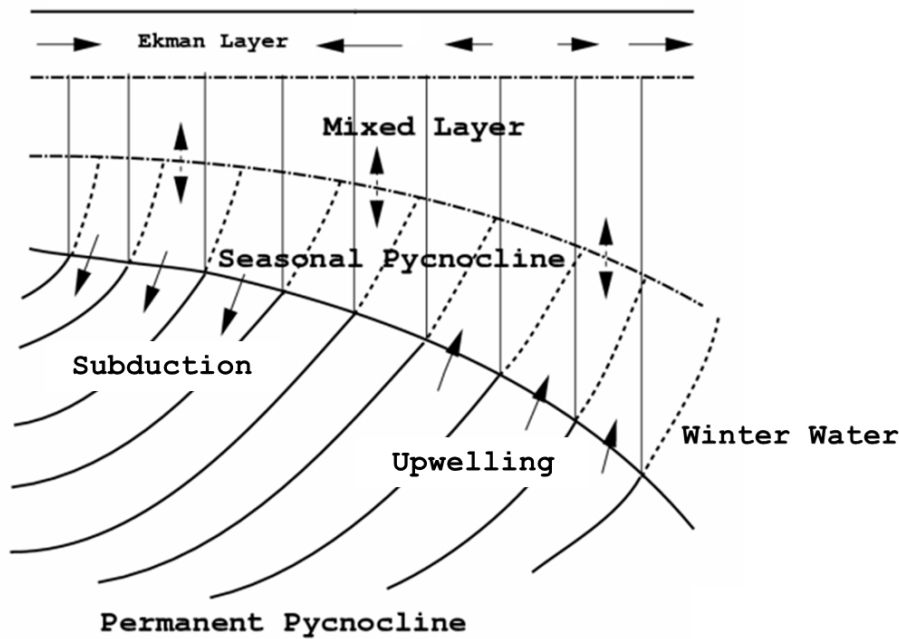


FIG. 5.1: Illustration des processus de subduction et upwelling à travers la base de la couche de mélange. Modifié d’après [Qiu and Huang, 1995].

Finalement le thème de la remontée des CDW a également été abordé à travers les tendances à long terme. Nos résultats suggèrent une intensification de la remontée de CDW dans la couche de mélange sur les 50 dernières années, de l’ordre de 10 % de la moyenne. Bien que ces résultats soient qualitativement cohérents avec une intensification de la cellule supérieure de la circulation de retournement qui a été longuement discutée ces dernières années [Le Quéré et al., 2007, Le Quere et al., 2009, Morrison et al., 2011, Waugh et al., 2013, Landschützer et al., 2015, DeVries et al., 2017], nous considérons notre estimation de l’intensification comme une analyse intéressante mais seulement qualitative, pour mettre en contexte les tendances à long terme observées. Les tendances à long termes sont cohérentes



avec une augmentation de la circulation, plutôt qu'une preuve solide de l'intensification de la circulation. Pour renforcer ce résultat et le rendre plus proche d'une preuve solide, il nous faudrait au moins faire une étude détaillée de l'erreur, et sûrement inclure d'autres termes, comme le mélange diffusif, qui ont pu changer au cours des 50 ans en cohérence avec le changement de stratification observé. Plus généralement, il nous semble que la question de mélange diffusif (vertical et horizontal) à la base de la couche de mélange pourrait être une question à approfondir dans le futur. Nous avons eu tendance à le mettre de côté dans cette thèse en nous appuyant sur des arguments scientifiques et pragmatiques car il est difficile d'estimer ce terme à partir d'observations hydrologiques. Par exemple, au chapitre 3 nous défendons que les termes diffusifs sont inclus pas construction dans notre calcul, ce qui est vrai, mais ces termes pourraient être fondamentaux pour la compréhension de la circulation générale et la remontée de CDW (notamment dans la couche entre la base de la couche de mélange et la base de la couche de mélange hivernale).

### 5.2.2 Échelle de temps : à quelle période correspondent nos climatologies ; que représentent nos tendances linéaires ?

Nous présentons dans cette thèse des climatologies des propriétés de la couche de mélange d'un milieu très variable, avec des changements abrupts fréquents principalement associés à la cryosphère : anomalies inter-annuelles fortes et abruptes de la couverture de la banquise ; vèlage de plateformes glaciaires avec en conséquence des anomalies sur l'océan (p.ex. documenté pour le glacier Mertz [[Lacarra et al., 2014](#)]); développement d'évènements de convection dans l'océan ouvert associés à la polynie de la mer de Weddell. Le jeu de données que j'ai utilisé comprend en partie ces évènements abrupts, mais les échantillonne très certainement de manière incomplète. Nous défendons, et c'est sous-entendu dans le chapitre 2, que l'importante quantité de données permet d'obtenir une climatologie qui s'affranchit de ces évènements abrupts, et qui représenterait l'état moyen de l'océan dans les années 2000-2010. Mais ponctuellement et localement, il est probable que notre moyenne climatologique soit dominée par un de ces évènements abrupts que connaît l'océan sub-polaire.

Il est intéressant de se pencher en particulier sur l'ouverture de la polynie de Weddell. Entre 1974 et 1976 une importante polynie s'est ouverte dans la mer de Weddell (au niveau de la structure bathymétrique de Maud Rise, sur le méridien de Greenwich). Comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, section 2.3, la présence d'une polynie est associée à des fortes pertes de chaleur et au développement d'une convection profonde, qui se caractérise par des anomalies négatives de la stratification. Cette faible stabilité de la colonne d'eau donne un accès facilité vers la surface aux eaux chaudes sous-jacentes, les CDW, qui peuvent convecter en surface et ouvrir un trou dans la banquise ce qui induit par la suite des pertes de chaleur intenses et plus de convection. Si l'on observe en détail les points de la Figure 4.8e (Chap. 4), on note distinctement que la stratification dans les années 70 est bien plus faible que sur le reste de la série temporelle. Cette chute de la stratification peut être due à la présence, à cette période, de l'énorme polynie en mer de Weddell (nous n'avons malheureusement pas assez de données en mer de Weddell pour confirmer cette hypothèse, Fig. 4.13 du Chap. 4), mais peut-être que ces années étaient caractérisées par une faible stratification plus générale sur l'ensemble de la ceinture circumpolaire, qui provoque à Maud Rise, l'ouverture d'une polynie. On observe en 2016 et 2017 des stratifications faibles à l'image de celles observées au milieu des années 70, alors que la polynie de la mer de Weddell réapparaît après 40 ans de disparition ([[Mazloff et al., 2017](#)], Swart et al., en préparation).

Dans ce contexte, nous pouvons nous demander si cette augmentation de la stratification notable depuis les années 70, n'est pas simplement un retour à l'état initial suite à la perturbation causée par l'ouverture de la polynie de Weddell, ou si il s'agit bien d'une tendance

sous-jacente ? Difficile de répondre à cette question ; nous ne disposons que d'une courte série temporelle. Cependant il serait intéressant de s'attarder sur l'évolution de la stratification de l'océan Austral dans les années à venir, à la suite de l'événement de polynie débuté en 2016-2017. Plus généralement, il est intéressant (bien que frustrant car difficile d'y apporter une réponse satisfaisante) de porter attention aux échelles de temps de la variabilité cachée derrière nos tendances linéaires. Un certain nombre d'auteurs insistent sur l'importance de la variabilité décennale de l'océan Austral [Landschützer et al., 2015, DeVries et al., 2017] : est-ce que nos tendances linéaires cachent des tendances décennales importantes ? Les moyennes glissantes effectuées au chapitre 4, en plus des tendances linéaires, ne semblent pas indiquer une forte variabilité décennale, mais l'échantillonnage restreint de la région, en particulier avant les années 2000, justifie tout de même de se poser la question.

Des tendances décennales ou à plus courte échelle de temps pourraient par exemple résulter de feedbacks positifs ou négatifs qui se mettent en place à partir d'un événement fort d'une année particulière. Par exemple, au chapitre 2, nous spéculons sur l'ouverture de la polynie en 2016, en mettant en avant le fort événement El Nino de 2015-2016, qui crée de fortes anomalies de banquise, qui se traduisent l'année suivante par une anomalie de sel et de stratification dans la couche de mélange, et l'ouverture de la polynie qui s'ensuit. Les feedbacks ne s'arrêtent pas là : la faible couverture de glace associée à la polynie implique moins de fonte, donc une couche de mélange plus salée et donc une base de la couche de mélange moins stable, qui pourrait jouer sur la persistance de la polynie. Des feedbacks similaires peuvent avoir lieu dans le sens inverse (augmentation de la banquise, adoucissement de la couche de mélange, et augmentation de la stratification). Une récente étude de [Lecomte et al., 2017] discute ce type de rétroactions. Les auteurs montrent que l'augmentation de la stabilité de la base de la couche de mélange est possiblement le fruit d'une rétro-action d'une année sur l'autre, tout comme nous le spéculons. Ils expliquent que la récente augmentation de concentration de glace de mer antarctique est due à un feedback positif : si la production de glace est particulièrement forte lors d'une/plusieurs année(s), les rejets de sels en surface vont atteindre des profondeurs plus importantes et ne seront pas ré-injectés dans la couche de mélange les hivers suivants par entrainement vertical. La salinité de la couche de surface diminue alors, tandis que la stabilité de la colonne d'eau augmente. Les flux de chaleur entre la surface et la sub-surface sont restreints : la température de surface diminue et parallèlement le contenu de chaleur en sub-surface augmente. Dans cette étude ils expliquent que ce feedback peut aller dans les deux sens et que si une perturbation est assez importante et peut déstabiliser la colonne d'eau, alors cette chaleur emmagasinée sous la couche de mélange pourrait être libérée et suffisante pour faire fondre l'excès de glace de mer que nous observons depuis des années. On peut donc imaginer qu'une perturbation telle que l'ouverture de la polynie de 2016-2017 par exemple, pourrait déstabiliser assez la colonne d'eau pour nous faire entrer dans une nouvelle phase où nous aurions une augmentation de la salinité de surface, une chute de la stabilité, des remontées accrues de CDW et donc moins de production de glace. Ce système pourrait à son tour persister quelques années jusqu'à un retour à la normale (comme on l'observe depuis les années 70 par exemple). Évidemment ce scénario est hautement spéculatif, mais il est intéressant de le considérer dans le contexte inter-annuel et dans notre interprétation des observations faites dans les années à venir.

### 5.2.3 À quel point toute cette histoire est-elle vraie ?

Ce travail s'appuie essentiellement sur l'analyse de données *in-situ* collectées sur la période 1906-2014. Cependant notre jeu de données est surtout représentatif des années 2000 puisque, en comparaison, très peu de données existent avant cette période dans l'océan Austral sub-polaire, particulièrement en hiver. Les données étudiées pendant cette thèse

apportent de nouveaux éléments concernant les caractéristiques de l’océan Austral et notamment des processus ayant lieu sous la glace de mer antarctique.

Cependant il ne faut pas oublier que l’océan sous la glace de mer (et plus encore sous les ice-shelfs) reste probablement un des systèmes le moins bien étudié de la planète [Rintoul et al., 2015]. Même si la couverture de données explose depuis une décennie, des manques sont toujours largement présents, et si ce n’est pas géographiquement, c’est au moins saisonnièrement. Nous l’avons vu dans le chapitre 2 (Fig. 1), nous manquons de données dans la mer de Ross ainsi que dans l’Ouest de la mer de Weddell, et ce constat s’accroît encore entre septembre et décembre (période à laquelle les éléphants de mer ne participent plus à l’échantillonnage car ils sont à terre). Le problème de mal, ou peu, échantillonner ces régions, réside principalement dans le sous-échantillonnage de régions potentiellement clés qui pourraient probablement affecter nos conclusions.

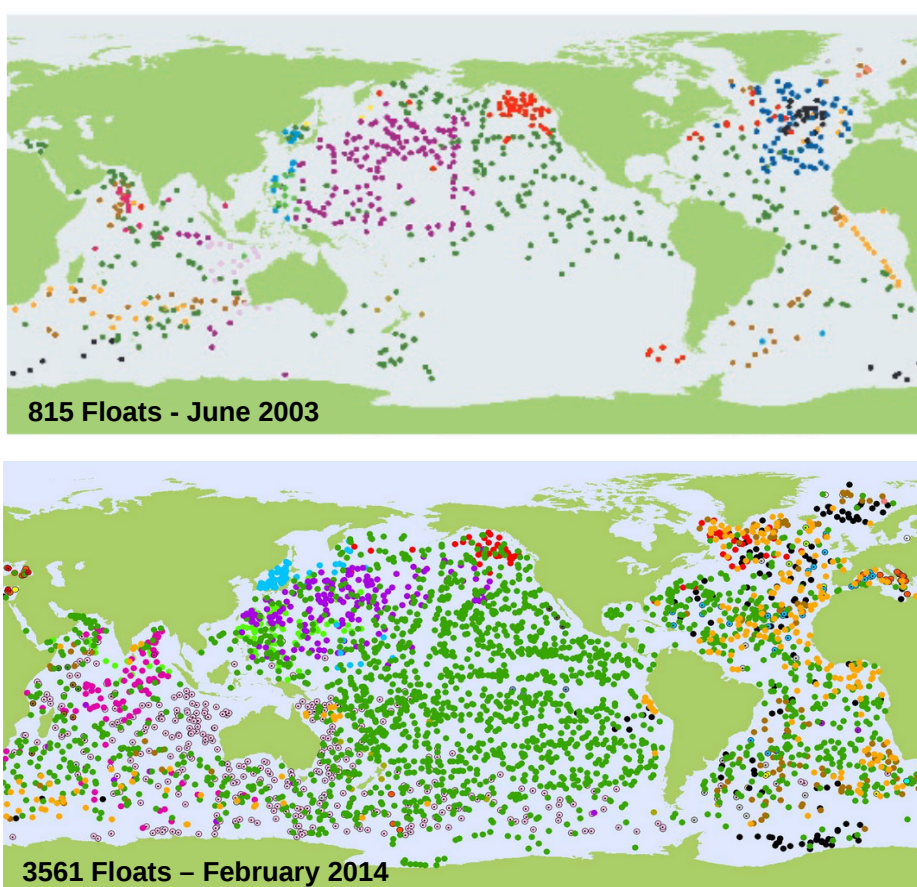


FIG. 5.2: Localisation des flotteurs Argo en 2003 (carte supérieure) et en 2014 (carte inférieure). En 11 ans la distribution de flotteur Argo a été multipliée par 4 et les flotteurs échantillonnent maintenant tous les océans de la planète.

Je fais notamment référence à des processus de courte durée de vie, des événements intenses mais transitoires, comme par exemple l’ouverture des polynies cotières, que l’on pense fondamentales pour la formation d’eaux denses. Nous l’avons abordé en discussion du chapitre 2, les polynies sont des étendues d’océan ouvert au sein même de la glace de mer et les flux de flottabilité y sont très différents du reste de la glace de mer. En effet, la présence

d'une ouverture dans la glace de mer augmente le flux de chaleur atmosphère-océan d'un facteur de 10 à 100 en comparaison de la glace de mer alentour [Maykut, 1978]. Quant au flux d'eau douce, il est également très important en raison du taux intense de production de glace de mer dans les polynies et des rejets de saumures associés [Gordon and Comiso, 1988, Tamura et al., 2016]. De ce fait les polynies sont reconnues pour être des régions d'intense formation de masses d'eau comme les AABW par exemple [Ohshima et al., 2013, Williams et al., 2016]. Malheureusement le caractère transitoire et éphémère d'un tel événement réduit nos chances de pouvoir le capturer puis l'échantillonner dans son ensemble. Il est donc possible que l'on sous-estime la production d'eaux denses dans les plus fortes classes de densité (les polynies côtières sont présentes dans les régions où la densité de la couche de mélange est forte). Notre chance est que les éléphants de mer, bien que ne se restreignant pas, loin de là, aux polynies, aiment y passer du temps [Labrousse et al., 2017]. Il serait intéressant dans le futur de sous-échantillonner notre jeu de données d'éléphants de mer pour se concentrer et décrire ce qu'il se passe dans ces polynies en terme de transformation de masses d'eau.

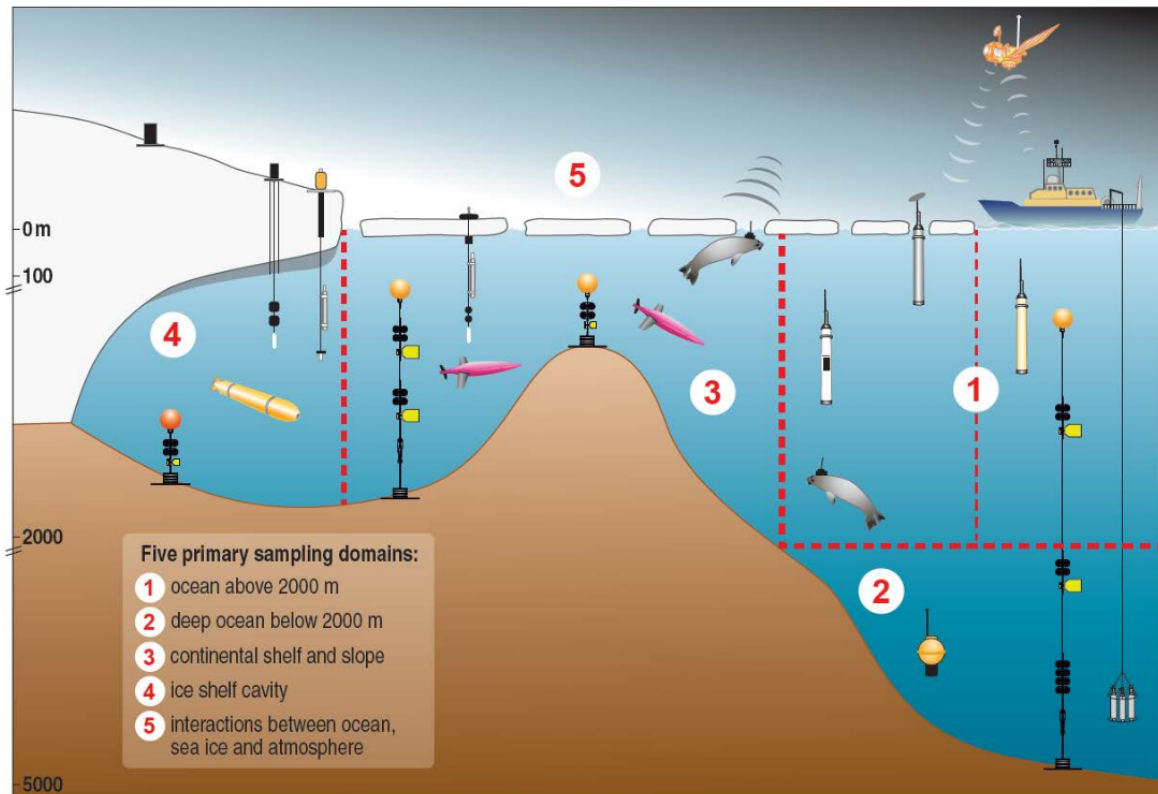


FIG. 5.3: **Les systèmes d'observation des hautes latitudes de l'océan Austral.** L'océan Austral est divisé en différents environnements physiques présentant chacun des caractéristiques distinctes et nécessitant ainsi différentes plateformes d'observation. En 1 il s'agit de l'océan jusqu'à 2000m, en 2 il s'agit de l'océan profond au delà de 2000m de profondeur, en 3 il s'agit du plateau continental et de la pente continentale, en 4 il s'agit des cavités sous les ice-shelf et finalement en 5 il s'agit des interactions entre l'océan-l'atmosphère et la glace de mer. D'après [Rintoul et al., 2015].

Afin d'augmenter la couverture de données et d'améliorer la description de la circulation ainsi que la compréhension des processus liés à la glace de mer, la production et l'analyse des différents jeux de données doit se poursuivre. Dans ce sens, un nouveau groupe de

travail OASIIS (Observing and Understanding the Ocean below Antarctic Sea Ice and Ice Shelves) a vu le jour en 2016 par exemple, dont la mission est d'élaborer un plan de travail détaillé de la mise en place d'un système d'observation sous la glace antarctique. Ce groupe de travail doit, entre autre, estimer quantitativement la demande d'échantillonnage de la part de la communauté scientifique. Comme le présente la Figure 5.3, l'océan Austral est composé de différents environnements physiques, et les moyens d'observation doivent être adaptés à chacun d'entre eux. C'est pourquoi la stratégie d'échantillonnage privilégiée est la combinaison de plusieurs modes d'observation afin d'effectuer des mesures continues et des études ciblées, avec des instruments de mesure à distance et *in-situ* couvrant l'atmosphère, l'océan et la glace.

## 6 | Annexes

Ici nous présentons une analyse de l'influence du SAM sur les variabilités inter-annuelles des caractéristiques de la couche de mélange.

### **Impact du SAM sur les propriétés de la couche de mélange**

Comme nous l'avons vu dans l'introduction générale, de nombreuses études ont révélé des signaux dans la réponse de l'océan Austral aux anomalies climatiques associées à l'indice climatique SAM. Nous allons maintenant explorer la réponse des caractéristiques de la couche de mélange à des phases positives et négatives du SAM en sélectionnant tous les événements SAM+/SAM- et en analysant le signal d'anomalie composite, pendant les événements SAM+ et SAM-.

### **Sélection des données**

Afin de décrire un possible impact du SAM sur les propriétés de la couche de mélange, nous travaillons sur les données mensuelles de l'indice SAM disponibles de janvier 1979 à décembre 2016. Ces données sont fournies par la NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>).

La première étape est de diviser notre jeu de données en deux lots correspondant aux données prélevées d'une part lors d'années SAM+, et d'autre part lors d'années SAM-. Afin de ne travailler que sur les événements SAM les plus intenses, nous sélectionnons uniquement les données échantillonnées à un moment où l'indice SAM était supérieur à plus ou moins un écart-type de l'ensemble des événements SAM (sur les 30 dernières années)

Une fois ce tri appliqué, on observe la distribution spatiale des données comme présenté dans la Figure. 6.1. Il apparaît clairement que la quantité de données est problématique dans la région de glace de mer pour pouvoir commenter une quelconque réponse moyenne de la couche de mélange aux événements SAM. Dans la suite nous n'aborderons que le cas de la réponse au SAM+ en été, en raison du manque de données pour les autres phases/saisons du SAM. Si ce choix est en un sens peu satisfaisant, il est à noter que les tendances du SAM sont plus fortes et statistiquement significatives seulement en été [Thompson et al., 2011].



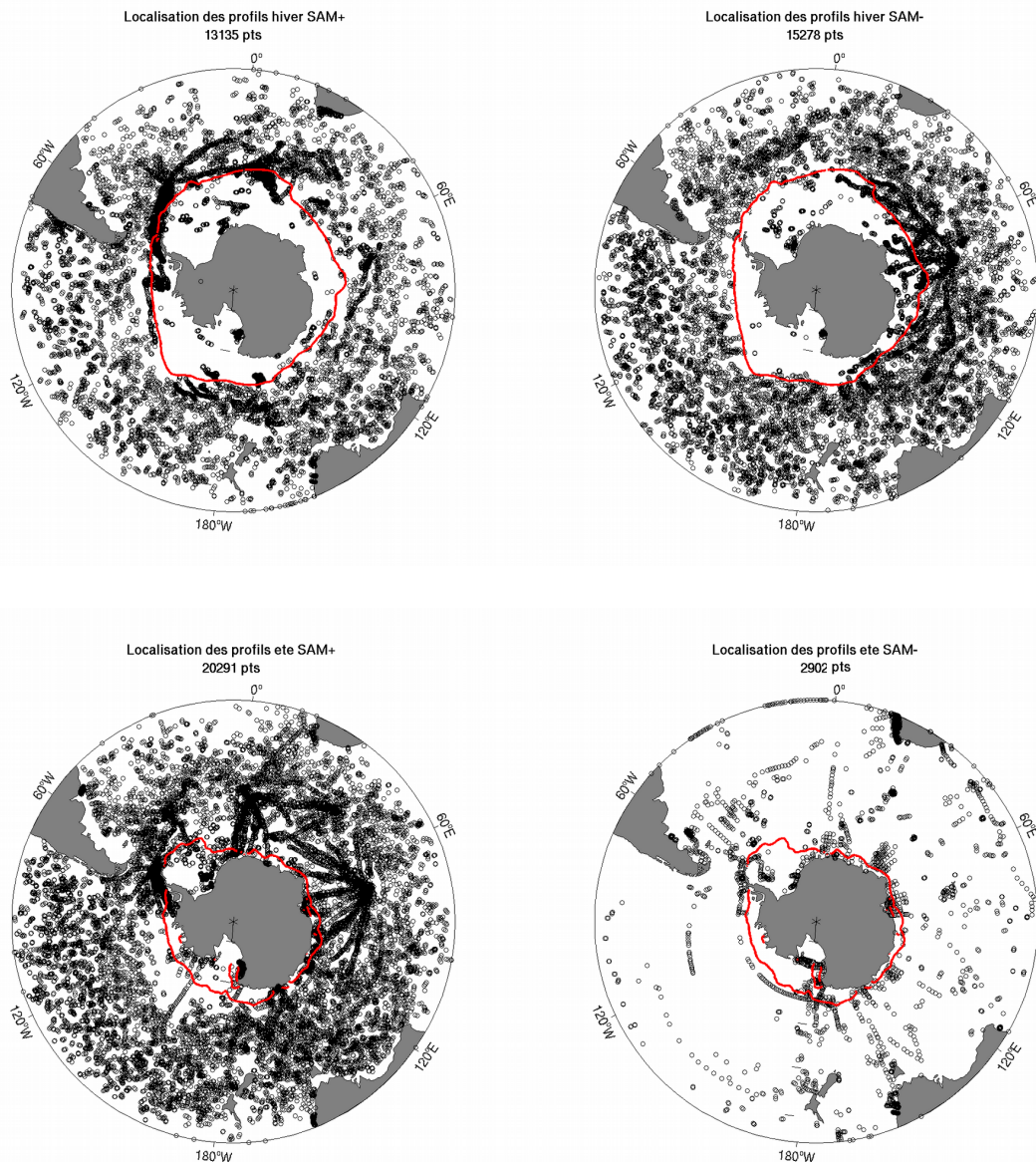


FIG. 6.1: Répartition spatiale des données lors d'évènements SAM+ et SAM-. Les deux figures de gauche correspondent à la localisation des données lors d'évènements SAM+ (en haut pendant l'hiver, en bas en été). Les deux figures de droite correspondent à la localisation des données lors d'évènements SAM (en haut pendant l'hiver, en bas en été). Les valeurs affichées au dessus de chaque figure correspondent au nombre de données. La ligne rouge correspond à l'extension moyenne de glace en hiver (en haut) et en été (en bas).

### Réponse de la température de la couche de mélange au SAM :

Nous sélectionnons toutes les données estivales échantillonnées pendant des évènements SAM+. Nous calculons ensuite l'anomalie des caractéristiques de la couche de mélange par rapport au cycle saisonnier local. Enfin nous utilisons une méthode de fitting, pour créer une carte de l'anomalie moyenne des caractéristiques de la couche de mélange pendant un évènement SAM+ estival [Ridgway et al., 2002] (pour chaque point de grille, la valeur du paramètre est estimée en utilisant  $\sim 300$  données sélectionnées et regroupées dans une ellipse



centrée sur le point de grille, et orientée le long de la bathymétrie). La Figure. 6.2 présente la réponse moyenne de la température de la couche de mélange au SAM+ estival.

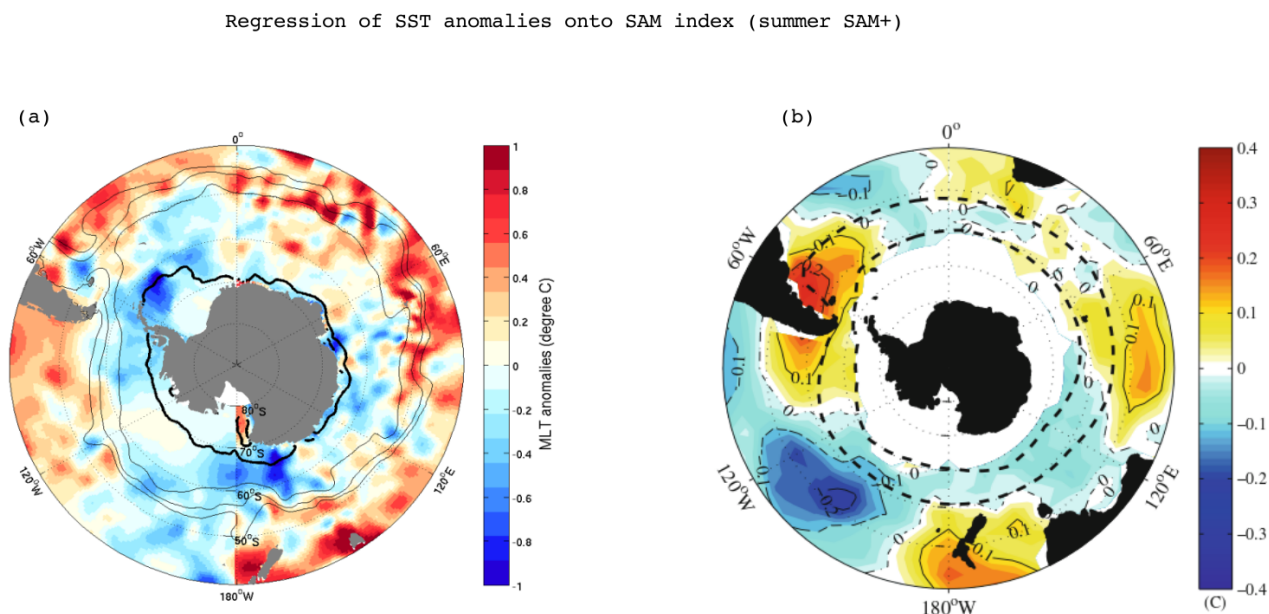


FIG. 6.2: Moyenne annuelle des anomalies de la température de la couche de mélange (en  $^{\circ}\text{C}$ ) lors d'évènement SAM+ estival, calculée à partir (a) de nos observations et (b) d'un modèle d'après [Vivier et al., 2010]. Les valeurs positives (négatives) correspondent à des températures plus chaudes (froides) que la moyenne climatologique. Sur la figure de gauche, le contour noir épais correspond à l'extension de glace estivale et les traits fins sont les fronts de l'ACC. Sur la figure de droite, les lignes pointillées correspondent aux limites de l'ACC.

La Figure. 6.2a révèle certains "patches" d'anomalies positives/négatives qui sont caractéristiques du signal SAM. En effet, nous observons un dipôle de signes opposés répartis à l'Ouest et à l'Est de  $110^{\circ}\text{W}$ . Côté Est, la couche de mélange est plus froide dans le secteur Pacifique de l'océan Austral ( $\sim -1^{\circ}\text{C}$ ). En accord avec de nombreuses études ([Sallée et al., 2010, Vivier et al., 2010]; Fig. 6.2b), nous notons que cette bulle d'anomalies négatives est centrée sur  $\sim 140^{\circ}\text{W}$ . Côté Ouest, nous observons l'anomalie positive qui englobe l'Amérique du Sud et s'étend jusqu'au bassin Argentin. D'autres zones clés d'anomalies positives reliées au SAM sont également visibles autour de  $90^{\circ}\text{E}$  et  $180^{\circ}\text{W}$ . La réponse négative de la température de la couche de mélange dans le secteur Pacifique pourrait être associée à d'autres variations climatiques qui écrasent le signal du SAM mais qui ont des implications pour la circulation de l'océan Austral comme par exemple l'indice climatique ENSO. À titre de comparaison, l'étude de [Sallée et al., 2010] basée elle aussi sur des observations de l'océan, expose un pattern d'anomalies de températures de surface très semblable au nôtre en SAM+ estival. Les anomalies de la température de la couche de mélange sont également cohérentes avec celles issues du modèle présenté par [Vivier et al., 2010] (Fig. 6.2b). Notre étude vient compléter les deux études de 2010 et comble certains manques présents dans la zone de glace de mer à cause d'un manque d'observations plus important encore à l'époque.

Nos résultats ne permettent pas de détecter une réponse claire des autres caractéristiques de la couche de mélange à l'indice SAM+. Les signaux obtenus sont trop faibles et non-

## Chapitre6. Annexes

---

exploitables compte tenu du peu de données que nous avons dans la zone de glace de mer ainsi que de la trop courte série temporelle dont nous disposons.

# Bibliographie

- [Abernathey et al., 2011] Abernathey, R., Marshall, J., and Ferreira, D. (2011). The dependence of southern ocean meridional overturning on wind stress. *Journal of Physical Oceanography*, 41(12) :2261–2278.
- [Abernathey et al., 2016] Abernathey, R. P., Cerovecki, I., Holland, P. R., Newsom, E., Mazloff, M., and Talley, L. D. (2016). Water-mass transformation by sea ice in the upper branch of the southern ocean overturning. *Nature Geoscience*, 9(8) :596–601.
- [Abraham et al., 2013] Abraham, J. P., Baringer, M., Bindoff, N., Boyer, T., Cheng, L., Church, J., Conroy, J., Domingues, C., Fasullo, J., Gilson, J., et al. (2013). A review of global ocean temperature observations : Implications for ocean heat content estimates and climate change. *Reviews of Geophysics*, 51(3) :450–483.
- [Alder et al., 2016] Alder, V., Azzaro, M., Huccke-Gaete, R., Mosetti, R., Orgeira, J. L., Quarantino, L., Rey, A. R., Schejter, L., Vecchione, M., and Marschoff, E. R. (2016). H. southern ocean.
- [Allison et al., 2010] Allison, L., Johnson, H., Marshall, D., and Munday, D. (2010). Where do winds drive the antarctic circumpolar current? *Geophysical Research Letters*, 37(12).
- [Anderson et al., 2009] Anderson, R., Ali, S., Bradtmiller, L., Nielsen, S., Fleisher, M., Anderson, B., and Burckle, L. (2009). Wind-driven upwelling in the southern ocean and the deglacial rise in atmospheric co<sub>2</sub>. *science*, 323(5920) :1443–1448.
- [Antonov et al., 2005] Antonov, J., Levitus, S., and Boyer, T. (2005). Thermosteric sea level rise, 1955–2003. *Geophysical Research Letters*, 32(12).
- [Armour et al., 2016] Armour, K. C., Marshall, J., Scott, J. R., Donohoe, A., and Newsom, E. R. (2016). Southern ocean warming delayed by circumpolar upwelling and equatorward transport. *Nature Geoscience*, 9(7) :549–554.
- [Barnes and Hartmann, 2010] Barnes, E. A. and Hartmann, D. L. (2010). Dynamical feedbacks and the persistence of the nao. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(3) :851–865.
- [Bintanja et al., 2013] Bintanja, R., Van Oldenborgh, G., Drijfhout, S., Wouters, B., and Katsman, C. (2013). Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in antarctic sea-ice expansion. *Nature Geoscience*, 6(5) :376–379.
- [Bitz et al., 2006] Bitz, C., Gent, P., Woodgate, R., Holland, M., and Lindsay, R. (2006). The influence of sea ice on ocean heat uptake in response to increasing co<sub>2</sub>. *Journal of Climate*, 19(11) :2437–2450.
- [Blunden and Arndt, 2016] Blunden, J. and Arndt, D. S. (2016). State of the climate in 2015. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(8) :Si–S275.
- [Blunden et al., 2013] Blunden, J., Arndt, D. S., Achberger, C., Ackerman, S. A., Albanil, A., Alexander, P., Alfaro, E. J., Allan, R., Alves, L. M., Amador, J. A., et al. (2013). State of the climate in 2012. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(8) :1–238.

## BIBLIOGRAPHIE

---

- [Böning et al., 2008] Böning, C. W., Dispert, A., Visbeck, M., Rintoul, S., and Schwarzkopf, F. U. (2008). The response of the antarctic circumpolar current to recent climate change. *Nature Geoscience*, 1(12) :864–869.
- [Borowski et al., 2002] Borowski, D., Gerdes, R., and Olbers, D. (2002). Thermohaline and wind forcing of a circumpolar channel with blocked geostrophic contours. *Journal of Physical Oceanography*, 32(9) :2520–2540.
- [Botnikov, 1963] Botnikov, V. (1963). Geographical position of the antarctic convergence zone in the antarctic ocean. *Soviet Antarctic Exped. Inform. Bull.*, 41 :324–327.
- [Bourassa et al., 2013] Bourassa, M. A., Gille, S. T., Bitz, C., Carlson, D., Cerovecki, I., Clayson, C. A., Cronin, M. F., Drennan, W. M., Fairall, C. W., Hoffman, R. N., et al. (2013). High-latitude ocean and sea ice surface fluxes : Challenges for climate research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(3) :403–423.
- [Boyer et al., 2009] Boyer, T. P., Antonov, J. I., Baranova, O. K., Garcia, H. E., Johnson, D. R., Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., O’Brien, T. D., Seidov, D., Smolyar, I. V., et al. (2009). Noaa atlas nesdis 66.
- [Boyer et al., 2005] Boyer, T. P., Levitus, S., Antonov, J., Locarnini, R., and Garcia, H. (2005). Linear trends in salinity for the world ocean, 1955–1998. *Geophysical Research Letters*, 32(1).
- [Brahmananda Rao et al., 2003] Brahmananda Rao, V., Do Carmo, A., and Franchito, S. H. (2003). Interannual variations of storm tracks in the southern hemisphere and their connections with the antarctic oscillation. *International Journal of Climatology*, 23(12) :1537–1545.
- [Broecker, 1991] Broecker, W. S. (1991). The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4(2) :79–89.
- [Bryan, 1969] Bryan, K. (1969). Climate and the ocean circulation. *Monthly Weather Review*, 97(11).
- [Carsey, 1980] Carsey, F. (1980). Microwave observation of the weddell polynya. *Monthly Weather Review*, 108(12) :2032–2044.
- [Cavaleri and Parkinson, 2008] Cavaleri, D. and Parkinson, C. (2008). Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2006. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 113(C7).
- [Cerovečki et al., 2011] Cerovečki, I., Talley, L. D., and Mazloff, M. R. (2011). A comparison of southern ocean air–sea buoyancy flux from an ocean state estimate with five other products. *Journal of climate*, 24(24) :6283–6306.
- [Chapman and Morrow, 2014] Chapman, C. C. and Morrow, R. (2014). Variability of southern ocean jets near topography. *Journal of Physical Oceanography*, 44(2) :676–693.
- [Chou et al., 2004] Chou, S.-H., Nelkin, E., Ardizzone, J., and Atlas, R. M. (2004). A comparison of latent heat fluxes over global oceans for four flux products. *Journal of climate*, 17(20) :3973–3989.
- [Church and White, 2011] Church, J. A. and White, N. J. (2011). Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surveys in Geophysics*, 32(4-5) :585–602.
- [Close and Goosse, 2013] Close, S. E. and Goosse, H. (2013). Entrainment-driven modulation of southern ocean mixed layer properties and sea ice variability in cmip5 models. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118(6) :2811–2827.
- [Comiso, 2010] Comiso, J. C. (2010). Variability and trends of the global sea ice cover. *Sea ice*, 2 :205–246.

- [Comiso et al., 2011] Comiso, J. C., Kwok, R., Martin, S., and Gordon, A. L. (2011). Variability and trends in sea ice extent and ice production in the ross sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C4).
- [Constable et al., 2014] Constable, A. J., Melbourne-Thomas, J., Corney, S. P., Arrigo, K. R., Barbraud, C., Barnes, D. K., Bindoff, N. L., Boyd, P. W., Brandt, A., Costa, D. P., et al. (2014). Climate change and southern ocean ecosystems i : how changes in physical habitats directly affect marine biota. *Global Change Biology*, 20(10) :3004–3025.
- [de Boyer Montégut et al., 2004] de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., and Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C12).
- [De Lavergne et al., 2014] De Lavergne, C., Palter, J. B., Galbraith, E. D., Bernardello, R., and Marinov, I. (2014). Cessation of deep convection in the open southern ocean under anthropogenic climate change. *Nature Climate Change*, 4(4) :278.
- [Deacon, 1937] Deacon, G. (1937). The hydrology of the southern ocean. *Discovery reports*, 15 :1–124.
- [DeVries et al., 2017] DeVries, T., Holzer, M., and Primeau, F. (2017). Recent increase in oceanic carbon uptake driven by weaker upper-ocean overturning. *Nature*, 542(7640) :215–218.
- [DeVries and Primeau, 2011] DeVries, T. and Primeau, F. (2011). Dynamically and observationally constrained estimates of water-mass distributions and ages in the global ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 41(12) :2381–2401.
- [Domingues et al., 2008] Domingues, C. M., Church, J. A., White, N. J., Gleckler, P. J., Wijffels, S. E., Barker, P. M., and Dunn, J. R. (2008). Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature*, 453(7198) :1090–1093.
- [Dong et al., 2007] Dong, S., Gille, S. T., and Sprintall, J. (2007). An assessment of the southern ocean mixed layer heat budget. *Journal of Climate*, 20(17) :4425–4442.
- [Dong et al., 2006] Dong, S., Sprintall, J., and Gille, S. T. (2006). Location of the antarctic polar front from amsr-e satellite sea surface temperature measurements. *Journal of Physical Oceanography*, 36(11) :2075–2089.
- [Dong et al., 2008] Dong, S., Sprintall, J., Gille, S. T., and Talley, L. (2008). Southern ocean mixed-layer depth from argo float profiles. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 113(C6).
- [Downes et al., 2011a] Downes, S., Budnick, A., Sarmiento, J., and Farneti, R. (2011a). Impacts of wind stress on the antarctic circumpolar current fronts and associated subduction. *Geophysical Research Letters*, 38(11).
- [Downes et al., 2010] Downes, S. M., Bindoff, N. L., and Rintoul, S. R. (2010). Changes in the subduction of southern ocean water masses at the end of the twenty-first century in eight ipcc models. *Journal of Climate*, 23(24) :6526–6541.
- [Downes et al., 2011b] Downes, S. M., Gnanadesikan, A., Griffies, S. M., and Sarmiento, J. L. (2011b). Water mass exchange in the southern ocean in coupled climate models. *Journal of Physical Oceanography*, 41(9) :1756–1771.
- [Durack et al., 2014] Durack, P. J., Gleckler, P. J., Landerer, F. W., and Taylor, K. E. (2014). Quantifying underestimates of long-term upper-ocean warming. *Nature Climate Change*, 4(11) :999–1005.
- [Durack and Wijffels, 2010] Durack, P. J. and Wijffels, S. E. (2010). Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming. *Journal of Climate*, 23(16) :4342–4362.

## BIBLIOGRAPHIE

---

- [England, 1992] England, M. H. (1992). On the formation of antarctic intermediate and bottom water in ocean general circulation models. *Journal of Physical Oceanography*, 22(8) :918–926.
- [Ferrari and Nikurashin, 2010] Ferrari, R. and Nikurashin, M. (2010). Suppression of eddy diffusivity across jets in the southern ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 40(7) :1501–1519.
- [Ferreira et al., 2015] Ferreira, D., Marshall, J., Bitz, C. M., Solomon, S., and Plumb, A. (2015). Antarctic ocean and sea ice response to ozone depletion : A two-time-scale problem. *Journal of Climate*, 28(3) :1206–1226.
- [Frölicher et al., 2015] Frölicher, T. L., Sarmiento, J. L., Paynter, D. J., Dunne, J. P., Krasting, J. P., and Winton, M. (2015). Dominance of the southern ocean in anthropogenic carbon and heat uptake in cmip5 models. *Journal of Climate*, 28(2) :862–886.
- [Fyfe et al., 1999] Fyfe, J., Boer, G., and Flato, G. (1999). The arctic and antarctic oscillations and their projected changes under global warming. *Geophysical Research Letters*, 26(11) :1601–1604.
- [Fyfe and Saenko, 2006] Fyfe, J. C. and Saenko, O. A. (2006). Simulated changes in the extratropical southern hemisphere winds and currents. *Geophysical Research Letters*, 33(6).
- [Fyfe et al., 2007] Fyfe, J. C., Saenko, O. A., Zickfeld, K., Eby, M., and Weaver, A. J. (2007). The role of poleward-intensifying winds on southern ocean warming. *Journal of Climate*, 20(21) :5391–5400.
- [Ganachaud and Wunsch, 2000] Ganachaud, A. and Wunsch, C. (2000). Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, 408(6811) :453–457.
- [Ganachaud and Wunsch, 2003] Ganachaud, A. and Wunsch, C. (2003). Large-scale ocean heat and freshwater transports during the world ocean circulation experiment. *Journal of Climate*, 16(4) :696–705.
- [Garabato et al., 2002] Garabato, A. C. N., McDonagh, E. L., Stevens, D. P., Heywood, K. J., and Sanders, R. J. (2002). On the export of antarctic bottom water from the weddell sea. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 49(21) :4715–4742.
- [Gent, 2016] Gent, P. R. (2016). Effects of southern hemisphere wind changes on the meridional overturning circulation in ocean models. *Annual review of marine science*, 8 :79–94.
- [Gent et al., 2001] Gent, P. R., Large, W. G., and Bryan, F. O. (2001). What sets the mean transport through drake passage? *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C2) :2693–2712.
- [Giglio and Johnson, 2017] Giglio, D. and Johnson, G. C. (2017). Middepth decadal warming and freshening in the south atlantic. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 122(2) :973–979.
- [Gill, 1973] Gill, A. (1973). Circulation and bottom water production in the weddell sea. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volume 20, pages 111–140. Elsevier.
- [Gille and Swart, 2016] Gille, S., S. J. and Swart, S. (2016). New approaches for air-sea fluxes in the southern ocean. *Eos*, 97.
- [Gille, 1994] Gille, S. T. (1994). Mean sea surface height of the antarctic circumpolar current from geosat data : Method and application. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 99(C9) :18255–18273.
- [Gille, 2002] Gille, S. T. (2002). Warming of the southern ocean since the 1950s. *Science*, 295(5558) :1275–1277.



- [Gille, 2008] Gille, S. T. (2008). Decadal-scale temperature trends in the southern hemisphere ocean. *Journal of Climate*, 21(18) :4749–4765.
- [Gille et al., 2016] Gille, S. T., McKee, D. C., and Martinson, D. G. (2016). Temporal changes in the antarctic circumpolar current : Implications for the antarctic continental shelves. *Oceanography*, 29(4) :96–105.
- [Gordon, 1982] Gordon, A. (1982). The us-ussr weddell polynya expedition. *Antarctic JUS*, 17(5) :96–98.
- [Gordon et al., 1978] Gordon, A., Molinelli, E., and Baker, T. (1978). Large-scale relative dynamic topography of the southern ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 83(C6) :3023–3032.
- [Gordon and Comiso, 1988] Gordon, A. L. and Comiso, J. C. (1988). Polynyas in the southern ocean. *Scientific American*, 258(6) :90–97.
- [Gordon and Greengrove, 1986] Gordon, A. L. and Greengrove, C. L. (1986). Geostrophic circulation of the brazil-falkland confluence. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 33(5) :573–585.
- [Grazioli et al., 2017] Grazioli, J., Madeleine, J.-B., Gallée, H., Forbes, R. M., Genthon, C., Krinner, G., and Berne, A. (2017). Katabatic winds diminish precipitation contribution to the antarctic ice mass balance. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(41) :10858–10863.
- [Hall and Visbeck, 2002] Hall, A. and Visbeck, M. (2002). Synchronous variability in the southern hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode. *Journal of Climate*, 15(21) :3043–3057.
- [Hanna et al., 2013] Hanna, E., Navarro, F. J., Pattyn, F., Domingues, C. M., Fettweis, X., Ivins, E. R., Nicholls, R. J., Ritz, C., Smith, B., Tulaczyk, S., et al. (2013). Ice-sheet mass balance and climate change. *Nature*, 498(7452) :51–59.
- [Haumann et al., 2016] Haumann, F. A., Gruber, N., Münnich, M., Frenger, I., and Kern, S. (2016). Sea-ice transport driving southern ocean salinity and its recent trends. *Nature*, 537(7618) :89–92.
- [Haumann et al., 2014] Haumann, F. A., Notz, D., and Schmidt, H. (2014). Anthropogenic influence on recent circulation-driven antarctic sea ice changes. *Geophysical Research Letters*, 41(23) :8429–8437.
- [Hellmer, 2004] Hellmer, H. H. (2004). Impact of antarctic ice shelf basal melting on sea ice and deep ocean properties. *Geophysical Research Letters*, 31(10).
- [Hellmer et al., 2012] Hellmer, H. H., Kauker, F., Timmermann, R., Determann, J., and Rae, J. (2012). Twenty-first-century warming of a large antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current. *Nature*, 485(7397) :225–228.
- [Heuzé et al., 2013] Heuzé, C., Heywood, K. J., Stevens, D. P., and Ridley, J. K. (2013). Southern ocean bottom water characteristics in cmip5 models. *Geophysical Research Letters*, 40(7) :1409–1414.
- [Heywood et al., 2004] Heywood, K. J., Naveira Garabato, A. C., Stevens, D. P., and Muench, R. D. (2004). On the fate of the antarctic slope front and the origin of the weddell front. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C6).
- [Hogg, 2010] Hogg, A. M. (2010). An antarctic circumpolar current driven by surface buoyancy forcing. *Geophysical Research Letters*, 37(23).
- [Holland et al., 2014] Holland, P. R., Bruneau, N., Enright, C., Losch, M., Kurtz, N. T., and Kwok, R. (2014). Modeled trends in antarctic sea ice thickness. *Journal of Climate*, 27(10) :3784–3801.

## BIBLIOGRAPHIE

---

- [Holland and Kwok, 2012] Holland, P. R. and Kwok, R. (2012). Wind-driven trends in antarctic sea-ice drift. *Nature Geoscience*, 5(12) :872–875.
- [Holte and Talley, 2009] Holte, J. and Talley, L. (2009). A new algorithm for finding mixed layer depths with applications to argo data and subantarctic mode water formation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(9) :1920–1939.
- [Hughes and Ash, 2001] Hughes, C. W. and Ash, E. R. (2001). Eddy forcing of the mean flow in the southern ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C2) :2713–2722.
- [Jacobs, 2006] Jacobs, S. (2006). Observations of change in the southern ocean. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1844) :1657–1681.
- [Jacobs et al., 2002a] Jacobs, S., Giulivi, C., and Mele, P. (2002a). Freshening of the ross sea during the late 20th century. *Science*, 297(5580) :386–389.
- [Jacobs et al., 2002b] Jacobs, S., Giulivi, C., and Mele, P. (2002b). Freshening of the ross sea during the late 20th century. *Science*, 297(5580) :386–389.
- [Jacobs and Giulivi, 2010] Jacobs, S. S. and Giulivi, C. F. (2010). Large multidecadal salinity trends near the pacific–antarctic continental margin. *Journal of Climate*, 23(17) :4508–4524.
- [Johnson and Bryden, 1989] Johnson, G. C. and Bryden, H. L. (1989). On the size of the antarctic circumpolar current. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36(1) :39–53.
- [Josey et al., 2013] Josey, S. A., Gulev, S., and Yu, L. (2013). Exchanges through the ocean surface. In *International Geophysics*, volume 103, pages 115–140. Elsevier.
- [Josey et al., 1999] Josey, S. A., Kent, E. C., and Taylor, P. K. (1999). New insights into the ocean heat budget closure problem from analysis of the soc air–sea flux climatology. *Journal of Climate*, 12(9) :2856–2880.
- [Jullion et al., 2014] Jullion, L., Garabato, A. C. N., Bacon, S., Meredith, M. P., Brown, P. J., Torres-Valdés, S., Speer, K. G., Holland, P. R., Dong, J., Bakker, D., et al. (2014). The contribution of the weddell gyre to the lower limb of the global overturning circulation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(6) :3357–3377.
- [Jullion et al., 2013] Jullion, L., Naveira Garabato, A. C., Meredith, M. P., Holland, P. R., Courtois, P., and King, B. A. (2013). Decadal freshening of the antarctic bottom water exported from the weddell sea. *Journal of Climate*, 26(20) :8111–8125.
- [Kara et al., 2000] Kara, A. B., Rochford, P. A., and Hurlburt, H. E. (2000). An optimal definition for ocean mixed layer depth. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C7) :16803–16821.
- [Kara et al., 2003] Kara, A. B., Rochford, P. A., and Hurlburt, H. E. (2003). Mixed layer depth variability over the global ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 108(C3).
- [Karoly, 1989] Karoly, D. J. (1989). Southern hemisphere circulation features associated with el niño–southern oscillation events. *Journal of Climate*, 2(11) :1239–1252.
- [Kim et al., 2016] Kim, C.-S., Kim, T.-W., Cho, K.-H., Ha, H. K., Lee, S., Kim, H.-C., and Lee, J.-H. (2016). Variability of the antarctic coastal current in the amundsen sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 181 :123–133.
- [Kjellsson et al., 2015] Kjellsson, J., Holland, P. R., Marshall, G. J., Mathiot, P., Aksenov, Y., Coward, A. C., Bacon, S., Megann, A. P., and Ridley, J. (2015). Model sensitivity of the weddell and ross seas, antarctica, to vertical mixing and freshwater forcing. *Ocean Modelling*, 94 :141–152.

- [Labrousse et al., 2017] Labrousse, S., Sallée, J.-B., Fraser, A. D., Massom, R. A., Reid, P., Sumner, M., Guinet, C., Harcourt, R., McMahon, C., Bailleul, F., et al. (2017). Under the sea ice : Exploring the relationship between sea ice and the foraging behaviour of southern elephant seals in east antarctica. *Progress in Oceanography*.
- [Lacarra et al., 2014] Lacarra, M., Houssais, M.-N., Herbaut, C., Sultan, E., and Beauverger, M. (2014). Dense shelf water production in the adélie depression, east antarctica, 2004–2012 : Impact of the mertz glacier calving. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(8) :5203–5220.
- [Landschützer et al., 2015] Landschützer, P., Gruber, N., Haumann, F. A., Rödenbeck, C., Bakker, D. C., Van Heuven, S., Hoppema, M., Metzl, N., Sweeney, C., Takahashi, T., et al. (2015). The reinvigoration of the southern ocean carbon sink. *Science*, 349(6253) :1221–1224.
- [Le Quere et al., 2009] Le Quere, C., Raupach, M. R., Canadell, J. G., and Marland et al., G. (2009). Trends in the sources and sinks of carbon dioxide. *Nature Geosci*, 2(12) :831–836.
- [Le Quéré et al., 2008] Le Quéré, C., Rödenbeck, C., Buitenhuis, E. T., Conway, T. J., Langenfelds, R., Gomez, A., Labuschagne, C., Ramonet, M., Nakazawa, T., Metzl, N., et al. (2008). Response to comments on “saturation of the southern ocean co2 sink due to recent climate change”. *science*, 319(5863) :570c–570c.
- [Le Quéré et al., 2007] Le Quéré, C., Rödenbeck, C., Buitenhuis, E. T., Conway, T. J., Langenfelds, R., Gomez, A., Labuschagne, C., Ramonet, M., Nakazawa, T., Metzl, N., Gillett, N., and Heimann, M. (2007). Saturation of the southern ocean co2 sink due to recent climate change. *Science*, 316(5832) :1735–1738.
- [Lecomte et al., 2017] Lecomte, O., Goose, H., Fichet, T., De Lavergne, C., Barthélemy, A., and Zunz, V. (2017). Vertical ocean heat redistribution sustaining sea-ice concentration trends in the ross sea. *Nature communications*, 8(1) :258.
- [Lecomte and Toyota, 2016] Lecomte, O. and Toyota, T. (2016). Influence of wet conditions on snow temperature diurnal variations : An east antarctic sea–ice case study. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 131 :68–74.
- [Levitus et al., 2012] Levitus, S., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Baranova, O. K., Garcia, H. E., Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Reagan, J., Seidov, D., Yarosh, E. S., et al. (2012). World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010. *Geophysical Research Letters*, 39(10).
- [Levitus et al., 2009] Levitus, S., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Locarnini, R. A., Garcia, H. E., and Mishonov, A. V. (2009). Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophysical Research Letters*, 36(7).
- [Levitus et al., 2000] Levitus, S., Antonov, J. I., Boyer, T. P., and Stephens, C. (2000). Warming of the world ocean. *Science*, 287(5461) :2225–2229.
- [Llovel and Terray, 2016] Llovel, W. and Terray, L. (2016). Observed southern upper-ocean warming over 2005–2014 and associated mechanisms. *Environmental Research Letters*, 11(12) :124023.
- [Loeb et al., 1997] Loeb, V., Siegel, V., Holm-Hansen, O., Hewitt, R., Fraser, W., Trivelpiece, W., and Trivelpiece, S. (1997). Effects of sea-ice extent and krill or salp dominance on the antarctic food web. *Nature*, 387(6636) :897.
- [Lovenduski et al., 2008] Lovenduski, N. S., Gruber, N., and Doney, S. C. (2008). Toward a mechanistic understanding of the decadal trends in the southern ocean carbon sink. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(3).

## BIBLIOGRAPHIE

---

- [Marshall, 1997] Marshall, D. (1997). Subduction of water masses in an eddying ocean. *Journal of Marine Research*, 55(2) :201–222.
- [Marshall et al., 2014] Marshall, J., Armour, K. C., Scott, J. R., Kostov, Y., Hausmann, U., Ferreira, D., Shepherd, T. G., and Bitz, C. M. (2014). The ocean’s role in polar climate change : asymmetric arctic and antarctic responses to greenhouse gas and ozone forcing. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 372(2019) :20130040.
- [Marshall et al., 1999] Marshall, J., Jamous, D., and Nilsson, J. (1999). Reconciling thermodynamic and dynamic methods of computation of water-mass transformation rates. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 46(4) :545–572.
- [Marshall and Radko, 2003] Marshall, J. and 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 et al., 2006] Marshall, J., Shuckburgh, E., Jones, H., and Hill, C. (2006). Estimates and implications of surface eddy diffusivity in the southern ocean derived from tracer transport. *Journal of physical oceanography*, 36(9) :1806–1821.
- [Marshall and Speer, 2012] Marshall, J. and Speer, K. (2012). Closure of the meridional overturning circulation through southern ocean upwelling. *Nature Geoscience*, 5(3) :171–180.
- [Marsland and Wolff, 2001] Marsland, S. and Wolff, J.-O. (2001). On the sensitivity of southern ocean sea ice to the surface freshwater flux : a model study. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C2) :2723–2741.
- [Mathiot et al., 2011] Mathiot, P., Goose, H., Fichefet, T., Barnier, B., and Gallée, H. (2011). Modelling the seasonal variability of the antarctic slope current. *Ocean Science*, 7(4) :445–532.
- [Maykut, 1978] Maykut, G. A. (1978). Energy exchange over young sea ice in the central arctic. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 83(C7) :3646–3658.
- [Mazloff et al., 2017] Mazloff, M., Sallée, J., Menezes, V., Macdonald, A., Meredith, M., Newman, L., Pellichero, V., Roquet, F., Swart, S., and Wahlin, A. (2017). State of the climate in 2016. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(8) :Si–S277.
- [McCreary et al., 2001] McCreary, J. P., Kohler, K. E., Hood, R. R., Smith, S., Kindle, J., Fischer, A. S., and Weller, R. A. (2001). Influences of diurnal and intraseasonal forcing on mixed-layer and biological variability in the central arabian sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C4) :7139–7155.
- [Meijers, 2014] Meijers, A. (2014). The southern ocean in the coupled model intercomparison project phase 5. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 372(2019).
- [Menviel et al., 2008] Menviel, L., Timmermann, A., Mouchet, A., and Timm, O. (2008). Climate and marine carbon cycle response to changes in the strength of the southern hemispheric westerlies. *Paleoceanography*, 23(4).
- [Meredith et al., 2011] Meredith, M. P., Woodworth, P. L., Chereskin, T. K., Marshall, D. P., Allison, L. C., Bigg, G. R., Donohue, K., Heywood, K. J., Hughes, C. W., Hibbert, A., Hogg, A. M., Johnson, H. L., Jullion, L., King, B. A., Leach, H., Lenn, Y.-D., Morales Maqueda, M. A., Munday, D. R., Naveira Garabato, A. C., Provost, C., Sallée, J.-B., and Sprintall, J. (2011). Sustained monitoring of the southern ocean at drake passage : Past achievements and future priorities. *Reviews of Geophysics*, 49(4). RG4005.
- [Mo, 2000] Mo, K. C. (2000). Relationships between low-frequency variability in the southern hemisphere and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 13(20) :3599–3610.

- [Morrison et al., 2015] Morrison, A. K., Frölicher, T. L., and Sarmiento, J. L. (2015). Upwelling in the southern ocean. *Physics Today*, 68(1) :27–33.
- [Morrison and Hogg, 2013] Morrison, A. K. and Hogg, A. (2013). On the relationship between southern ocean overturning and acc transport. *Journal of Physical Oceanography*, 43(1) :140–148.
- [Morrison et al., 2011] Morrison, A. K., Hogg, A. M., and Ward, M. L. (2011). Sensitivity of the southern ocean overturning circulation to surface buoyancy forcing. *Geophysical Research Letters*, 38(14).
- [Nakayama et al., 2014] Nakayama, Y., Timmermann, R., Rodehacke, C. B., Schröder, M., and Hellmer, H. H. (2014). Modeling the spreading of glacial meltwater from the amundsen and bellingshausen seas. *Geophysical Research Letters*, 41(22) :7942–7949.
- [Nuccitelli et al., 2012] Nuccitelli, D., Way, R., Painting, R., Church, J., and Cook, J. (2012). Comment on “ocean heat content and earths radiation imbalance. ii. relation to climate shifts”. *Physics Letters A*, 376(45) :3466–3468.
- [Núñez-Riboni and Fahrbach, 2009] Núñez-Riboni, I. and Fahrbach, E. (2009). Seasonal variability of the antarctic coastal current and its driving mechanisms in the weddell sea. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 56(11) :1927–1941.
- [Ohshima et al., 2013] Ohshima, K. I., Fukamachi, Y., Williams, G. D., Nihashi, S., Roquet, F., Kitade, Y., Tamura, T., Hirano, D., Herraiz-Borreguero, L., Field, I., et al. (2013). Antarctic bottom water production by intense sea-ice formation in the cape darnley polynya. *Nature Geoscience*, 6(3) :235–240.
- [Orsi et al., 1999] Orsi, A., Johnson, G., and Bullister, J. (1999). Circulation, mixing, and production of antarctic bottom water. *Progress in Oceanography*, 43(1) :55–109.
- [Orsi et al., 1993] Orsi, A. H., Nowlin, W. D., and Whitworth, T. (1993). On the circulation and stratification of the weddell gyre. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 40(1) :169–203.
- [Orsi et al., 1995] Orsi, A. H., Whitworth, T., and Nowlin, W. D. (1995). On the meridional extent and fronts of the antarctic circumpolar current. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 42(5) :641–673.
- [Palmer and Brohan, 2011] Palmer, M. D. and Brohan, P. (2011). Estimating sampling uncertainty in fixed-depth and fixed-isotherm estimates of ocean warming. *International Journal of Climatology*, 31(7) :980–986.
- [Papritz et al., 2014] Papritz, L., Pfahl, S., Rudeva, I., Simmonds, I., Sodemann, H., and Wernli, H. (2014). The role of extratropical cyclones and fronts for southern ocean freshwater fluxes. *Journal of Climate*, 27(16) :6205–6224.
- [Pease, 1987] Pease, C. H. (1987). The size of wind-driven coastal polynyas. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 92(C7) :7049–7059.
- [Peck et al., 2015] Peck, V. L., Allen, C. S., Kender, S., McClymont, E. L., and Hodgson, D. A. (2015). Oceanographic variability on the west antarctic peninsula during the holocene and the influence of upper circumpolar deep water. *Quaternary Science Reviews*, 119 :54–65.
- [Pellichero et al., 2017] Pellichero, V., Sallée, J.-B., Schmidtko, S., Roquet, F., and Charassin, J.-B. (2017). The ocean mixed-layer under southern ocean sea-ice : Seasonal cycle and forcing. *Journal of Geophysical Research : Oceans*.
- [Perlwitz et al., 2008] Perlwitz, J., Pawson, S., Fogt, R. L., Nielsen, J. E., and Neff, W. D. (2008). Impact of stratospheric ozone hole recovery on antarctic climate. *Geophysical Research Letters*, 35(8).

## BIBLIOGRAPHIE

---

- [Petty et al., 2013] Petty, A. A., Feltham, D. L., and Holland, P. R. (2013). Impact of atmospheric forcing on antarctic continental shelf water masses. *Journal of Physical Oceanography*, 43(5) :920–940.
- [Petty et al., 2014] Petty, A. A., Holland, P. R., and Feltham, D. L. (2014). Sea ice and the ocean mixed layer over the antarctic shelf seas. *The Cryosphere*, 8(2) :761–783.
- [Post et al., 2014] Post, A. L., Meijers, A. J., Fraser, A. D., Meiners, K. M., Ayers, J., Bindoff, N. L., Griffiths, H. J., Van de Putte, A., O’Brien, P. E., Swadling, K. M., et al. (2014). Environmental setting.
- [Pritchard et al., 2012] Pritchard, H., Ligtenberg, S., Fricker, H., Vaughan, D., Van den Broeke, M., and Padman, L. (2012). Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, 484(7395) :502–505.
- [Purkey and Johnson, 2010] Purkey, S. G. and Johnson, G. C. (2010). Warming of global abyssal and deep southern ocean waters between the 1990s and 2000s : Contributions to global heat and sea level rise budgets. *Journal of Climate*, 23(23) :6336–6351.
- [Purkey and Johnson, 2013] Purkey, S. G. and Johnson, G. C. (2013). Antarctic bottom water warming and freshening : Contributions to sea level rise, ocean freshwater budgets, and global heat gain. *Journal of Climate*, 26(16) :6105–6122.
- [Qiu and Huang, 1995] Qiu, B. and Huang, R. X. (1995). Ventilation of the north atlantic and north pacific : subduction versus obduction. *Journal of Physical Oceanography*, 25(10) :2374–2390.
- [Raper et al., 2002] Raper, S. C., Gregory, J. M., and Stouffer, R. J. (2002). The role of climate sensitivity and ocean heat uptake on aogcm transient temperature response. *Journal of Climate*, 15(1) :124–130.
- [Reid, 1994] Reid, J. L. (1994). On the total geostrophic circulation of the north atlantic ocean : Flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*, 33(1) :1–92.
- [Reid, 1997] Reid, J. L. (1997). On the total geostrophic circulation of the pacific ocean : flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*, 39(4) :263–352.
- [Ren et al., 2011a] Ren, L., Speer, K., and Chassignet, E. P. (2011a). The mixed layer salinity budget and sea ice in the southern ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 116(8) :8031.
- [Ren et al., 2011b] Ren, L., Speer, K., and Chassignet, E. P. (2011b). The mixed layer salinity budget and sea ice in the southern ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C8).
- [Rhein et al., 2013] Rhein, M. a., Rintoul, S. R., Aoki, S., Campos, E., Chambers, D., Feely, R. A., Gulev, S., Johnson, G., Josey, S., Kostianoy, A., et al. (2013). Observations : ocean. *Climate change*, pages 255–315.
- [Ridgway et al., 2002] Ridgway, K., Dunn, J., and Wilkin, J. (2002). Ocean interpolation by four-dimensional weighted least squares—application to the waters around australasia. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 19(9) :1357–1375.
- [Rignot et al., 2008] Rignot, E., Bamber, J. L., Van Den Broeke, M. R., Davis, C., Li, Y., Van De Berg, W. J., and Van Meijgaard, E. (2008). Recent antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature geoscience*, 1(2) :106–110.
- [Rintoul et al., 2015] Rintoul, S., van Wijk, E., Wahlin, A., Taylor, F., Newman, L., Ackley, S., Boebel, O., Boehme, L., Bowen, A., Dzieciuch, M., et al. (2015). Seeing below the ice : A strategy for observing the ocean beneath antarctic sea ice and ice shelves. In *SOOS workshop report* (<http://soos.aq/products/soosproducts>).

- [Rintoul and Garabato, 2013] Rintoul, S. R. and Garabato, A. C. N. (2013). Chapter 18 - dynamics of the southern ocean circulation. In Gerold Siedler, Stephen M. Griffies, J. G. and Church, J. A., editors, *Ocean Circulation and Climate A 21st Century Perspective*, volume 103 of *International Geophysics*, pages 471 – 492. Academic Press.
- [Rintoul et al., 2001] Rintoul, S. R., Hughes, C. W., and Olbers, D. (2001). The antarctic circumpolar current system. *International Geophysics*, 77 :271–XXXVI.
- [Roemmich et al., 2015] Roemmich, D., Church, J., Gilson, J., Monselesan, D., Sutton, P., and Wijffels, S. (2015). Unabated planetary warming and its ocean structure since 2006. *Nature climate change*, 5(3) :240–245.
- [Roquet et al., 2017] Roquet, F., Boehme, L., Block, B., Charrassin, J. B., Costa, D., Guinet, C., Harcourt, R. G., Hindell, M. A., Hückstädt, L. A., McMahon, C. R., et al. (2017). Ocean observations using tagged animals. *Oceanography*.
- [Sabine et al., 2004] Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., Wanninkhof, R., Wong, C., Wallace, D. W., Tilbrook, B., et al. (2004). The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>. *science*, 305(5682) :367–371.
- [Saenko et al., 2002] Saenko, O. A., Schmittner, A., and Weaver, A. J. (2002). On the role of wind-driven sea ice motion on ocean ventilation. *Journal of physical oceanography*, 32(12) :3376–3395.
- [Sallée et al., 2008] Sallée, J., Speer, K., and Morrow, R. (2008). Response of the antarctic circumpolar current to atmospheric variability. *Journal of Climate*, 21(12) :3020–3039.
- [Sallée et al., 2010] Sallée, J., Speer, K., and Rintoul, S. (2010). Zonally asymmetric response of the southern ocean mixed-layer depth to the southern annular mode. *Nature Geoscience*, 3(4) :273.
- [Sallée et al., 2006] Sallée, J.-B., Wienders, N., Speer, K., and Morrow, R. (2006). Formation of subantarctic mode water in the southeastern indian ocean. *Ocean Dynamics*, 56(5-6) :525–542.
- [Sallée et al., 2013] Sallée, J.-B., Shuckburgh, E., Bruneau, N., Meijers, A. J. S., Bracegirdle, T. J., Wang, Z., and Roy, T. (2013). Assessment of southern ocean water mass circulation and characteristics in cmip5 models : Historical bias and forcing response. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118(4) :1830–1844.
- [Sallée et al., 2010] Sallée, J.-B., Speer, K., Rintoul, S., and Wijffels, S. (2010). Southern ocean thermocline ventilation. *Journal of Physical Oceanography*, 40(3) :509–529.
- [Santoso and England, 2004] Santoso, A. and England, M. H. (2004). Antarctic intermediate water circulation and variability in a coupled climate model. *Journal of Physical Oceanography*, 34(10) :2160–2179.
- [Schmidtko et al., 2014] Schmidtko, S., Heywood, K. J., Thompson, A. F., and Aoki, S. (2014). Multidecadal warming of antarctic waters. *Science*, 346(6214) :1227–1231.
- [Schröder and Fahrback, 1999] Schröder, M. and Fahrback, E. (1999). On the structure and the transport of the eastern weddell gyre. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 46(1) :501–527.
- [Sen Gupta and England, 2006] Sen Gupta, A. and England, M. H. (2006). Coupled ocean–atmosphere–ice response to variations in the southern annular mode. *Journal of Climate*, 19(18) :4457–4486.
- [Shindell and Schmidt, 2004] Shindell, D. T. and Schmidt, G. A. (2004). Southern hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases. *Geophysical Research Letters*, 31(18).



## BIBLIOGRAPHIE

---

- [Sigmond et al., 2011] Sigmond, M., Reader, M., Fyfe, J., and Gillett, N. (2011). Drivers of past and future southern ocean change : Stratospheric ozone versus greenhouse gas impacts. *Geophysical Research Letters*, 38(12).
- [Simpkins et al., 2012] Simpkins, G. R., Ciasto, L. M., Thompson, D. W., and England, M. H. (2012). Seasonal relationships between large-scale climate variability and antarctic sea ice concentration. *Journal of Climate*, 25(16) :5451–5469.
- [Sloyan and Rintoul, 2001] Sloyan, B. M. and Rintoul, S. R. (2001). Circulation, renewal, and modification of antarctic mode and intermediate water. *Journal of Physical Oceanography*, 31(4) :1005–1030.
- [Smith and Nelson, 1986] Smith, W. O. and Nelson, D. M. (1986). Importance of ice edge phytoplankton production in the southern ocean. *BioScience*, 36(4) :251–257.
- [Sokolov et al., 2006] Sokolov, S., Rintoul, S. R., and Wienecke, B. (2006). Tracking the polar front south of new zealand using penguin dive data. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 53(4) :591–607.
- [Solomon, 2007] Solomon, S. (2007). *Climate change 2007-the physical science basis : Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*, volume 4. Cambridge University Press.
- [Soloviev and Lukas, 2013] Soloviev, A. and Lukas, R. (2013). *The near-surface layer of the ocean : structure, dynamics and applications*, volume 48. Springer Science & Business Media.
- [Speer et al., 2000] Speer, K., Rintoul, S. R., and Sloyan, B. (2000). The diabatic deacon cell. *Journal of physical oceanography*, 30(12) :3212–3222.
- [Stammerjohn et al., 2012] Stammerjohn, S., Massom, R., Rind, D., and Martinson, D. (2012). Regions of rapid sea ice change : An inter-hemispheric seasonal comparison. *Geophysical Research Letters*, 39(6).
- [Stewart and Thompson, 2013] Stewart, A. L. and Thompson, A. F. (2013). Connecting antarctic cross-slope exchange with southern ocean overturning. *Journal of Physical Oceanography*, 43(7) :1453–1471.
- [Sverdrup, 1954] Sverdrup, H. U. (1954). The currents off the coast of queen maud land. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 14(1-4) :239–249.
- [Swart and Fyfe, 2012] Swart, N. and Fyfe, J. C. (2012). Observed and simulated changes in the southern hemisphere surface westerly wind-stress. *Geophysical Research Letters*, 39(16).
- [Talley et al., 2016] Talley, L., Feely, R., Sloyan, B., Wanninkhof, R., Baringer, M., Bullister, J., Carlson, C., Doney, S., Fine, R., Firing, E., et al. (2016). Changes in ocean heat, carbon content, and ventilation : A review of the first decade of go-ship global repeat hydrography. *Annual review of marine science*, 8 :185–215.
- [Talley, 2011] Talley, L. D. (2011). *Chapter 13 - Southern Ocean*. Academic press.
- [Talley, 2013] Talley, L. D. (2013). Closure of the global overturning circulation through the indian, pacific, and southern oceans : Schematics and transports. *Oceanography*, 26(1) :80–97.
- [Talley et al., 2003] Talley, L. D., Reid, J. L., and Robbins, P. E. (2003). Data-based meridional overturning streamfunctions for the global ocean. *Journal of Climate*, 16(19) :3213–3226.
- [Tamsitt et al., 2017] Tamsitt, V., Drake, H. F., Morrison, A. K., Talley, L. D., Dufour, C. O., Gray, A. R., Griffies, S. M., Mazloff, M. R., Sarmiento, J. L., Wang, J., et al.

- (2017). Spiraling pathways of global deep waters to the surface of the southern ocean. *Nature communications*, 8(1) :172.
- [Tamura et al., 2016] Tamura, T., Ohshima, K. I., Fraser, A. D., and Williams, G. D. (2016). Sea ice production variability in antarctic coastal polynyas. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(5) :2967–2979.
- [Tamura et al., 2008] Tamura, T., Ohshima, K. I., and Nihashi, S. (2008). Mapping of sea ice production for antarctic coastal polynyas. *Geophysical Research Letters*, 35(7).
- [Thompson et al., 2014] Thompson, A. F., Heywood, K. J., Schmidtko, S., and Stewart, A. L. (2014). Eddy transport as a key component of the antarctic overturning circulation. *Nature Geoscience*, 7(12) :879–884.
- [Thompson and Solomon, 2002] Thompson, D. W. and Solomon, S. (2002). Interpretation of recent southern hemisphere climate change. *Science*, 296(5569) :895–899.
- [Thompson et al., 2011] Thompson, D. W., Solomon, S., Kushner, P. J., England, M. H., Grise, K. M., and Karoly, D. J. (2011). Signatures of the antarctic ozone hole in southern hemisphere surface climate change. *Nature Geoscience*, 4(11) :741.
- [Thompson and Wallace, 2000] Thompson, D. W. and Wallace, J. M. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. part i : Month-to-month variability. *Journal of climate*, 13(5) :1000–1016.
- [Tietäväinen and Vihma, 2008] Tietäväinen, H. and Vihma, T. (2008). Atmospheric moisture budget over antarctica and the southern ocean based on the era-40 reanalysis. *International Journal of Climatology*, 28(15) :1977–1995.
- [Tison, 2011] Tison, J.-L. (2011). D.n. thomas, and g.s. dieckmann eds. 2010. sea ice. second edition. oxford, wiley-blackwell. 621pp. isbn-10 : 1-4051-8580-5, isbn-13 : 978-1-4051-8580-6, hardback, £ 88.99/us108. *Journal of Glaciology*, 57(201) : 191–192.
- [Toggweiler and Samuels, 1993] Toggweiler, J. and Samuels, B. (1993). Is the magnitude of the deep outflow from the atlantic ocean actually governed by southern hemisphere winds? In *The Global Carbon Cycle*, pages 303–331. Springer.
- [Trenberth and Caron, 2001] Trenberth, K. E. and Caron, J. M. (2001). Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal of Climate*, 14(16) :3433–3443.
- [Trenberth et al., 2009] Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., and Kiehl, J. (2009). Earth’s global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3) :311–323.
- [Van Lipzig et al., 2004] Van Lipzig, N., Turner, J., Colwell, S., and van Den Broeke, M. (2004). The near-surface wind field over the antarctic continent. *International Journal of Climatology*, 24(15) :1973–1982.
- [Varnardo, 1975] Varnardo, C. (1975). Seasonal change of antarctic sea ice cover.
- [Vaughan et al., 2013a] Vaughan, D. G., Comiso, J. C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., et al. (2013a). Observations : cryosphere. *Climate change*, 2103 :317–382.
- [Vaughan et al., 2013b] Vaughan, D. G., Comiso, J. C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., et al. (2013b). Observations : cryosphere. *Climate change*, 2103 :317–382.
- [Vaughan et al., 2003] Vaughan, D. G., Marshall, G. J., Connolley, W. M., Parkinson, C., Mulvaney, R., Hodgson, D. A., King, J. C., Pudsey, C. J., and Turner, J. (2003). Recent rapid regional climate warming on the antarctic peninsula. *Climatic change*, 60(3) :243–274.
- [Vivier et al., 2010] Vivier, F., Iudicone, D., Busdraghi, F., and Park, Y.-H. (2010). Dynamics of sea-surface temperature anomalies in the southern ocean diagnosed from a 2d mixed-layer model. *Climate dynamics*, 34(2-3) :153–184.

## BIBLIOGRAPHIE

---

- [Walin, 1982] Walin, G. (1982). On the relation between sea-surface heat flow and thermal circulation in the ocean. *Tellus*, 34(2) :187–195.
- [Watkins and Simmonds, 2000] Watkins, A. B. and Simmonds, I. (2000). Current trends in antarctic sea ice : The 1990s impact on a short climatology. *Journal of Climate*, 13(24) :4441–4451.
- [Waugh et al., 2013] Waugh, D. W., Primeau, F., DeVries, T., and Holzer, M. (2013). Recent changes in the ventilation of the southern oceans. *science*, 339(6119) :568–570.
- [Weatherly, 2004] Weatherly, J. W. (2004). Sensitivity of antarctic precipitation to sea ice concentrations in a general circulation model. *Journal of climate*, 17(16) :3214–3223.
- [Whitworth, 1980] Whitworth, T. (1980). Zonation and geostrophic flow of the antarctic circumpolar current at drake passage. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 27(7) :497–507.
- [Whitworth et al., 1998] Whitworth, T., Orsi, A., Kim, S.-J., Nowlin, W., and Locarnini, R. (1998). Water masses and mixing near the antarctic slope front. *Ocean, ice, and atmosphere : interactions at the Antarctic continental margin*, pages 1–27.
- [Williams et al., 2010] Williams, G., Aoki, S., Jacobs, S., Rintoul, S., Tamura, T., and Bindoff, N. (2010). Antarctic bottom water from the adélie and george v land coast, east antarctica (140–149 e). *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 115(C4).
- [Williams et al., 2016] Williams, G., Herraiz-Borreguero, L., Roquet, F., Tamura, T., Ohshima, K., Fukamachi, Y., Fraser, A., Gao, L., Chen, H., McMahon, C., et al. (2016). The suppression of antarctic bottom water formation by melting ice shelves in prydz bay. *Nature Communications*, 7 :12577.
- [Yang et al., 2007] Yang, X.-Y., Huang, R. X., and Wang, D. X. (2007). Decadal changes of wind stress over the southern ocean associated with antarctic ozone depletion. *Journal of Climate*, 20(14) :3395–3410.
- [Yu et al., 2011] Yu, L., Zhang, Z., Zhong, S., Zhou, M., Gao, Z., Wu, H., and Sun, B. (2011). An inter-comparison of six latent and sensible heat flux products over the southern ocean. *Polar Research*, 30(1) :10167.
- [Zhang, 2007] Zhang, J. (2007). Increasing antarctic sea ice under warming atmospheric and oceanic conditions. *Journal of Climate*, 20(11) :2515–2529.