Etudes de la circulation et des modifications des eaux profondes circumpolaires sur le plateau continental sud-ouest de la mer de Weddell en Antarctique

Lucie Vignes

▶ **To cite this version:**

Lucie Vignes. Etudes de la circulation et des modifications des eaux profondes circumpolaires sur le plateau continental sud-ouest de la mer de Weddell en Antarctique. Océanographie. Sorbonne Université, 2021. Français. NNT : 2021SORUS384 . tel-03640682

HAL Id: tel-03640682
https://theses.hal.science/tel-03640682

Submitted on 13 Apr 2022

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.

SORBONNE UNVERSITÉ

ÉCOLE DOCTORALE 129

Sciences de l'Environnement d'Ile de France

T H È S E

pour obtenir le titre de

Docteure en Sciences

de Sorbonne Université

Présentée et soutenue par

Lucie VIGNES

Etudes de la circulation et des modifications des eaux profondes circumpolaires sur le plateau continental sud-ouest de la mer de Weddell en Antarctique

Thèse dirigée par Jean-Baptiste SALLÉE

préparée au laboratoire LOCEAN

soutenance prévue le 29 Juin 2021

Jury :

Rapportrices :	Céline HEUZÉ	-	Université de Gothenburg, Suède
	Rosemary MORROW	-	LEGOS, Toulouse, France
Directeur :	Jean-Baptiste SALLÉE	-	LOCEAN, Paris, France
Président :	Damien CARDINAL	-	LOCEAN, Paris, France
Examinateurs :	Nicolas JOURDAIN	-	IGE, Grenoble, France
	Amélie MEYER	-	IMAS, Hobart Tasmanie, Australie

Le R/V Polarstern en Mars 2021 durant PS124 le long de Brünt Ice Shelf, mer de Weddell, Antarctique. Photographie : Christian Rohleder

Résumé :

L'Antarctique et les mers l'entourant sont des zones centrales pour la régulation du climat terrestre ainsi qu'une des zones sujettes à de nombreuses modifications sous l'action du changement climatique. Malgré l'importance de cette région, celle-ci reste largement sous-échantillonnée par rapport au reste des grands bassins océaniques. Depuis les années 1990 de nombreux programmes observationnels sont venus participer à l'effort d'échantillonnage de cette région très difficile d'accès. En effet la présence de banquise et de plateformes glaciaires sur le pourtour antarctique nécessite d'adapter les techniques d'observations pour pouvoir étudier cette zone.

Le pourtour antarctique est un lieu de formation d'eaux denses qui, une fois exportées via l'océan Austral, alimentent la circulation océanique terrestre. Cette formation a lieu via des interactions complexes entre océan, glace et atmosphère. Les eaux denses stockent également, entre autre, une partie de l'excès de chaleur et de carbone associée aux émissions de gaz à effet de serre anthropiques. La circulation océanique sur le pourtour antarctique conditionne la fonte des plateformes glaciaires flottantes et leur effet arc-boutant pour la calotte glaciaire dans son ensemble. Ainsi, comprendre la circulation des masses d'eaux sur le pourtour antarctique est fondamental pour notre compréhension de la circulation océanique globale, et celle de la contribution de la calotte polaire antarctique à l'élévation du niveau des mers.

Dans cette thèse j'étudie une mer se situant sur le pourtour antarctique : la mer de Weddell. Cette mer a de nombreuses caractéristiques qui en font une région particulièrement importante à étudier. En plus d'accueillir la plus volumineuse des plateformes glaciaires du pourtour antarctique, c'est également une des régions produisant le plus grand volume d'eaux de fond antarctiques. Les processus d'interactions océan-cryosphère qui rendent possible un tel équilibre sont encore mal compris. Certaines études ont montré que cet équilibre est subtil et que la mer de Weddell, en réponse au changement climatique, pourrait être drastiquement modifiée et connaître une importante fonte de la plateforme glaciaire et une réduction drastique de la formation d'eaux de fond. Cependant, tant que nos observations ne nous permettront pas de mieux comprendre les processus à l'œuvre, nous ne pourrons pas affiner notre compréhension de la mer de Weddell.

Ma thèse se concentre sur l'étude de la dynamique des masses d'eaux et des interactions atmosphère-banquise-océan sur le plateau continental sud-ouest de la mer de Weddell : le plateau continental du Filchner-Ronne Ice Shelf (FRIS). Je m'appuie sur trois types d'observations différentes, dans l'objectif d'approfondir notre connaissance observationnelle de la région : mesures collectées par navires, par des mammifères marins, et par des flotteurs autonomes. Afin de détailler plus profondément les processus à l'œuvre, j'ai également utilisé des expériences en cuve tournante, en complément des observations.

Grâce à ces moyens d'études j'ai pu démontrer l'impact de la formation saisonnière de banquise sur la réduction de la quantité de chaleur, apportée par les eaux chaudes circumpolaires, sur le plateau continental de FRIS. Ces eaux chaudes s'écoulent sur le fond du plateau continental, mais à l'automne, la couche de surface est déstabilisée par la formation de banquise et entraîne la chaleur des veines d'eaux chaudes vers la surface, où elle est extraite par interaction avec l'atmosphère ou la banquise. Le déploiement et l'utilisation de flotteurs autonomes positionnés acoustiquement sur le plateau continental de FRIS m'a permis de mettre à jour et de documenter un nouveau passage d'arrivée d'eaux chaudes sur le plateau continental de FRIS, ainsi que de documenter

pour la première fois les caractéristiques de tourbillons méso-échelles dans cette région. Je montre également dans une étude à laquelle j'ai participé, que l'année 2017 était une année où les arrivées d'eaux chaudes depuis le gyre de Weddell était plus intenses et longues que les années précédentes. Finalement, dans un soucis de mieux comprendre le régime de paramètres géophysiques qui conditionnent et qui permettent la remontée des eaux circumpolaires profondes sur le plateau continental, j'ai participé à une série d'expériences idéalisées réalisées en cuve rotative. Je montre que l'importance de l'intensité du courant de pente dans les échanges entre le large et le plateau continental.

Les résultats de ces études viennent documenter le plateau continental de FRIS, apportant des nouvelles informations sur les processus ayant lieu dans cette région, et prouvant l'utilité de continuer à tenter de nouvelles méthodes d'observations dans cette zone si complexe à échantillonner.

Mots clés : Antarctique, mer de Weddell, données *in-situ*, hydrographie, plateforme glaciaire

Abstract :
Antarctica and its surrounding seas are major areas of global climate regulation as well as a sector subject to many possible changes under the influence of climate change. Despite the importance of this region, it is largely under-sampled compared to the rest of the global ocean. Since the 1990s, many observation programs have helped the endeavour to sample this remote area, in which the presence of sea ice as well as ice shelves forces us to adapt our observational means in order to study it.

Antarctica is a region of formation of dense waters, which are exported through the Southern Ocean and are fueling the global circulation. This formation takes place in this area because of complex interactions between ocean, ice and atmosphere. These dense waters store, among other tracers, excess heat and carbon associated with anthropogenic emissions of greenhouse gases. Ocean circulation on the antarctic margins impacts the melting of the ice shelves and their buttressing effect on the Antarctic Ice Sheet. Therefore, understanding the oceanic circulation around Antarctica is of paramount importance in order to comprehend the global oceanic circulation as well as the contribution of the Antarctic Ice Sheet to sea level rise.

In this thesis, I study a specific region in the Antarctica precinct : the Weddell Sea. This sea has many characteristics that makes it a very important region to investigate. In addition to being the home of the largest Antarctic ice shelf, it is also the region producing the largest amount of Antarctic bottom waters. The processes between the ocean and the cryosphere that create this balance are still poorly understood. Studies have shown that this balance is subtle and that the Weddell Sea, in response to climate change, might be largely modified with intense basal melt of the ice shelf and a sharp reduction in bottom water formation. However, as long as our observations prevent us from acquiring a better knowledge of the processes at play in the Weddell Sea, we won't be able to understand them.

My thesis focuses on the study of the dynamics of the water masses and the interactions between the atmosphere, the sea ice and the ocean over the southwestern Weddell Sea continental shelf : the Filchner-Ronne Ice Shelf (FRIS) continental shelf. I am using three different observations medium, in order to develop our observational knowledge of the region : data collected by ships, mammals and autonomous floats. In order to detail the processes, I also used experiments performed in a rotating tank, to complete the in-situ observations.

With all these means of study I demonstrated the impact of the seasonality of sea ice formation on the circulation of warm waters over the FRIS continental shelf. These warm waters flow on the bottom of the continental shelf, but in autumn, the water column is destabilized by sea ice formation and brings the heat from the bottom circulation to the surface, where it is extracted by the interaction with the atmosphere or the sea ice. The deployment and use of autonomous floats, acoustically positioned, on the FRIS continental shelf, allowed me to document a new pathway of warm water inflow on the FRIS continental shelf, as well as showing for the first time the characteristics of meso-scales eddies. I also show, in a study I am co-author in, that during 2017 the warm water inflow from the Weddell gyre was warmer and longer than the previous years. Finally, to better understand the geophysical parameters that control and allow the circumpolar deep waters circulation onto the continental shelf, I participated in a series of idealized experiments achieved in a rotating tank. I show the importance of the intensity of the slope current in the exchanges between the open ocean and the continental shelf.

The results of these studies help to document the FRIS continental shelf, bringing new information on the processes occurring in this region, and proving the importance of trying new observational methods in a region so complex to sample.

Keywords : Antarctica, Weddell Sea, *in-situ* data, hydrography, ice shelf

Activités scientifiques pendant la thèse

Publications dans des revues internationales avec comité de lecture

[6] **Vignes L.**, Darelius E., Steiger N., Ryan S., Sommeria J. and Viboud S. *Topographic barriers and warm ocean currents controlling Antarctic ice shelf melting* [En préparation]
[5] **Vignes L.**, Sallée JB., Minière A., Pauthenet E., Lourenco A., Speer K. and Lazarevitch P. *Autonomous floats bring a new insight of the oceanic circulation over the Weddell Sea continental shelf* [En préparation]
[4] **Vignes L.**, Sallée JB., Ryan S., Pauthenet E., Minière A. and Hausmann U. *Wintertime entrainment of subsurface waters into the surface mixed layer extracts heat from southern Weddell Sea continental shelf, Antarctica* [In review JGR : Oceans]
[3] Sallée JB., Pellichero V., Akhoudas CH., Pauthenet E., **Vignes L.**, Schmidtko S., Naveira-Garabato A. and Sutherland P. *Summertime increases in upper-ocean stratification and mixed-layer depth* [Nature 591, 592–598 (2021)]
[2] Ryan S., Hellmer H., Janout M., Darelius E., **Vignes L.** and Schröder M. *Exceptionnaly Warm and prolonged Flow of Water Deep Water toward the Filchner-Ronne Ice Shelf in 2017* [Geophysical Research Letters : vol. 47, issue 13, e2020GL088119]
[1] Akhoudas CH., Sallée JB., Reverdin G., Aloisi G., Benetti M., **Vignes L.** and Gelado M. *Ice shelf basal melt and influence on dense water outflow in the Southern Weddell Sea.* [Journal of Geophysical Research : Oceans, 2020, vol. 125, e2019JC015710]

Enseignements

L1 Sciences de la Terre : TP d'Introduction Géosciences (64,5h)
L2 Sciences de la Terre : TD et TP d'Océanographie (30h)
L2 Polytech : TD Développement Durable (36h)

Vulgarisation

Fête de la Sciences, Campus Jussieu : 2018, 2019, en charge du stand du LOCEAN
Fête de la Sciences : Intervention cm2, 6ème et 5ème (Visioprésentation)

Cours

Club de lecture (10h)
Cours ED129 : *Changement climatique : sciences, sociétés, politique* (21h)
Cours ED129 : *Impacts du changement climatique* (21h)

Activités au sein du laboratoire

Participation au groupe CLIMACTION, mise en place d'une réflexion puis d'un vote sur l'empreinte carbone du LOCEAN et sur sa diminution.
Représentante des doctorants au conseil du laboratoire (1 an)

Activités au sein de la faculté

Elue au conseil de la faculté des sciences de Sorbonne Université (2 ans)

Campagnes océanographiques

Campagne COSMUS/PS124, 60 jours à bord du R/V Polarstern. Participante de quart CTD (0-4) Récupération et redéploiement des mouillages WAPITI (9 opérations) ainsi que des mouillages de AWI, UiB, Norce (37 opérations en tout). Février-Avril 2021 *mer de Weddell, Antarctique*

Campagne MOOSE-GE 2018, 12 jours à bord du N/O L'Atalante. Cheffe de quart CTD (8-12). *mer Méditerranée*

Campagne MOOSE-GE 2017, 12 jours à bord du N/O L'Atalante. Participante de quart CTD (8-12). *mer Méditerranée*

Travail expérimental

Expérience en cuve tournante Coriolis, 30 jours au LEGI (Grenoble).

Communications scientifiques

Séminaires :

Vignes L., Sallée JB., Minière A. *Autonomous floats in the Weddell Sea.* R/V Polarstern (Mer de Weddell), Février 2021

Vignes L. *Physical Oceanography* Laboratoire Jean Perrin, Paris (France), Novembre 2018

Vignes L. *Formation d'eaux profondes en mer de Weddell.* N/O L'Atalante (Mer Méditerranée), Mai 2018

Conférences internationales :

Vignes L., Sallée JB., Pauthenet E., Hausmann U. *The impact of the seasonal of surface Air-Ice-Sea fluxes on Warm Water pathways toward Filchner-Ronne Ice Shelf* (Poster) Ocean Sciences Meeting, 2020, San Diego, Etats-Unis.

Vignes L., Sallée JB., Minière A. *The impact of the seasonality of surface air-ice-sea fluxes on warm water pathway toward the Filchner-Ronne Ice Shelf* (Oral) Forum for Research into Ice Shelf Processes Workshop 2019, Oxford, Royaume-Uni.

Vignes L., Sallée JB., Darelius E., Sommeria J. *Study of te Southern Weddell Sea circulation by floats data and tank experiments* (Poster) EGU Meeting 2019, Vienne, Autriche.

Vignes L. *The dynamics of warm water inflow on the Weddell Sea continental shelf* (Oral) MADCOW 2018 meeting, Paris, France.

Vignes L., Darelius E., Steiger N., Sallée JB., Sommeria J. *Warm water circulation toward Antarctic ice shelves : an experimental approach.* (Oral) Forum for Research into Ice Shelf Processes Workshop 2018, Aussois, France.

Vignes L., Sallée JB., Darelius E., Steigner N., Sommeria J. *Warm water intrusions on the Southern Weddell Sea continental shelf* (Poster) Polar 2018, Davos, Suisse.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Jean-Baptiste Sallée, qui m'a encadré pendant cette thèse, pour la confiance qu'il m'a accordé, pendant ce stage puis pendant cette thèse. Pour toutes les opportunités, pour toutes les discussions, les nombreux pep talks, pour le temps et pour la patience que tu m'as accordé, merci. C'était un peu par chance que j'ai débarqué dans ce vaste et passionnant sujet qu'est celui des sciences polaires et merci de m'avoir montré à quel point l'étude de l'Antarctique est passionnante, je n'aurais pas pu espérer meilleur encadrant.

Merci à l'intégralité de la team WAPITI, dissoute très récemment, pour ces 4 années passionnantes. Vous étiez vraiment la meilleure des équipes, les réunions mensuelles tout d'abord qu'on avait beaucoup de mal à organiser, puis les réunions hebdomadaires pendant le confinement ont beaucoup aidé scientifiquement et spirituellement ! Merci à JB, Vio, Camille, Ute, Audrey, Amélie, Etienne, Matthis, Yona et Sara.

Merci beaucoup également à Keith Nicholls et Svenja Ryan pour avoir accepté d'être membre de mon comité de thèse, et pour ces deux comités qui m'ont vraiment apporté, au niveau scientifique et moral, qu'ils soient derrière un ordinateur ou autour d'un verre de vin rouge. Merci Svenja pour les multiples Skype, c'était des discussions scientifiques passionnantes et tes conseils étaient précieux.

Merci à Elin Darelius, pour son apport à cette thèse, qu'il soit scientifique ou autre, que ce soit en Norvège, à Grenoble, à Paris ou en Antarctique. Toutes les discussions scientifiques étaient passionnantes, merci pour l'opportunité de participer aux expériences de la plateforme Coriolis avec toi. Merci d'avoir été la meilleure coloc sur le Polarstern, d'avoir accepté mon bordel organisé et de m'avoir appris tout les tips de la vie polaire. Tu m'as beaucoup inspiré par ta force, surtout durant cette campagne en mer.

Cette campagne en mer a été l'occasion de nombreuses rencontres scientifiques. Tout d'abord j'aimerais exprimer ma plus profonde gratitude à Hartmut Hellmer, merci de m'avoir donné la chance de participer à cette mission incroyable, merci d'avoir été le meilleur fahrtleider possible, passionné, compréhensif et avec tellement d'énergie. Merci également pour la confiance sans faille, pour le programme scientifique passionnant, pour la bouteille vin, pour ce Kohltour, pour les scientific meetings, le living document et bien d'autres choses. Je suis reconnaissante à jamais pour cette expérience, dans cette région si lointaine et pourtant si familière. Merci également à la team OZE : Matthias, Mathias, Sandra, Elena, Elin, Svein, Hervé et Markus. Hervé merci pour tout, j'ai tant appris sur tant de sujets, tout était passionnant et tu as vraiment été un professeur remarquable. Je voudrais également remercier Markus Janout, pour avoir été un team leader parfait pendant COSMUS : pédagogue, patient et compréhensif. Merci à toi et Matthias pour toutes ces opérations de mouillages, si au début le nombre m'a un peu effrayé, c'était vraiment un plaisir de les faire avec vous deux. Merci à Mathias pour avoir été mon binôme de quart, pour m'avoir supporté tout ce temps, pour tous ces 0-4 à discuter pendant les CTD, pour ta place au wiedenleinstand que j'ai occupé illégalement beaucoup trop de fois, pour ces nuits à se tenir réveillés, pour toutes ces fontaines de bouteilles niskins, (du coup) pour ces inondations et (du coup) pour tout ce temps passé à évacuer de l'eau. Merci à tout le monde pour les nombreuses interactions multidisciplinaires, j'ai tant appris en si peu de temps, merci à Christian, Moritz, Allison, Horst, Mia, Autun, Mara, Claudia, Yannick, Santi, Hans Georg, la team des metal traces et toutes les personnes qui ont pu répondre à une de mes (très) nombreuses questions. Merci également à tous les marins du Polarstern, Felix, Felix, Tibor, Uwe et Stefan, c'était un vrai bonheur de travailler avec vous tous.

Je voudrais également remercier tous ceux avec qui j'ai pu travailler sur les deux missions MOOSE auxquelles j'ai eu la grande chance de participer grâce à Pierre Testor. Ces missions m'ont formée et donné le goût des océans (et ce malgré mon mal de mer assez chronique), et de ce fait, un grand merci. Merci à Marie, Marine, Yves, Victor, Laurent, Félix, Katia, Nicole, Louis pour toutes ces histoires de sels nuts (et tant d'autres) pour tout le travail effectué et toutes les bières sous

le soleil de la Méditerannée. J'adresse également un grand merci à tous les membres de la team DITM, avec qui c'était un plaisir de travailler ou juste d'échanger, de voir votre travail passionnant, entre autre : Hervé à nouveau, Matlab, Tonio, Théo, Claude, Christophe et Denis qui m'a beaucoup appris pendant ma première participation à MOOSE.

Merci à toutes les personnes rencontrées à FRISP, dans les Alpes ou à Oxford, autour d'un poster ou d'une bière et dont les histoires polaires et les discussions scientifiques m'ont inspiré.

Merci à toutes les personnes avec qui j'ai pu travailler au laboratoire, surtout celles du service administratif et du service informatique pour tous les moments des galères qui ne l'était plus avec vous, merci à Danny, Céline, Nathalie, Eric, Paul et Julien, entre autre. Merci également aux membres de l'ED129 qui ont aidés pendant le déroulement de cette thèse, surtout Laurence Touchon. Merci également aux élus de Nous Sommes l'Université avec qui j'ai beaucoup appris sur la faculté dans laquelle j'ai travaillé, et j'ai passé des réunions et des conseils passionnants : Quentin, Annie, Anne, Roger, Chloé et Cécile.

Merci à Climactions, je ne savais pas si je devais vous placer dans les remerciements professionnels ou personnels, signe de à quel point toutes ces histoires sont liées ! Merci pour tous ces débats scientifiques, politiques, éthiques et plein d'autres mots en "ique". C'était un plaisir de débattre et discuter avec vous, mais également de travailler et d'obtenir ce vote. C'était parfois déprimant, souvent motivant et définitivement inspirant, merci à Juliette, Julie, Xavier, Claire, Olivier, Serge, Vincent, Soeren, Marie-Alice et tant d'autres !

L'enseignement ayant été une grande partie de ma thèse je remercie également les personnes m'ayant permis d'enseigner, particulièrement Guillaume Gastineau avec qui j'ai pu, pendant 2 ans, faire des TD d'océanographies.

J'adresse également ma gratitude à Céline Heuzé et Rosemary Morrow qui ont acceptées d'être rapportrices de cette thèse, à Nicolas Jourdain et Amélie Meyer qui ont bien voulu en être examinateurs et à Damien Cardinal pour avoir accepté d'être le président du jury de ma thèse. Merci beaucoup à vous tous.

Également un immense merci à toutes les personnes ayant relu ce manuscrit.

Dédicaces

J'aimerai remercier de nombreuses personnes, pour les quatres années incroyables que j'ai pu passer pendant cette thèse, au LOCEAN ou ailleurs.

Tout d'abord à tous les copains du LOCEAN, merci pour l'ambiance que vous avez mis dans ce labo. Merci aux papas de la bande, Clément et Matlab, vous avez été si importants pour moi, avec votre bonne humeur et votre répartie bien en place, malgré votre grand âge vous êtes toujours les plus cools du labo. Merci à Félix et Katia pour votre bonne humeur et les bons moments passés sur MOOSE, Danielle pour ton courage et ton optimisme sans faille, merci aussi à Vio de m'avoir accueillie en première dans la JB team et pour tous tes précieux conseils, merci à toi et Vic pour la gentillesse infinie que vous répandez. Merci également à Alex, Victor et Beyrem, les meilleurs voisins d'en face, Beyrem je ne peux plus faire chauffer de l'eau dans une bouilloire sans penser à ta théorie de l'eau-qu'il-ne-faut-pas-faire-bouillir-deux-fois. Merci à Amélie pour la belle personne que tu es et ton staïl imbatable, Damso pour toutes ces discussions et débats, Yann pour ton énergie et tout les bons plans cachés des conférences, merci à Sarah pour les soirées cuisines à refaire des épisodes de Top Chef, toutes les manifs et toutes les bonnes vibes, Sara Lab pour être une des personnes les plus attentionnées et bienveillantes que je connaisse, Audrey pour la bonne énergie du sud que tu as tout le temps et pour avoir travaillé avec moi sur ces sept petits flotteurs, un peu nos bébés, Etienne pour avoir été le grand frère de cette thèse, merci pour tout ce temps passé à m'aider, à m'apprendre R ou le vélo, merci également à Mélissa pour la personne qui tu es, si incroyable et si gentille, merci à Camille pour avoir été la grande soeur de cette thèse, pour m'avoir montré la

voie, pour les heures de discussions et pour avoir été une personne très inspirante pour moi, merci à Matthis pour avoir été le petit frère de cette thèse, toujours là pour discuter (surtout quand je devais me concentrer) mais surtout toujours là quand j'avais besoin. Merci à vous pour tout ces moments à Tenerife, à Vienne, aux USA, au Portugal, dans les Alpes, en Bretagne ou à Paris. Un immense merci à Phylax, pour m'avoir emporté dans la folie du vélo, pour toutes ces 5 minutes de discussions qui devenait 2h, pour toutes ces annonces de maisons en ruine qu'on rêvait d'acheter pour les retaper, de bateaux pour monter un laboratoire d'océanographique ou d'emplois farfelus quand on en avait marre de la science. Merci à Yoyo pour la personne entière et passionnée que tu es et merci aussi à tout les autres jeunes du LOCEAN, qui ne le sont plus trop maintenant, avec qui j'ai pu passer de supers moments : Coco, Zozo, Carla, Sara, Yang, Gaston, Antoine, Marylou, Simon, Clément, Marion, Brady, Pierre, Léo, Léa, Weimin et tant d'autres !

Merci aux potes du lycée, pour toutes les soirées jeux de sociétés/discussions politiques pendant lesquels on a tellement rigolé, merci à Alix, Robin, Emmanuelle, Mathilde, merci Hadrien pour tous tes récits de thèse passionnants, merci à Thomas pour ton sens de l'humour indescriptible et à Laurine pour toutes les soirées despés en canettes. Merci aux amis de la fac, dont les sujets de thèse, pour ceux qui en ont fait une, m'ont impressionnés par leur complexité. Et vous m'impressionnez tous, tous les jours, je suis votre plus grande fan à tous. Merci à Eric, David, Luis, Léon, Gabriel, Florian, Yanis et Maxime.

Mes remerciements pour les membres de PS124 sont encore sous le coup de l'émotion de l'incroyable aventure que j'ai vécu avec vous tous. Je ne saurais jamais comment vous exprimez assez ma gratitude d'avoir pu la vivre à vos côtés. Merci encore une fois à Hartmut, pour tout, pendant cette campagne et encore aujourd'hui, merci également à Markus pour tout la gentillesse qui te caractérise. Mille merci à la bathymetry team, Ellen et Lili vous étiez vraiment les personnes les plus mignonnes, merci à Laura, tes mots m'ont beaucoup touchée et je suis heureuse d'avoir pu rencontrer une personne comme toi, si généreuse et gentille. Un grand merci à Thérésa pour toutes ces heures de discussions, toutes ces danses beaucoup trop compliquées, tout ce temps passé à chercher des baleines, à trier des bouteilles ou a dessiner dans le guest book, c'était trop bien. Merci également à Elena pour ta bonne humeur et pour nous avoir écouté dire des bêtises en allemand ou en français pendant des heures. Merci à la famille des trace metals qui m'ont intégrés, dans leur labo, à leurs soirées et dans leur team du Kohltour (meilleure team en tressage), merci à Christian, Floflo merci pour toutes tes insultes en français, et pour être la personne la plus surprenante de cette aventure, merci à Henning, le bro ultime de cette aventure, toujours là pour blaguer, me prêter une chemise, jouer au ping-pong, danser, me dire que ce n'est pas normal que je ne connaisse pas ces chansons allemandes totalement obscures. Merci aux membres de la heli-team, Zille pour ta gentillesse, Dave pour ton humour et nous avoir fait découvrir les gin tonic au café, Elena pour tes "iokes" et pour toutes les bonnes ondes dont tu irradiais, et Sébastien (ton temps viendra). Merci à Barbara, Clara et Autun, définitivement la team la plus cool du bateau, merci aussi à la seal team, Mia et Horst (et Elin encore !), c'était génial de pouvoir travailler sur le même bateau que vous, vous êtiez passionnants, Horst merci pour ta douceur et Mia pour ton énergie incroyable, tout l'argot sud-africain que tu nous a appris, ton rire, toutes tes interventions en meeting, les cocktails dans ta chambre et tous tes conseils, tout est précieusement gardé. Je suis tellement reconnaissante à la "french connection" : Elin (once again !), Hervé, Sébastien et Jenna, cette propension à se retrouver sans le vouloir, que ce soit au brucke, à la friction, à la komputer raum ou bien à n'importe quel détour de couloir était épatante. J'ai tellement ri à vos côtés, je vous suis éternellement reconnaissante pour tous les moments passés avec vous, encore une fois merci Elin d'avoir partagé cette cabine avec moi, Hervé pour tous les récits de tes aventures, Sébastien pour toutes les histoires incroyables que tu nous as raconté, pour la personne sensible que tu nous as fais découvrir et pour avoir été notre papa de l'aventure, merci pour tout. Le dernier membre de la "french mafia" est le plus important pour moi, Jenna, merci d'avoir été mon binôme pendant cette mission. C'était

si incroyable de partager ça avec toi, et je n'ai pas encore les mots pour raconter ce qu'on a vécu mais merci mille fois. Pour tous les fous rires dans les escaliers, tous les zillertals, ceux à boire mais aussi les deux qu'on a organisés ensemble, toutes les soirées devant ou dans la friction à débrifer, tout ce soutien moral, tous les saunas, tous les cakes times, tous les potins, tous les gens qu'on a converti aux sandwichs moutarde-miel-fromage et merci aussi pour tous les matins au brücke à prendre le café face à la mer en discutant, merci. Merci à toutes les autres personnes qui étaient sur le Polarstern, avec qui j'ai discuté, joué au ping-pong, fait de la surveillance de baleines ou travaillé. La fin de ce paragraphe est pour Uwe pour qui j'ai une affection infinie, et que je voudrais remercier pour tous les sourires et les discussions.

Merci à ma famille, pour tout le soutien et les encouragements, ils m'ont grandement aidés. Cette thèse est aussi pour mon père et ma mère, toujours présents et enthousiastes, amoureux de pôles aussi, j'espère que vous en serez fiers. Merci à Guillaume d'avoir été là durant cette thèse et pour les beaux moments qu'on a partagés. Merci également à Ali et Salem, qui ont été avec moi pendant les mois de confinement et que j'aime de tout mon coeur. J'aimerai également remercier Elvire avec qui j'ai partagé ce dernier mois de rédaction, merci de m'avoir écouté parler de ce manuscrit tous les soirs.

Enfin merci à la "team badminton", renommée "team vélo" à la suite de nouvelles passions et de restrictions sanitaires. Merci infiniment à Iris et Louis, pour m'avoir écouté me plaindre et raconter cette thèse. Merci pour toutes ces balades et vacances à vélo, pour ces soirées jeux de sociétés, barbecue, raclette ou ces soirées tout court. Louis merci pour les découvertes culinaires, et d'être cette personne impulsive, ça rend la vie moins monotone. Iris merci d'être tellement une bonne amie, attentionnée, attentive, motivante et engagée. Je ne trouve pas assez les mots pour vous remercier assez d'avoir été là, ni pour vous exprimer mon amitié. On a eu de belles aventures et j'ai hâte d'en vivre plein d'autres avec vous. Merci par extension à la coloc de Villejuif, pour tous les services rendus, les soirées hébergées, les poules et les chats.

Merci à tous pour toutes ces interactions que j'ai pu avoir avec chacun d'entre vous, quelles soient longues ou pas, que ce soit au labo, sur un vélo, à Paris, à la mer, à la montagne, autour d'une bière ou d'un appareil à raclette, elles ont grandement aidé à mener à bout cette thèse. Merci aussi à l'intégralité des gens du LOCEAN, grâce à vous j'ai pu passer 4 super années à Paris.

J'aimerai finir ces remerciements par une citation d'un grand philosophe français : "Que des n°1O dans ma team".

Table des matières

I Introduction générale **1**
1 L'océan Austral subpolaire . . . 5
1.1) Les secteurs dynamiques de l'océan subpolaire : gyre, pente, plateau et cavité 5
1.2) Variabilité régionale du pourtour antarctique . . . 8
1.3) L'océan Austral subpolaire : une région en changement . . . 9
2 La mer de Weddell et le plateau continental de Filchner-Ronne . . . 12
2.1) Les interfaces et forçages qui conditionnent la circulation sur le plateau continental de Filchner-Ronne . . . 12
2.2) Les masses d'eaux du plateau continental de Filchner-Ronne . . . 17
2.3) Eaux de surface : Antarctic Surface Water et Winter Water . . . 19
2.4) Eaux chaudes profondes et ses dérivés : Warm Deep Water et Modified Warm Deep Water . . . 19
2.5) Eaux denses formées sur le plateau . . . 20
2.6) La mer de Weddell et le plateau continental de Filchner-Ronne dans le contexte du changement climatique . . . 21
3 Le défi de la mer de Weddell face à l'acquisition de données . . . 23
4 Objectifs et contenu de la thèse . . . 26

II L'entrainement hivernal sur le plateau continental **29**
1 Préambule . . . 30
2 Article : *Wintertime entrainment of subsurface waters into the surface mixed layer extracts heat from southern Weddell Sea continental shelf, Antarctica* . . . 32
3 Conclusion . . . 54

III La circulation du plateau continental d'un point de vue Lagrangien **55**
1 Préambule . . . 56
2 Draft : *Autonomous floats bring a new insight of the oceanic circulation over the Weddell Sea continental shelf* . . . 58
3 Conclusion . . . 87

IV Pente continentale et canyon : étude de leur effet barrière à l'aide d'expériences en cuve tournante **89**
1 Introduction . . . 90
1.1) Préambule . . . 90
1.2) Présentation des expériences . . . 91
1.3) Acquisition et traitement des données . . . 92
2 Draft : *Topographic barriers and warm ocean currents controlling Antarctic ice shelf melting* . . . 94
3 Conclusion et ouvertures . . . 115

V Conclusions et perspectives **119**

Conclusions et perspectives **119**
1 Conclusion générale . . . 121
2 Limitations . . . 122
3 Perspectives . . . 124

4 Conclusion 131

Annexes **133**

A Etude de la circulation de MWDW en direction de la plateforme glaciaire de Filchner-Ronne en 2017 **135**

1 Article : *Exceptionally Warm and Prolonged Flow of Warm Deep Water Toward the Filchner-Ronne Ice Shelf in 2017* 135

B Fonte de la plateforme glaciaire et influence sur les eaux denses sur le plateau continental de FRIS **147**

1 Article : *Ice Shelf Basal Melt and Influence on Dense Water Outflow in the Southern Weddell Sea* 147

C Augmentation estivale de la stratification et de la profondeur de la couche de mélange **169**

1 Article : *Summertime increases in upper-ocean stratification and mixed-layer depth* . 169

Bibliographie **193**

Liste d'abréviations

MOC Meridional Overturning Circulation - *Circulation Méridienne de Retournement*
ACC Antarctic Circumpolar Current - *Courant Circumpolaire Antarctique*
ASC Antarctic Slope Current - *Courant de Pente Antarctique*
ASF Antarctic Slope Front - *Front de Pente Antarctique*

CTD Conductivity Temperature Depth - *Conductivité Température Profondeur*

AAIW Antarctic Intermediate Water - *Eaux Intermédiaires Antarctiques*
AABW Antarctic Bottom Water - *Eaux Abyssales Antarctiques*
CDW Circumpolar Deep Water - *Eaux Circumpolaires Antarctiques*
DSW Dense Shelf Water - *Eaux Denses de Plateau*
HSSW High Salinity Shelf Water - *Eaux de Plateau à Salinité Elevée*
WW Winter Water - *Eaux Hivernales*
ISW Ice Shelf Water - *Eaux Glaciales de Plateau*
WSDW Weddell Sea Deep Water - *Eaux Profondes de la Mer de Weddell*
WSBW Weddell Sea Bottom Water - *Eaux Abyssales de la mer de Weddell*
WDW Warm Deep Water - *Eaux Chaudes et Profondes*
MWDW Modified Warm Deep Water - *Eaux Chaudes et Profondes Modifiées*
ESW Eastern Shelf Water - *Eaux du Plateau Est*
ASW Antarctic Surface Water - *Eaux de Surface Antarctiques*

EAIS East Antarctic Ice Sheet - Calotte de l'Antarctique de l'Est
WAIS West Antarctic Ice Sheet - Calotte de l'Antarctique de l'Ouest
FRIS Filcher-Ronne Ice Shelf - Plateforme Glaciaire de Filchner-Ronne
FIS Filcher Ice Shelf - Plateforme Glaciaire de Filchner
RIS Ronne Ice Shelf - Plateforme Glaciaire de Ronne

Chapitre I

Introduction générale

Contents

1 L'océan Austral subpolaire 5
1.1) Les secteurs dynamiques de l'océan subpolaire : gyre, pente, plateau et cavité . 5
1.2) Variabilité régionale du pourtour antarctique 8
1.3) L'océan Austral subpolaire : une région en changement 9
2 La mer de Weddell et le plateau continental de Filchner-Ronne 12
2.1) Les interfaces et forçages qui conditionnent la circulation sur le plateau continental de Filchner-Ronne 12
2.2) Les masses d'eaux du plateau continental de Filchner-Ronne 17
2.3) Eaux de surface : Antarctic Surface Water et Winter Water 19
2.4) Eaux chaudes profondes et ses dérivés : Warm Deep Water et Modified Warm Deep Water 19
2.5) Eaux denses formées sur le plateau 20
2.6) La mer de Weddell et le plateau continental de Filchner-Ronne dans le contexte du changement climatique 21
3 Le défi de la mer de Weddell face à l'acquisition de données 23
4 Objectifs et contenu de la thèse 26

Préambule

Les circulations océanique et atmosphérique à grande échelle participent à la redistribution vers les pôles de l'excès de chaleur reçu par la Terre à l'équateur. Ces circulations assurent ainsi un transport de chaleur méridien vers les pôles, qui façonne notre climat. Dans l'océan, cette redistribution de chaleur est assurée par la mise en place d'une circulation de retournement planétaire, forcée mécaniquement et thermodynamiquement [Buckley & Marshall 2016]. En plus de ce rôle central de l'océan pour la répartition de la chaleur planétaire et donc pour les climats régionaux, dans le cadre du changement climatique actuel, l'océan agit comme un puits de carbone et de chaleur induits par les activités humaines. En absorbant depuis les années 1970 plus de 90% de l'augmentation de chaleur planétaire, et depuis les années 1960 autour de 25% du carbone anthropique [Stocker 2014], l'océan tempère le changement climatique. C'est une fois de plus la circulation de retournement planétaire qui permet à l'océan de jouer un tel rôle en enfouissant la chaleur et le carbone dans les profondeurs océaniques sur des échelles de temps allant du siècle au millénaire [Broecker 1991].

La circulation de retournement connecte l'ensemble des bassins océaniques du globe et relie la surface et les profondeurs océaniques. Tandis que certaines régions sont associées à des plongées d'eaux, d'autres vastes régions sont associées à des remontées d'eaux depuis les profondeurs vers la surface [Talley 2013]. Les régions de « plongées » se trouvent aux hautes latitudes, comme par exemple au nord du bassin Atlantique où de forts échanges océan-glace-atmosphère se traduisent par une augmentation de la densité entrainant une plongée et une formation d'Eaux Profondes Nord Atlantique (North Atlantic Deep Water - NADW) [Dickson & Brown 1994, Send & Marshall 1995]. Des lieux de formations d'eaux denses ou eaux profondes sont aussi trouvées autour de l'Antarctique, où sont formées les eaux les plus denses de la planète, les Eaux de Fond Antarctique (Antarctic Bottom Water - AABW) [Orsi *et al.* 1999, Talley 2011] (Figure I.1a).

L'océan Austral joue un rôle très particulier pour la circulation de retournement globale en reliant l'ensemble des bassins océaniques grâce à sa géométrie particulière caractérisée par l'absence de barrière continentale entre les latitudes 55 et 65°S. Cette caractéristique géologique permet l'établissement d'un courant circumpolaire circulant d'ouest en est autour du continent antarctique [Scher & Martin 2006, Hodel *et al.* 2021]. Ce courant est nommé le Courant Circumpolaire Antarctique (Antarctic Circumpolar Current - ACC), il s'agit du courant le plus énergétique au monde avec un débit de 173 ± 8.7 Sv au niveau du Passage de Drake [Donohue *et al.* 2016], il connecte également les trois principaux bassins océaniques (Figure I.1 a). Cette circulation horizontale intense est associée à une circulation méridienne plus modérée mais fondamentale pour la formation et le transport des masses d'eau. La circulation méridienne se schématise par deux boucles de circulation circulant en sens inverse dans un plan profondeur-latitude [Marshall & Speer 2012].

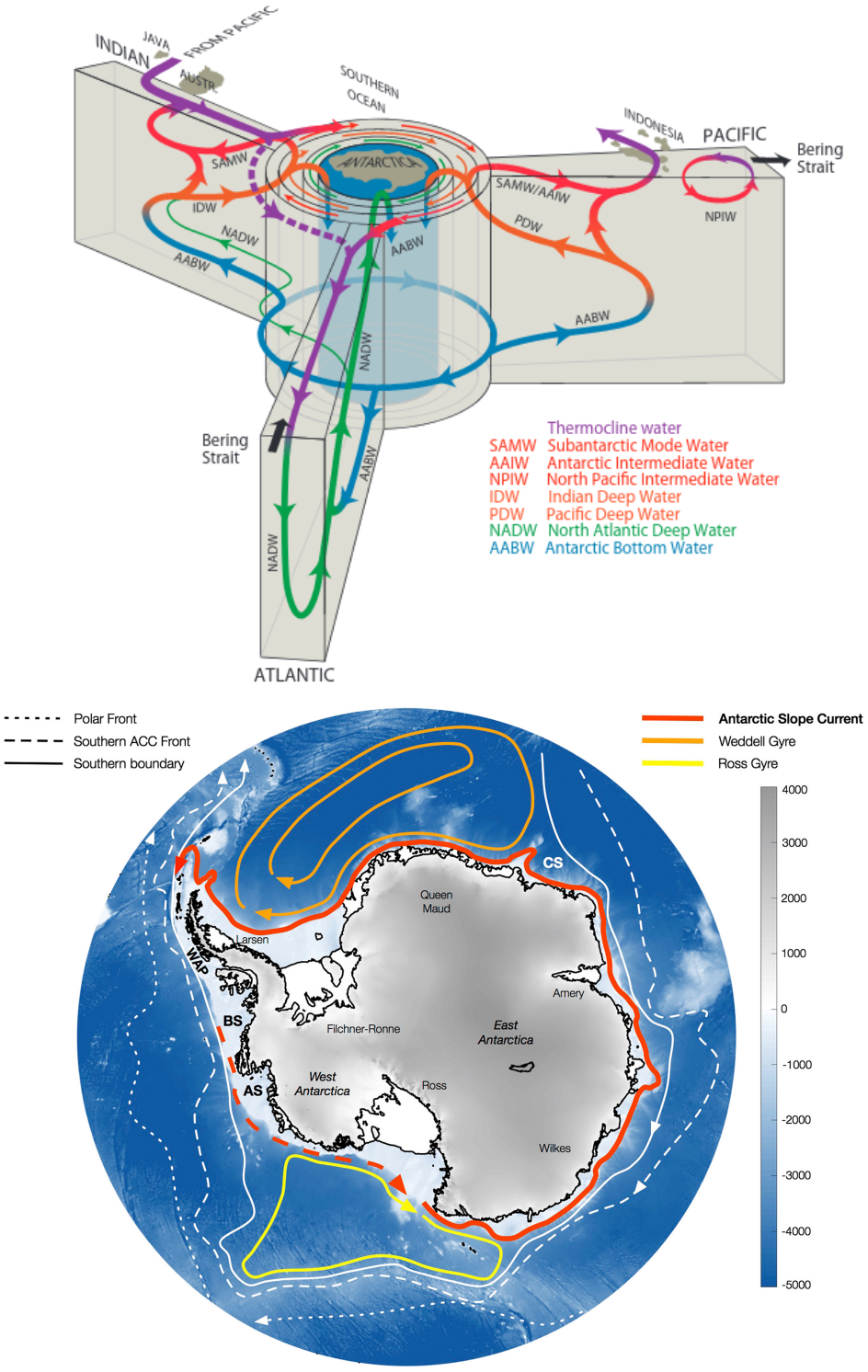


FIGURE I.1: (a) Schéma de la circulation de retournement vu depuis l'Océan Austral. Le cylindre bleu sous le continent antarctique correspond à la conversion des différentes masses d'eaux profondes en AABW, eaux de fonds antarctiques. D'après [Talley 2013].(b) Schéma de circulation sur le pourtour antarctique. L'ASC est représentée par une flèche rouge, dans les zones où ce courant a de larges incertitudes il est représenté par des tirets. Les gyres de Weddell et Ross sont représentés respectivement en orange et jaune, et les fronts de l'ACC sont représentés par les différentes lignes blanches. Le fond coloré représente la bathymétrie, en négatif pour le fond marin et positif pour la topographie de plateformes glaciaires et de la calotte glaciaire. D'après [Thompson *et al.* 2018].

La boucle dite "supérieure" est associée à des remontées vers la surface et vers le sud des eaux profondes provenant des trois bassins principaux : les Pacific Deep Water, Indian Deep Water et North Atlantic Deep Water (Figure I.1a [Talley 2013]). Ces eaux se retrouvent au niveau de l'océan Austral en tant qu'eau circumpolaire profonde (Circumpolar Deep Water - CDW). Une fois en surface, une partie de ces eaux est transformée par les interactions air-banquise-mer en des eaux modales et intermédiaires [Speer *et al.* 2000, Pellichero *et al.* 2018]. Ce sont par ailleurs dans ces eaux que l'essentiel de l'excès de chaleur associé au changement climatique est stocké [Häkkinen *et al.* 2016]. La boucle de circulation dite "inférieure" est nourrie par la remontée de ces eaux circumpolaires profondes. Dans cette boucle, les eaux sont transformées sur les plateaux continentaux antarctiques pour former des eaux très denses qui coulent dans le fond des océans en formant la couche des AABW [Orsi *et al.* 1999].

La circulation de retournement tridimensionnelle (conjonction du courant circumpolaire et de la circulation méridienne) est fondamentale pour établir les caractéristiques de l'océan global [DeVries & Primeau 2011], ainsi que pour la distribution globale de traceurs et des éléments nutritifs nécessaires à la vie marine [Sarmiento *et al.* 2004]. Plus de 60% du volume des eaux des océans du globe ont acquis leurs caractéristiques à la surface de l'océan Austral [DeVries & Primeau 2011]. Par ailleurs, la boucle de circulation inférieure est associée à des interactions avec la cryosphère et notamment avec la calotte polaire antarctique, dont les changements ont des impacts irréversibles sur le climat et le niveau des mers, sur des échelles de temps allant du siècle au millénaire [DeConto & Pollard 2016]. Pour l'ensemble de ces raisons, l'océan Austral est une région centrale de notre climat qu'il est nécessaire d'étudier pour renforcer notre compréhension du fonctionnement du climat terrestre, ainsi que pour nos tentatives de projection des évolutions futures du climat.

Pendant de nombreuses décennies, la variabilité et la dynamique de l'océan Austral sont restées peu connues dû à un manque d'observations dans cette région du globe difficile d'accès et aux conditions climatiques extrêmes. La partie nord du bassin, non englacée, a vécu, avec le reste des bassins océaniques du globe, une révolution dans son observabilité avec l'avènement de programme d'observations internationaux dans les années 1990 et 2000 ; par exemple les satellites d'observation de la surface de l'océan, les programmes WOCE-GOSHIP ou encore le programme ARGO [Le Traon *et al.* 2015, Riser *et al.* 2016, Talley *et al.* 2016]. Cependant le sud de la région, englacé saisonnièrement, reste soumis à un grande pénurie d'observations, surtout en hiver [Newman *et al.* 2019]. En particulier, la région du pourtour antarctique : les cavités glaciaires, les plateaux continentaux et la pente continentale, restent encore aujourd'hui extrêmement peu observés par rapport au reste de l'océan Austral et encore plus par rapport au reste des bassins océaniques. Or ces régions de la marge antarctique sont le siège de processus et d'interactions complexes entre atmosphère, calotte polaire, banquise et océan, et sont difficiles à comprendre sans observations dédiées. La source majeure d'incertitude du niveau des mers en 2100 est notre compréhension des interactions entre océan et calotte polaire [Schlegel *et al.* 2018, Seroussi *et al.* 2020], cette affirmation met en exergue l'urgence de remédier à ces incertitudes.

Ma thèse s'inscrit dans cet effort de documentation, d'observation et de compréhension du pourtour antarctique, en proposant d'étudier la dynamique océanique du plateau continental antarctique à partir de plusieurs outils observationnels et théoriques.

Dans cette introduction, je commencerai par discuter des caractéristiques hydrologiques et dynamiques du pourtour antarctique puis de la région au coeur de ma thèse : la mer de Weddell. Je présenterai les caractéristiques, forçages et interactions dans cette région. Je continuerai en discutant comment ces régions changent, soumises au contexte du changement climatique actuel, et comment elles participent également aux impacts du changement climatique. Je finirai par présenter les défis spécifiques à l'étude de la mer de Weddell et les objectifs de ma thèse.

1 L'océan Austral subpolaire

La région subpolaire de l'océan Austral, est la région qui s'étend du sud du courant circumpolaire antarctique jusqu'aux lignes d'ancrage des plateformes glaciaires du continent antarctique, dans les cavités formées par les terminaisons marines de la calotte glaciaire antarctique. Plusieurs secteurs aux dynamiques bien distinctes composent cette région. Du nord au sud nous trouvons : les gyres subpolaires, la pente continentale, le plateau continental libre de plateforme glaciaire et les cavités glaciaires. Dans cette section, j'introduis brièvement chacun de ces secteurs et leurs caractéristiques, puis je présente la variabilité régionale de la dynamique océanique du pourtour antarctique.

1.1) Les secteurs dynamiques de l'océan subpolaire : gyre, pente, plateau et cavité

Gyres. Au sud de l'ACC, des systèmes de gyres océaniques dits "subpolaires" forment un relais entre la marge continentale antarctique et l'océan global (Figure I.1b). Ces gyres subpolaires, forcés par le vent et influencés par le présence saisonnière de la banquise [Dotto *et al.* 2018, Vernet *et al.* 2019][Auger et al, en révision], sont une courroie de transmission entre l'ACC, à sa frontière Nord, et le Courant de Pente Antarctique (Antarctic Slope Current - ASC) à sa frontière sud [Deacon 1979, Gouretski 1999, Orsi *et al.* 1999]. Il existe deux principaux gyres subpolaires dans l'océan Austral : les gyres de Weddell et celui de Ross. Nous notons cependant qu'un troisième a également été décrit : le gyre du bassin Australo-Antarctique [McCartney & Donohue 2007]. Le gyre de Weddell s'étend de la Péninsule Antarctique jusqu'à 30°E [Deacon 1979], il a été montré qu'elle peut s'étendre jusqu'à 70°E [Park *et al.* 2001] (Figure I.4). Le gyre de Ross est quant à lui moins étendu et se trouve dans la baie de la mer de Ross [Gouretski 1999](Figure I.1b). Les deux gyres ont comme limite sud la pente continentale du pourtour antarctique et sont des vecteurs primordiaux d'échanges entre l'ACC et leurs plateformes continentales respectives de Weddell et de Ross [Orsi & Wiederwohl 2009, Vernet *et al.* 2019]. La circulation et la variabilité saisonnière de ces gyres sont largement contrôlées par les régimes de vent et la saisonnalité de la banquise [Armitage *et al.* 2018] [Auger et al, en révision]. La circulation de ces gyres est également influencée par les modes climatiques impactant la région de l'océan Austral, par exemple : une intensification du gyre de Weddell a été attribuée aux variabilités des modes El Nino [Martinson & Iannuzzi 2003] et Southern Annular Mode pour le gyre de Ross [Dotto *et al.* 2018].

La pente continentale. Le long de la pente continentale antarctique s'écoule le courant de pente antarctique qui circule d'est en ouest (Figure I.1b). Son intensité est variable le long du pourtour antarctique et disparaît dans certaines régions [Heywood *et al.* 2004, Thompson *et al.* 2018, Pauthenet *et al.* 2021]. L'ASC est associé à un important gradient méridien de température vers le nord [Jacobs 1991, Whitworth III *et al.* 1998], séparant les plateaux continentaux froids de l'océan Austral, plus chaud. La dynamique du courant de pente est associée à une structure hydrologique qui définit ce qui se nomme le front de pente (Antarctic Slope Front - ASF). L'ASC et l'ASF reflètent ou contraignent les échanges méridiens de masses d'eaux à travers la pente continentale [Thompson *et al.* 2018].

Les régions de formation d'eaux denses (par exemple les mers de Ross et de Weddell) sont associées à des structures verticales d'ASF très distinctes des régions où ces eaux denses ne sont pas observées (Figure I.2b). L'ASC et l'ASF contrôlent également le transport d'eaux relativement chaudes, les CDW, vers le sud. Les mécanismes exacts qui contrôlent ce transport à travers la pente restent encore discutés à ce jour, avec au moins l'importance des canyons bathymétriques [Morrison *et al.* 2020], des tourbillons [Stewart & Thompson 2016], de la marée [Stewart *et al.* 2019], et du vent [Graham *et al.* 2013] ayant été mis en avant dans le contrôle de ce transport. Dans les régions où l'ASC n'est pas observé, en Antarctique de l'ouest par

exemple, les masses d'eaux semblent pouvoir être échangées plus facilement à travers la pente continentale, avec des plateaux continentaux caractérisés par une présence importance de CDW [Jenkins & Jacobs 2008, Thompson *et al.* 2018] (Figure I.1b). En mer de Weddell, l'ASC s'écoule au niveau de la branche sud du gyre de Weddell, qui est contrôlée par les vents d'est soufflant au niveau de la pente, comme montré par des observations [Núñez-Riboni & Fahrbach 2009, Pauthenet *et al.* 2021] [Auger et al, en révision] et une étude de modélisation [Mathiot *et al.* 2011].

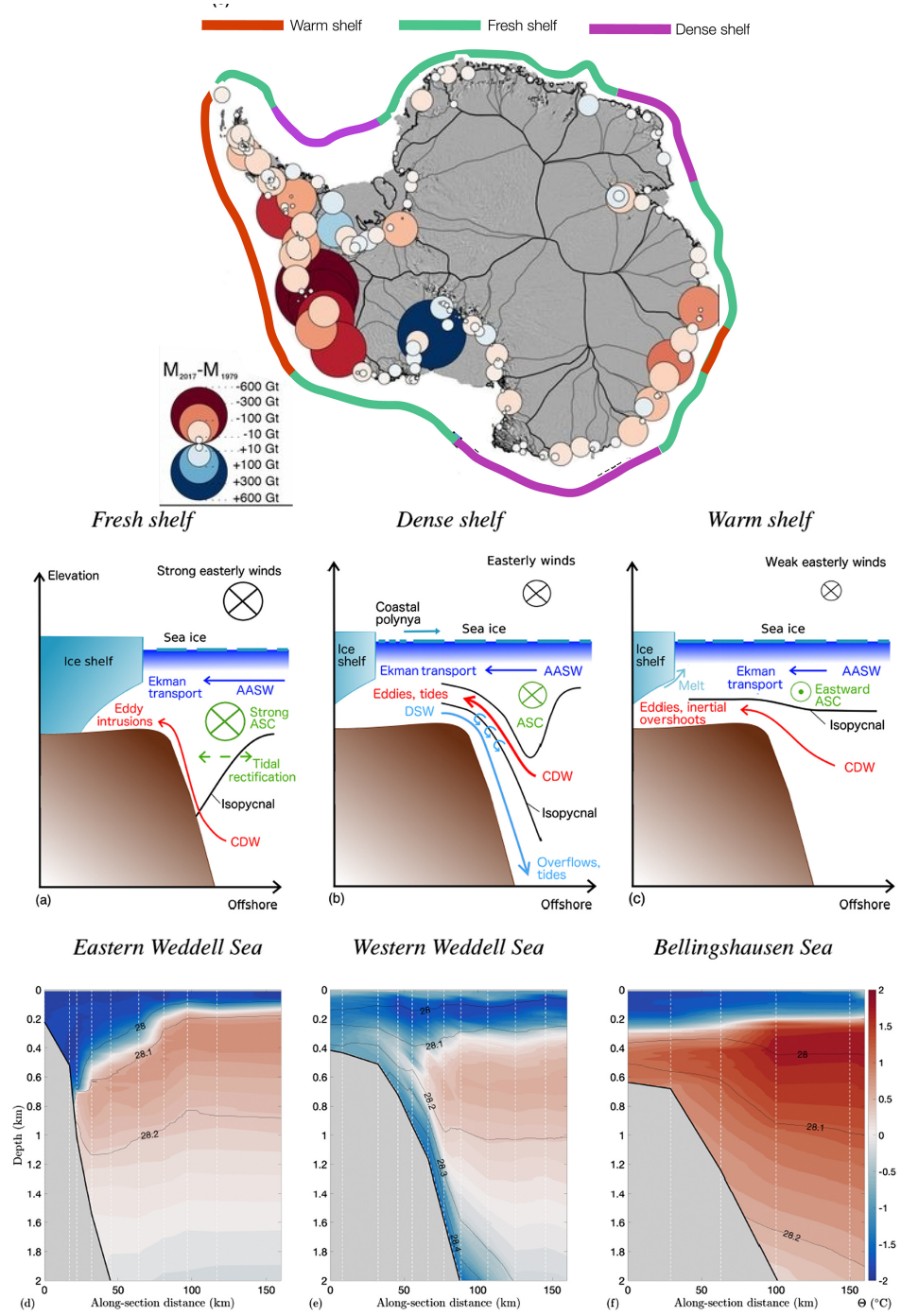


FIGURE I.2: (Panel du haut) Carte du changement de masse total dans les secteurs majeurs de la calotte antarctique, avec en bleu le gain de masse et en rouge la perte, entre 1979 et 2017. Le rayon du cercle est proportionnel au changement de masse absolue. Modifié d'après [Rignot *et al.* 2019]. Les traits colorés à l'extérieur représentent les trois différents types de plateaux continentaux schématisés ci-dessous [Thompson *et al.* 2018]. (a-c) Schémas incluant les masses d'eaux clés, les transports le long et à travers la pente et les mécanismes jouant un rôle dans les (a) "Plateaux à faible densité", (b) "Plateaux denses", (c) "Plateaux chauds" du courant de pente antarctique (ASC). (d-f) Mesures de la température conservative Θ (en couleur), et de la densité neutre (en contour noirs) à travers l'ASF à des endroits correspondants aux trois régimes présentés : (d) l'est de la mer de Weddell [Heywood & King 2002], (e) l'ouest de la mer de Weddell ([Thompson & Heywood 2008] et (f) la mer Bellingshausen [Orsi & Whitworth 2005]. D'après [Thompson *et al.* 2018]

Le plateau continental et les cavités glaciaires. Au sud de la pente continentale, les plateaux continentaux sont caractérisés par d'intenses formations de glace de mer, notamment dans les polynies côtières, des flux de flottabilité extrêmes entre atmosphère et océan et des interactions océaniques avec les plateformes de glace flottantes [Nicholls *et al.* 2009, Orsi *et al.* 1999]. L'ensemble de ces caractéristiques extrêmes et uniques, participe à la formation d'eaux denses, précurseurs des eaux de fond antarctiques. Dans certaines régions du pourtour antarctique, les mécanismes de formation des eaux denses sont également étroitement liés aux plateformes de glace flottantes. Les interactions entre les plateformes de glace et l'océan affectent aussi bien les caractéristiques de la glace continentale et son écoulement [Schoof 2007, Pritchard *et al.* 2012], que les caractéristiques de l'océan et sa circulation [Gade 1979, Nicholls *et al.* 1991]. Les plateaux continentaux sont également caractérisés dans certaines régions par des arrivés d'eaux relativement chaudes transportées vers le sud depuis l'océan ouvert et régulées par la dynamique sur la pente continentale présentée précédemment. Un certain nombre de canyons topographiques méridiens, à travers le plateau continental, favorisent les échanges de masses d'eaux entre l'océan ouvert et les cavités glaciaires [Morrison *et al.* 2020]. Les diverses combinaisons qui existent sur le pourtour antarctique entre caractéristiques de circulation atmosphérique, structure de la plateforme de glace et circulation océanique donnent lieu régionalement à différents types de masses d'eaux et d'interactions entre océan et plateformes de glace, succinctement décrites ci-dessous [Jacobs *et al.* 1992, Thompson *et al.* 2018].

1.2) Variabilité régionale du pourtour antarctique

Le pourtour antarctique est une région marquée par une forte hétérogénéité au niveau des processus et des masses d'eaux présentes. L'intensité des vents au niveau de la pente contrôle la vitesse de l'ASC et également la profondeur de sa circulation, créant un courant très hétérogène sur la pente du pourtour antarctique (Figure I.1b), définissant dans certaines régions le Front de Pente Antarctique (ASF) [Thompson *et al.* 2018]. La présence de l'ASF module le transport de masse d'eaux à travers la pente continentale. Sur le pourtour antarctique on retrouve trois grands régimes caractérisés par (i) les caractéristiques des masses d'eaux du plateau, (ii) la structure de l'ASF, et (iii) l'intensité de la fonte basale des plateformes glaciaires : le régime de plateau "froid et dense" ; le régime de plateau "froid et peu salé" ; et le régime de plateau "chaud" (Figure I.2) [Thompson *et al.* 2018, Paolo *et al.* 2015].

Les zones de plateau "froid et dense" sont caractérisées par des formations de glace de mer intenses, notamment au niveau des polynies côtières. C'est dans ces zones que sont observées des productions intenses d'Eaux Denses de Plateau (Dense Shelf Water - DSW) [Nicholls *et al.* 2009, Orsi *et al.* 1999]. Une partie de ces DSW sont exportées hors du plateau continental sous forme de High Salinity Shelf Water (HSSW) [Williams *et al.* 2008] produites dans les polynies côtières, ou de Ice Shelf Water (ISW) produites par interaction des HSSW avec la base d'une plateforme glaciaire [Gade 1979, Foldvik *et al.* 2004, Bergamasco *et al.* 2002]. L'export de DSW le long de la pente continentale donne une forme caractéristique aux isopycnes de l'ASC, en forme de V [Ou 2007, Gill 1973]. Les principales régions de plateau "froid et dense" se trouvent au niveau de la mer de Ross et de la Terre Adélie [Williams *et al.* 2010], de l'ouest de la mer de Weddell [Thompson & Heywood 2008], et de la plateforme glaciaire d'Amery (Figure I.2a).

Les zones de plateau "froid et peu salé" sont présentes dans des régions où d'intenses vents d'est entraînent un fort courant de pente, formant un puissant front limitant l'import d'eaux chaudes sur le plateau continental [Goddard *et al.* 2017](Figure I.2 "fresh" shelf). Cependant ces régions sont caractérisées par une absence de formation d'eaux denses. On retrouve de tels régimes sur la partie est de la mer de Ross, au nord de la Péninsule Antarctique [Azaneu *et al.* 2017], à l'est de la mer de Weddell [Chavanne *et al.* 2010], ainsi qu'au niveau d'une grande partie de l'Antarctique de l'est [Dong *et al.* 2016] (Figure I.2a).

Les zones de plateau "chaud" sont associées à des régions dans lesquelles l'ASF n'est pas clairement défini, en lien avec une circulation moins intense et moins profonde de l'ASC. Dans ces régions les échanges de CDW à travers la pente continentale sont plus importants (Figure I.2 "warm shelf" [Thompson *et al.* 2018]). Ce régime de plateau se trouve principalement en Antarctique de l'ouest, au niveau des mers d'Amundsen et de Bellinghausen [Wåhlin *et al.* 2012, Ruan *et al.* 2017, Jenkins & Jacobs 2008] et à l'ouest de la Terre de Wilkes.

Cette large variabilité peut aussi être visualisée sur les pertes de masse des plateformes glaciaires autour de l'Antarctique au cours des dernières décennies (Figure I.2a), les terminaisons des calottes glaciaires s'écoulant en mer de Bellinghausen et Amundsen connaissant des pertes de masses très importants comparées aux plateformes des plateaux continentaux denses comme en mer de Ross et de Weddell [Rignot *et al.* 2019].

1.3) L'océan Austral subpolaire : une région en changement

Les changements de l'océan Austral

L'océan absorbe l'excès de chaleur de l'atmosphère induit par le changement climatique, augmentant le contenu de chaleur de l'océan et élévant sa température depuis au moins 50 ans [Rhein *et al.* 2013]. Dans l'océan profond (sous 2000 m), le réchauffement austral est plus de deux fois plus rapide que la moyenne globale (Figure I.3b - [Rhein *et al.* 2013, Purkey & Johnson 2010, Desbruyères *et al.* 2016]). Au niveau de la surface, entre 1970 et 2017, l'océan Austral comptait pour 35 à 43% de l'augmentation de chaleur total de l'océan dans les 2000 m premiers mètres de la colonne d'eau, bien que n'occupant que $\sim$ 25% de la surface des océans [Meredith *et al.* 2019]. L'océan est également un régulateur du carbone anthropique par sa capacité à l'absorber et à le stocker en profondeur, le rôle de l'océan Austral est primordial pour ce stockage car c'est une région de forte circulation verticale qui permet de piéger le carbone en profondeur [Rintoul & Naveira Garabato 2013]. Ces changements induisent cependant des modifications fortes sur l'océan Austral : une acidification des eaux, des changements de l'étendue de banquises ou encore un impact sur les plateformes glaciaires bordant le continent antarctique [Meredith *et al.* 2019].

Les changements à long terme de circulation de l'océan Austral au cours des dernières décennies ne sont pas bien observés, mais ils sont pensés comme étant modérés. Malgré un changement de l'intensité des vents d'ouest, l'intensité de l'ACC n'a pas ou peu variée [Chidichimo *et al.* 2014, Koenig *et al.* 2014, Donohue *et al.* 2016, Porter *et al.* 2019]. La relative stabilité de l'ACC, par rapport aux importants changement de forçage des vents, est cohérente avec les reconstructions paléoclimatiques [McCave *et al.* 2014]. Elle est expliquée dans de récentes études, par la saturation en tourbillons de l'ACC : des vents plus intenses au-dessus de l'océan Austral induisant un champ de tourbillons plus intense et peu de changements de transport au niveau de l'ACC [Straub 1993]. Ce régime de saturation a été partiellement confirmé par des observations [Böning *et al.* 2008, Martinez-Moreno *et al.* 2021], ainsi que par des études numériques à des échelles permettant la résolution des tourbillons [Hallberg & Gnanadesikan 2006, Farneti *et al.* 2010].

Les changements des caractéristiques hydrologiques des masses d'eaux sont, en comparaison des changements de circulation, bien mieux connus [Meredith *et al.* 2019]. Par exemple, le réchauffement des eaux en surface jusque dans les 1000 premiers mètres de la colonne d'eau au nord du courant circumpolaire antarctique est déjà observé [Frölicher *et al.* 2015, Swart *et al.* 2018, Auger *et al.* 2021]. Celui-ci contraste avec le léger refroidissement de surface et le réchauffement sous la surface dans les 1000 premiers mètres de la colonne d'eau au sud du courant circumpolaire antarctique [Auger *et al.* 2021]. Plus en profondeur, le changement de température de l'océan Austral est caractérisé par un réchauffement du fond de l'océan plus marqué proche du continent antarctique [Purkey & Johnson 2010, Talley *et al.* 2016, Rhein *et al.* 2013] et est attribué à un réchauffement des eaux de fonds produites sur le pourtour antarctique ainsi qu'une diminution de leur salinité

[Purkey & Johnson 2010, Patara & Böning 2014, van Wijk & Rintoul 2014, Aoki *et al.* 2005].

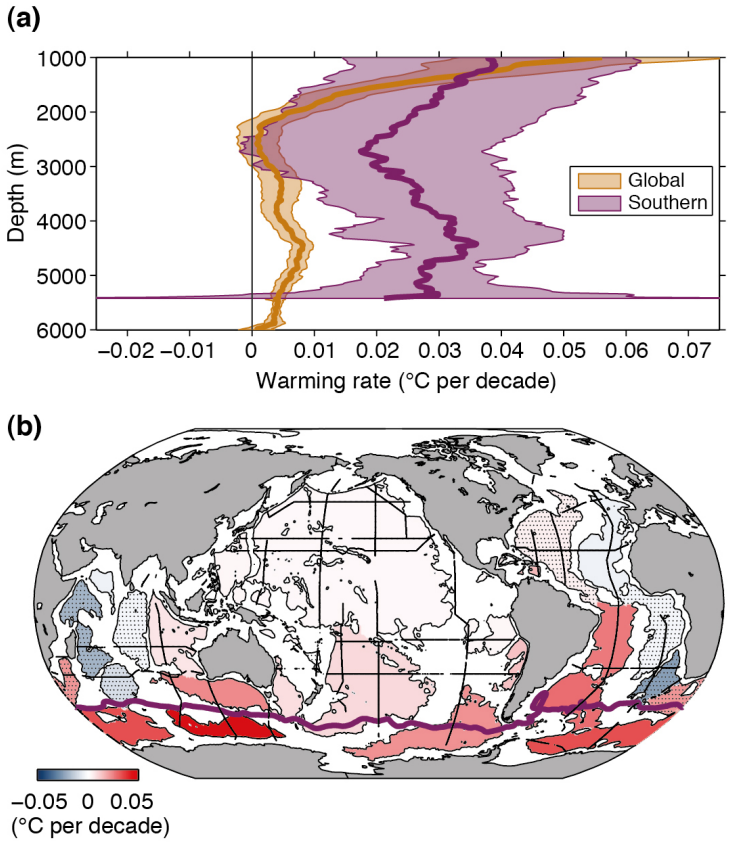


FIGURE I.3: (a) Taux de réchauffement moyen par zones (en °C par décade) par rapport à la profondeur (ligne épaisse) avec les limites de confiance à 5 et 95% (zone colorée), pour l'océan global (orange) et le sud du front subantarctique (violet), sur la période 1992-2005. (b) Carte des taux de réchauffement moyens (°C par décade) sous 4000 m (barre de couleur) estimés pour les bassins océaniques profonds (lignes noires fines) sur la période 1992-2005. Les zones en pointillé ne sont pas significativement différentes de 0 avec une confiance de 95%. Les positions du front subantarctique (ligne violet) et des sections océanographiques répétés à partir desquels ces taux de réchauffement sont estimés (lignes noires épaisses) sont également montrées (Données de [Purkey & Johnson 2010], Figure issue de [Stocker 2014])

Les changements de la banquise

Les variations à long terme de la couverture en glace de mer montrent une augmentation nette de son extension, accompagnée d'une forte hétérogénéité régionale et interannuelle [Comiso *et al.* 2017]. Cette tendance en antarctique contraste avec celle de l'Arctique où la couverture de glace de mer est en constante diminution depuis plusieurs décennies [Meredith *et al.* 2019]. Une hypothèse proposée pouvant expliquer la légère augmentation de la couverture de banquise antarctique serait une augmentation du flux d'eau douce à la surface de l'océan, provoquant une augmentation de stratification et une isolation de la couche de surface de l'océan des eaux chaudes profondes sous-jacentes, qui pourrait potentiellement favoriser une extension de la couverture de glace de mer [Bintanja *et al.* 2013]. Cependant, depuis 2016, la couverture de glace de mer antarctique a connu une nette réduction [Meehl *et al.* 2019, Wang *et al.* 2019]). Se pose alors la question suivante : cette récente anomalie est-elle le reflet d'un changement de régime pérenne ou d'un évènement interannuel ? Cette question reste aujourd'hui ouverte.

Les projections futures de l'évolution à long terme de la glace de mer en Antarctique ont de grandes incertitudes dûes aux nombreuses interactions mal connues entre océan, atmosphère et plateformes glaciaires qui influencent la formation glace de mer [Meredith *et al.* 2019]. Les modèles

climatiques actuels reproduisent mal les évolutions de la glace de mer régionale des dernières décennies, en particulier la diminution au niveau de la mer de Bellingshausen et l'augmentation au niveau de la mer de Ross [Hobbs *et al.* 2016]. Ces modèles numériques ont également des carences en terme de straficication [Sallée *et al.* 2013], et pour la plupart ne représentent pas l'effet de l'apport d'eaux douce par fonte des plateformes glaciaires en réponse au changement climatique, potentiellement critique pour le futur de la banquise antarctique [Bintanja *et al.* 2015].

Les changements du niveau de la mer Le changement climatique a deux effets combinés sur l'augmentation du niveau de la mer. Le premier est la dilatation thermique [Church *et al.* 1991, Oppenheimer & Hinkel 2019], et le deuxième est l'ajout d'eau douce par fonte des glaciers, de la calotte polaire, et des changements dans les retenues d'eau sur les terres [Chen *et al.* 2013, Oppenheimer & Hinkel 2019]. Ces deux effets ont eu sur le dernier siècle une importance à peu près égale en terme d'élévation du niveau de la mer [Church *et al.* 2013, Oppenheimer & Hinkel 2019]. La fonte de la calotte polaire antarctique est une source majeure d'incertitudes sur l'augmentation future du niveau des mers [Oppenheimer & Hinkel 2019, Edwards *et al.* 2021].

La calotte glaciaire antarctique s'écoule sous l'effet de la gravité, du continent vers la mer, ce qui a pour effet de former à ses extrémités des plateformes glaciaires flottantes sur l'océan, qui entourent le continent antarctique et contribuent à stabiliser la calotte polaire [Weertman 1974, Dupont & Alley 2005]. Si ces plateformes perdent de la masse, ou de manière plus extrême, disparaissent, nous observerions en Antarctique un écoulement plus rapide de la calotte glaciaire et donc une perte de sa masse provoquant une augmentation du volume d'eau de l'océan globale [Oppenheimer & Hinkel 2019]. La perte de masse actuelle et future de la calotte polaire antarctique est en grande partie dirigée par la fonte des plateformes glaciaires, dû à leurs interactions avec l'océan Austral, par le biais de la fonte basale.

Les changements de dynamiques océaniques de circulation des CDW entre l'océan Austral et les cavités glaciaires, ainsi que le réchauffement des eaux en contact avec des plateformes glaciaires, sont déjà observés dans certains secteurs du pourtour antarctique. [Schmidtko *et al.* 2014] observe en mers d'Amundsen et de Belligshausen une remontée du cœur des CDW, permettant ainsi une arrivée plus importante du volume d'eaux chaudes à travers la pente continentale. En accord, c'est dans ces régions que les plateformes glaciaires de l'Antarctique de l'ouest ont connu au cours des 40 dernières années une importante perte de masse par fonte basale [Paolo *et al.* 2015, Rignot *et al.* 2019] (Figure I.2a). Ces modifications sont liées à la variabilité naturelle des régimes de vent, sur laquelle se superimpose un changement induit par le changement climatique d'origine humaine [Holland 2014].

Certaines des plateformes d'Antarctique de l'est, comme celles résidant en mers de Weddell et de Ross n'ont pas perdu de masse au cours des dernières décennies, et des gains de masses sont même observés dans certaines zones [Paolo *et al.* 2015], comme par exemple dans la région de Dronning Maud Land. Ces gains de masses sont en partie expliqués par une augmentation de précipitations [Medley *et al.* 2018]. Cependant en mer des Cosmonautes, à l'est de la mer de Weddell, les faibles taux de perte de masse sont accompagnés d'un refroidissement et d'un approfondissement des CDW, impliquant une arrivée moins importante de chaleur sur le plateau continental [Schmidtko *et al.* 2014]. Ces exemples montrent bien la complexité de l'hétérogénéité de l'impact du changement climatique sur le pourtour antarctique.

Dans un futur océan Austral sous influence du changement climatique, il a été modélisé qu'un déplacement des vents en direction des pôles modifierait le courant de pente antarctique et le transport d'Ekman, altérant ainsi les températures entre 200 et 700 m de profondeur. Ces modifications pourraient avoir une influence sur la perte de masse des plateformes glaciaires antarctiques [Spence *et al.* 2014, Goddard *et al.* 2017].

Cependant notre compréhension des changements dans cette région du globe est encore très limitée et beaucoup de questions restent encore en suspens. L'étude et la compréhension des régions du pourtour antarctique sont donc primordiales pour mieux appréhender le changement climatique

via une meilleure détermination des processus en jeu dans ces zones.

2 La mer de Weddell et le plateau continental de Filchner-Ronne

La région de la mer de Weddell se démarque du reste des régions du pourtour antarctique par son importance dans la formation des eaux de fond antarctiques, par son imposant gyre subpolaire ainsi que par la présence de la plus volumineuse des plateformes glaciaires antarctique, la plateforme de Filchner-Ronne (Filchner-Ronne Ice Shelf - FRIS). Ma thèse se penche sur l'étude de cette région et de certaines de ses caractéristiques océanographiques et de ses processus dynamiques.

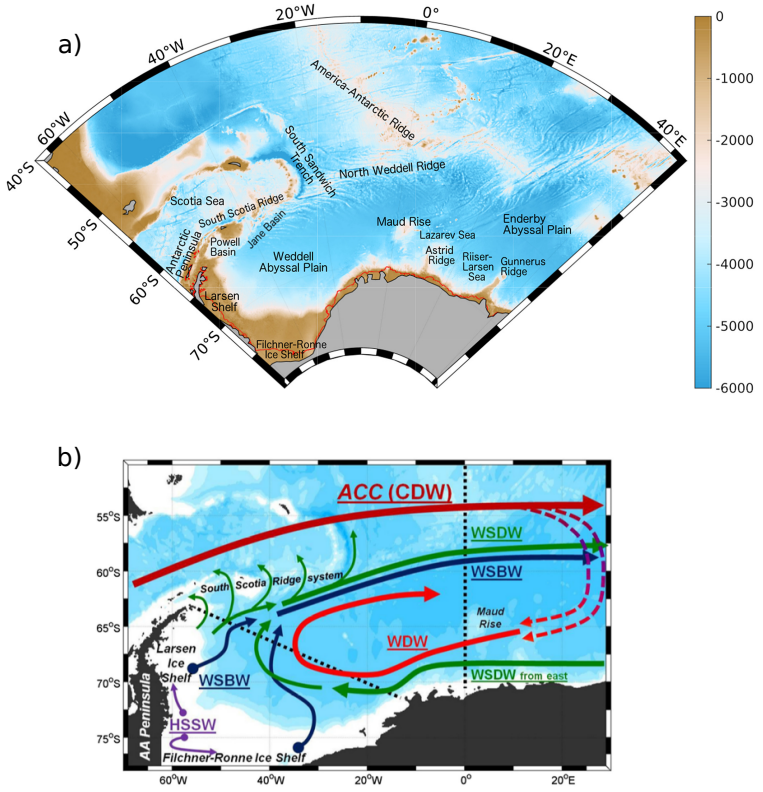


FIGURE I.4: (a) Carte de la topographie du gyre de Weddell et des environs avec des éléments mis en avant dans le texte, de [Hayes 1991].(b) Carte du secteur Atlantique de l'océan Austral au sud du Front Polaire montrant les principaux chemins de circulation océanographique. Les flèches indiquent la circulation des masses d'eau en profondeur. Les couleurs représentent la température de : au-dessus de 0°C (rouge), -0.7 à 0°C (vert) et au-dessous de -0.7°C (bleu foncé). ACC = Antarctic Circumpolar Current ou Courant Circumpolaire Antarctique ; HSSW = High Salinity Shelf Water ; WDW = Warm Deep Water ; WSDW : Weddell Sea Deep Water ; WSBW = Weddell Sea Bottom Water. La ligne en pointillé noir marque deux sections répétées le long du premier méridien et à travers la mer de Weddell [Hellmer *et al.* 2016]. D'après [Vernet *et al.* 2019].

2.1) Les interfaces et forçages qui conditionnent la circulation sur le plateau continental de Filchner-Ronne

La circulation sur le plateau continental sud-ouest de la mer de Weddell est présentée sur la Figure I.5a. Les principaux éléments topographiques ainsi que les plateformes glaciaires sont présentés sur cette figure. La circulation de la branche de CDW entraînée par le gyre de Weddell y est représentée (en lien avec la Figure I.4b), ainsi que les principaux chemins de circulation sur le plateau continental. Cette circulation est contrainte et façonnée par la topographie, la banquise, les

vents, les marées et la présence de la plateforme glaciaire : j'introduis ici ces interfaces et forçages de la circulation du plateau continental.

La topographie : les canyons du plateau continental. Le plateau continental de Filchner-Ronne est séparé du reste de la mer de Weddell par la pente continentale l'isolant de la plaine abyssale. Dans sa partie la plus au nord, le plateau continental n'est pas constamment couvert de glace continentale. Il a une profondeur d'environ 500 m mais est également caractérisé par de profonds canyons méridiens créant des voies d'échange entre la plaine abyssale et les cavités glaciaires, que nous nommerons ici dépressions. La Dépression de Filchner a une profondeur variable augmentant du nord vers le sud pour atteindre 1200 m à l'entrée de la plateforme de Filchner (Filchner Ice Shelf - FIS) (Figure I.5a). La dépression s'étend sous FIS créant ainsi une structure bathymétrique relativement profonde connectant la pente continentale à la cavité de FIS proche de son point d'ancrage.

Directement à l'ouest de la Dépression de Filchner se trouve l'île de Berkner qui conditionne l'écoulement glaciaire et la circulation océanique dans et à l'extérieur de la cavité. Au nord de cette île et jusqu'à la pente continentale, la topographie est peu profonde, entre 300 et 400m, et cette partie du plateau est nommée le Berkner Bank. A l'ouest du Berkner Bank se trouve une deuxième dépression, moins profonde que celle de Filchner, communément appelée Central Trough ou Dépression Centrale. Enfin à l'extrémité ouest du plateau se trouve une troisième dépression, celle de Ronne, d'une profondeur de ∼600m et s'étendant jusqu'à l'entrée de la plateforme glaciaire de Ronne, partie ouest de FRIS (Figure I.5a). L'ensemble de ces éléments topographiques sont très importants pour la circulation océanique et pour les échanges entre les cavités glaciaires et l'océan du large (i.e. au-delà du plateau continental). Par exemple les deux dépressions les plus à l'est du plateau continental s'étendent de la plateforme glaciaire jusqu'à la pente continentale, ce qui relaxe la barrière naturelle, qui représente une barrière de vorticité potentielle, entre la pente et le plateau et qui favorise les intrusions d'eaux chaudes profondes du gyre de Weddell, sur le plateau continental et vers les cavités glaciaires [Nicholls *et al.* 2009, Ryan *et al.* 2017, Ryan *et al.* 2020, Årthun *et al.* 2012].

Glace de mer. La glace de mer joue un rôle important aux hautes latitudes en modifiant l'interaction océan-atmosphère, et en ayant également une influence sur la densité de la couche de surface de l'océan [Martinson & Iannuzzi 1998]. En effet, les variations saisonnières de glace de mer influencent les propriétés de certaines masses d'eaux en mer de Weddell [Markus *et al.* 1998, Petty *et al.* 2013]. Ces variations saisonnières sont très importantes en terme de couverture de glace de mer : durant l'hiver austral la mer de Weddell est presque complètement recouverte de glace de mer, avec quelques polynies côtières restant ouvertes, comme devant les plateformes glaciaires de Fimbul et de Ronne. En été la couverture de glace est beaucoup moins importante mais certaines zones de la mer de Weddell restent intégralement couvertes par la banquise, tel le sud-ouest de la mer, incluant la zone devant la plateforme glaciaire de Larsen (Figure I.6a et b).

Le plateau continental du sud-ouest de la mer de Weddell est associé à une couverture de glace de mer importante tout au long de l'année. La région à l'est de la Dépression de Filchner, à proximité de la plateforme glaciaire de Brünt, est quant à elle libre de glace en été et la zone devant la plateforme glaciaire de Ronne est ouverte en été certaines années . La Figure I.6c montre que la région de la Dépression de Filchner connaît une variabilité interannuelle forte de couverture de glace de mer. L'impact de la variabilité de la glace de mer sur la circulation de la région est encore peu compris mais [Darelius *et al.* 2016] a montré qu'en 2013, lors d'une année de faible couverture de glace, une importante arrivée d'eau chaude avait été observée sur le bord est de la Dépression de Filchner atteignant l'entrée de FRIS. Cependant le lien entre la couverture banquise et l'intrusion d'eaux chaudes n'a pas pu être établi. En 2017, [Ryan *et al.* 2020], a montré une dynamique similaire, avec une arrivée d'eau chaude plus prolongée dans le temps que les années précédentes. Des anomalies de glace de mer sont également associées à des anomalies de production

d'eaux denses qui peuvent se ressentir sur les caractéristiques des masses d'eau circulant dans la cavité glaciaire [Nicholls & Østerhus 2004].

Vents. Des polynies côtières s'ouvrent le long de FRIS sous l'action combinée des vents catabatiques [Drucker *et al.* 2011] et des marées, comme observé dans d'autres zones du pourtour antarctique [Adolphs & Wendler 1995, Comiso & Gordon 1987]. Les polynies côtières sont associées à d'importantes pertes de chaleurs (de l'océan vers l'atmosphère), et de salinisation des masses d'eaux, liées à une forte production de glace de mer [Nicholls *et al.* 2009]. Quand la température de l'atmosphère est suffisamment froide et que de la glace de mer se forme, la salinité augmente, et un gradient de densité horizontal se forme alors autour de ces zones, formant à son périmètre un courant instable et une propagation de tourbillons à travers ce périmètre, participant à l'export des masses d'eaux très salées hors de la région de la polynie [Jones & Marshall 1993, Gawarkiewicz & Chapman 1995, Visbeck *et al.* 1996].

Les régimes de vent sur le plateau continental de la mer de Weddell ont une large variabilité interannuelle : par exemple, en 2013 l'arrivée d'eaux chaudes depuis la pente continentale a été observée jusqu'à l'entrée du Filchner Ice Shelf et a été attribuée à un régime de vents faibles pendant cette année sur la zone de la Dépression de Filchner et au nord du plateau continental permettant une relaxation extrême de l'ASF, au niveau de la Dépression de Filchner, de forts vents d'est renforce également le transport vers le sud [Darelius *et al.* 2016]. Au niveau de la polynie côtière devant la plateforme glaciaire de Ronne, la production de glace de mer, ainsi que la circulation sous-glaciaire ont été liées à un contrôle par les régimes de vents eux-mêmes influencés par le Southern Annual Mode ainsi qu'à celui du Amundsen Sea Low [Hattermann *et al.* 2021]. La saisonnalité des vents est également étudiée au niveau de la pente continentale car il a été montré que des régimes saisonniers de vent avaient un rôle sur l'arrivée d'eau chaude au niveau de la dépression de Filchner [Ryan *et al.* 2017, Årthun *et al.* 2012, Le Paih *et al.* 2020].

La plateforme glaciaire de Filchner-Ronne. Le plateau continental du sud-ouest de la mer de Weddell est caractérisé par la présence de la plateforme glaciaire FRIS. Cette plateforme glaciaire est la plus volumineuse du pourtour antarctique et couvre une surface de 450 000 km^2 [Fox *et al.* 1994]. FRIS est constitué de deux plateformes : celle de Ronne à l'ouest et celle de Filchner à l'est qui sont séparées par l'île de Berkner mais sont jointes au sud de cette île (Figure I.5a). A son extrémité la plus au nord, FRIS a une épaisseur d'environ 400 m et s'approfondit vers le sud jusqu'à sa ligne d'ancrage. Au niveau de son point d'ancrage, FRIS a une épaisseur approximative de 1500 m [Lambrecht *et al.* 2007].

La circulation sous la plateforme glaciaire a été décrite par [Foldvik *et al.* 2001] puis affinée grâce à des études effectuées à l'aide de mouillages placés sous la plateforme de FRIS [Nicholls *et al.* 2001, Nicholls *et al.* 2004]. La circulation peut être schématisée par une intrusion d'eaux très denses et salées, formées par les rejets de saumures au niveau de la polynie côtière de Ronne, et transférées dans la cavité le long de la Dépression de Ronne. Ces eaux circulent sous la plateforme glaciaire et interagissent avec la cavité qui les transforme en eaux légèrement moins denses ; plus douces et plus froides, avant de ressortir au niveau de la Dépression de Filchner. La circulation entre l'entrée au niveau de la Dépression de Ronne, et la sortie dans la Dépression de Filchner reste marquée par de grandes incertitudes tant l'observation dans la cavité est difficile. Cependant les observations et modélisations numériques convergent pour décrire une circulation d'ouest en est [Foldvik *et al.* 2001, Nicholls *et al.* 2001, Hattermann *et al.* 2021]. Des mouillages placés dans la cavité sous FRIS démontrent que l'activité de la polynie au niveau de la Dépression de Ronne et la production de HSSW dans cette zone est le principal facteur de la circulation sous la plateforme glaciaire.

Les marées. Les marées jouent également un rôle important sur le plateau continental de FRIS, avec des vitesses de courants liées à la marée pouvant atteindre l'ordre du mètre par seconde à certains endroits [MacAyeal 1984, Foldvik *et al.* 1990, Robertson 2001]. Elles sont aussi importantes

au niveau des polynies côtières où elles participent à l'export des HSSW en direction des cavités glaciaires [Huot *et al.* 2021, Makinson & Nicholls 1999, Hausmann *et al.* 2020]. Au niveau de la pente continentale, le rôle des marées reste plus flou : [Daae *et al.* 2009, Fer *et al.* 2016] montrent que les marées semi-diurnales au niveau de la pente continentale se dissiperait créant une couche de fond qui favoriserait le mélange, notamment en raison de la présence de la latitude critique au niveau de la pente (latitude où la fréquence des marées est la même que f, le paramètre de Coriolis) et de la géométrie de la pente. Les marées jouent également très certainement un rôle dans les échanges à travers la pente [Beckmann & Pereira 2003, Stewart *et al.* 2019]. Sous FRIS, les marées augmente l'énergie cinétique des courants à la base de la plateforme glaciaire, ce qui accroît la fonte basale [Joughin & Padman 2003, Moholdt *et al.* 2014, Hausmann *et al.* 2020].

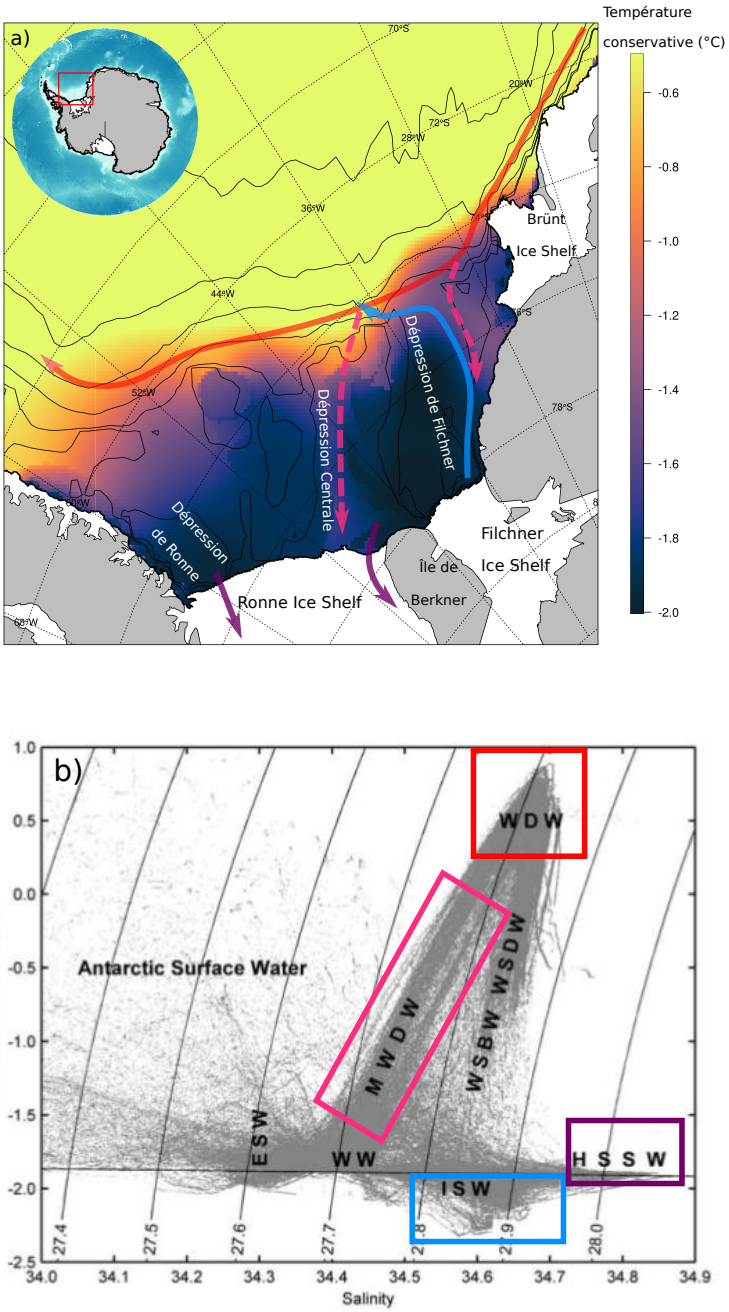


FIGURE I.5: a) : Carte du sud-ouest de la mer de Weddell représentant schématiquement la circulation dans la zone. La bathymétrie est représentée tous les 500m avec le contour 400m en supplément. La couleur en fond représente la température moyenne entre 360 et 420m calculée d'après la climatologie de [Jourdain *et al.* 2020]. Le texte indique les principales particularités topographiques de la zone. La flèche rouge représente la circulation des CDW, les flèches roses en pointillés celle des MWDW et la flèche bleue celle des ISW. Les flèches violettes montrent les zones d'intrusion des HSSW sous FRIS. b) Un diagramme θ-S montrant 554 profils de CTD de la mer de Weddell, au sud de 70^o et à l'ouest de 0^o. Le diagramme montre approximativement les caractéristiques θ-S pour les masses d'eaux types mentionnées dans le texte. Les isopycnes ont comme référence la pression de surface, et la ligne proche de l'horizontale représente la température de congélation à la surface [Fofonoff & Millard Jr 1983] ; toutes les données sous cette ligne sont des Ice Shelf Water. Les rectangles de couleurs indiquent les masses en relation avec les chemins de circulation schématisés dans la figure ci-dessus. Modifié d'après [Nicholls *et al.* 2009]

2.2) Les masses d'eaux du plateau continental de Filchner-Ronne

L'hydrographie de la mer de Weddell comprend de nombreuses masses d'eaux. Dans le contexte global ce sont d'abord les AABW produites et exportées depuis cette région qui en font sa particularité. La mer de Weddell est la région qui produit le plus gros volume d'eaux de fond antarctiques [Orsi *et al.* 1999, Jullion *et al.* 2010]. Avant d'être exportées sous forme d'AABW, ces eaux de fond tapissent le gyre de Weddell sous la forme d'eaux profondes et de fond de la mer de Weddell (Weddell Sea Bottom Water and Weddell Sea Deep Water - WSBW and WSDW). Les eaux denses formées sur le plateau continental sont les précurseurs des WSBW et WSDW. En plongeant le long de la pente depuis les plateaux continentaux vers les abysses, et en entraînant par mélange diapycnal les eaux alentours, ces eaux denses se transforment en WSBW et WSDW [Foldvik *et al.* 2004]. Ces eaux denses formées sur le plateau sont soit les eaux très salées formées par rejet de saumures (HSSW), soit leurs dérivés légèrement moins denses après passage dans les cavités glaciaires (ISW). Les ISW et HSSW sont regroupées sous le nom générique d'eaux denses de plateau (DSW).

Les autres masses d'eaux qui caractérisent la mer de Weddell sont les eaux dérivées de CDW, provenant de l'ACC, relativement chaudes, trouvées sous la forme d'eaux chaudes profondes lorsqu'elles circulent dans la mer de Weddell (Warm Deep Water - WDW). Ces eaux sont transportées depuis le nord de l'océan Austral jusqu'à la pente continentale de la mer de Weddell par le gyre de Weddell. En circulant d'est en ouest dans la branche sud du gyre de Weddell la CDW perd en salinité et en température, donnant ses caractéristiques à la WDW [Ryan *et al.* 2016]. Nous ferons référence à ces eaux en les nommant eaux "chaudes" ou "relativement chaudes", il s'agit ici d'eaux dont la température est supérieure à -1.5°C.

Sur le plateau continental sud-ouest de la mer de Weddell, de nombreuses masses d'eaux circulent, les principaux chemins de circulation sont montrés sur la Figure I.5a et les masses d'eaux associées sont montrées dans l'espace T-S sur la figure I.5b). Ces masses d'eaux seront détaillées dans la partie suivante et classées en trois groupes, les eaux peu denses de surface, les eaux denses et, dans une gamme de densité intermédiaires, les eaux caractérisées par les températures relativement chaudes.

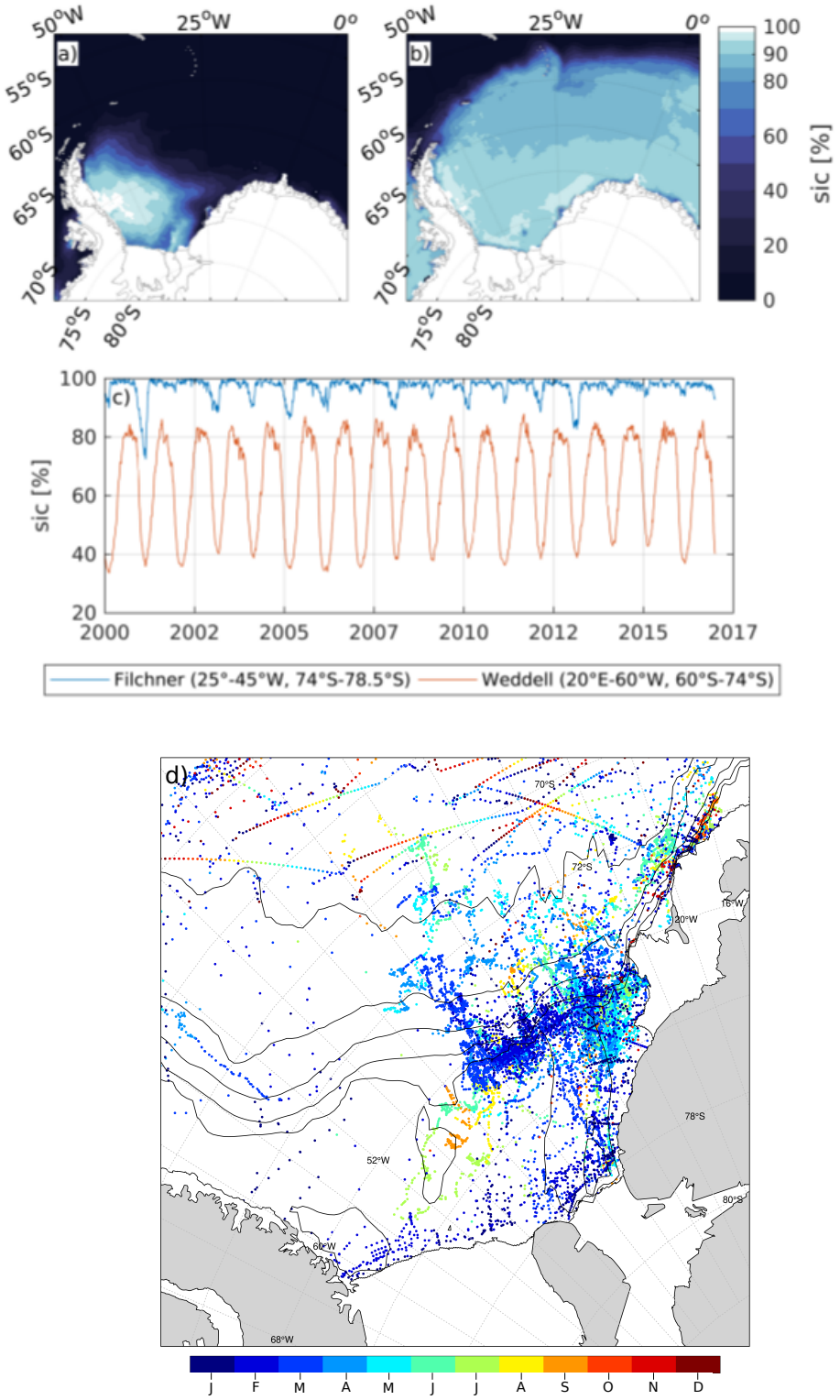


FIGURE I.6: Panel du haut : Carte des moyennes de la concentration de banquise en mer de Weddell sur les années 2000-2017 en été (a) et hiver (b) austral. (c) Séries temporelles de la moyenne de la concentration de banquise sur deux zones. D'après [Ryan 2018]. (d) Carte du sud-ouest de la mer de Weddell montrant les données *in-situ* collectées dans la région ces 40 dernières années. Les contours de bathymétrie sont représentés de 4000 à 1000 m, tous les 1000 m, avec le supplément le contour de 500 m. Les points représentent tous les profils CTD collectés dans la région par CTD de navire, profils de phoques et flotteurs Argo, la couleur représente le mois où a été collecté cette donnée.

2.3) Eaux de surface : Antarctic Surface Water et Winter Water

Les eaux de surface antarctiques (Antarctic Surface Water - ASW), couvrent une large gamme de température et de salinité (Figure I.5b). Durant l'hiver austral cette couche de surface est détruite par le refroidissement atmosphérique pour laisser place a une couche plus épaisse, plus salée et au point de congélation, nommée eaux d'hiver (Winter Water - WW) (le point de congélation de surface est indiqué par le trait horizontal sur la Figure I.5b). L'augmentation de salinité et l'épaississement de la couche de surface résultent de la formation de glace de mer de la fin de l'été jusqu'au début du printemps, et les rejets de saumures associés, qui salinifie et déstabilise la couche de surface. Si la couche de WW est formée en hiver, elle n'est pas entièrement détruite en été. Les eaux estivales ASW sont produites uniquement sur le haut de la colonne d'eau et les WW se retrouvent donc en été en subsurface entre les ASW et les WDW. La formation d'ASW est liée à la fonte de la banquise qui restratifie la colonne d'eau, elles sont ensuite réchauffées par les flux air-mer durant l'été [Nicholls *et al.* 2009].

Nous pouvons également observer sur le plateau continental de FRIS des eaux peu denses nommées Eastern Shelf Water (ESW) (Figure I.5b) : une masse d'eau froide, proche du point de congélation et peu salée. Cette masse d'eau est formée au niveau de la plateforme glaciaire Eastern Weddell Ice Shelves (EWIS), située en amont (à l'est) du plateau continental de FRIS. L'ESW n'est observée qu'à l'extrémité du plateau continental de FRIS, s'écoulant de façon côtière à proximité de Brünt Ice Shelf jusqu'à la plateforme glaciaire de Filchner [Nicholls *et al.* 2009].

2.4) Eaux chaudes profondes et ses dérivés : Warm Deep Water et Modified Warm Deep Water

Sur le plateau continental circule de la WDW mais surtout son dérivé plus froid et moins salé, les eaux chaudes et profondes modifiées (Modified Warm Deep Water - MWDW). La MWDW résulte d'un mélange diapycnal entre la WDW et la masse d'eau se trouvant au dessus dans la colonne d'eau : la Winter Water. Cette masse d'eau couvre une large gamme de température (relativement aux autres masses d'eaux présentes dans la zone) avec des températures allant environ de -1.5 à 0°C (Figure I.5b). La WDW se trouve principalement dans la gyre et est transformée en MWDW lors de son transport à travers la pente continentale vers le plateau continental. Deux chemins principaux ont été observés et documentés pour le transport des WDW vers le plateau continental de FRIS et pour la circulation des MWDW sur ce plateau. Ces deux routes sont associées à deux canyons qui caractérisent le plateau continental de FRIS : l'un se trouve sur le bord est de la Dépression de Filchner (vers 31°W) et l'autre se trouve à l'ouest du Berkner Bank dans la Dépression Centrale (vers 40°W) (Figure I.5a).

Le transport et la transformation de ces masses d'eaux relativement chaudes sont fondamentaux à appréhender si nous voulons bien comprendre les interactions entre océan et cryosphère. En effet, elles représentent un important flux de chaleur en direction des cavités glaciaires et vers les régions d'intense formation de banquise qui conditionnent la formation des DSW sur le plateau. A l'heure actuelle, seul les MWDW pénétrant dans la Dépression Centrale atteignent la plateforme glaciaire de Filchner-Ronne, comme documenté par les quelques sections hydrographiques qui ont pu être réalisées à l'entrée de FRIS en 1980 [Gammelsrod & Slotsvik 1981], 1993 [Foldvik *et al.* 2001], 1995, 1998, 1999 [Nicholls *et al.* 2003] et 2018 [Janout *et al.* 2021], où ces MWDW ont été observées jusqu'à la frontière de FRIS sur chacune de ces sections. Sur le bord est de la Dépression de Filchner, les MWDW ne sont en général pas observées jusqu'à l'entrée de FRIS. Cependant un événement a été enregistré en 2013 par un mouillage situé à 78°S devant la plateforme de glace de Filchner avec une présence de MWDW à des températures allant jusqu'à -1.45°C [Darelius *et al.* 2016]. Cet enregistrement témoigne de l'importance de la variabilité interannuelle dans cette région qui complique notre compréhension de ce système qui reste mal observé.

La région la plus à l'est du plateau continental de FRIS est la mieux observée dû à un accès plus facile, la zone étant libre de glace en été [Morales Maqueda *et al.* 2004] (Figure I.6a). C'est dans cette région que le plus d'observations par mouillages, navires et prédateurs équipés de balise ont pu être réalisés. Ainsi le passage de MWDW le plus à l'est ainsi que sa variabilité saisonnière et interannuelle ont pu être documentés dans un certain nombre d'études. Par exemple, une série de trois mouillages installés à 76°S a échantillonné de début 2014 à fin 2017 les arrivées d'eaux chaudes sur le bord est de la dépression de Filchner [Ryan *et al.* 2017, Ryan *et al.* 2020]. Un mouillage situé sur le même bord de la Dépression de Filchner, plus au sud, au niveau de l'entrée de FRIS montre une arrivée de MWDW jusqu'à cette latitude en 2013, liée à une anomalie de vents au niveau de la pente continentale [Darelius *et al.* 2016]. En 2017, c'est cette fois ci une anomalie de salinité en surface qui est proposée pour expliquer une arrivée de chaleur plus importante et sur une plus longue période que les années précédents [Ryan *et al.* 2020]. Ces observations permettent de commencer à comprendre les processus en jeu dans le contrôle du flux de MWDW vers la cavité de FRIS, mais la difficulté d'accès laisse de grande zone d'ombre sur les variations interannuelles.

En comparaison, le passage de MWDW plus à l'ouest, dans la Dépression Centrale, est bien moins compris car beaucoup moins observé. Récemment l'obtention d'observations à partir de capteurs installés sur des mammifères marins, couplées à deux section de CTD réalisées en 1995 et 1999, ont permis de décrire la structure hydrologique de ce passage [Nicholls *et al.* 2003, Nicholls *et al.* 2008]. L'ensemble de ces observations, en association avec les différentes sections réalisées à l'entrée de FRIS, dépeignent un transport de MWDW venant de la pente continentale et atteignant la frontière nord de la plateforme de Ronne avec des températures maximums de -1.4°C au cœur de la veine d'eaux chaudes.

2.5) Eaux denses formées sur le plateau

La formation de glace de mer automnale et hivernale densifie les masses d'eaux sous-jacentes, et, dans certaines régions, ces masses d'eaux sont tellement denses que l'ensemble de la colonne convecte sous l'action des rejets de saumures. Ces évènements forment les masses d'eaux les plus denses et les plus salées du plateau continental, les HSSW. Elles ont une salinité de plus de S>34.7 psu, et sont majoritairement formées dans la région de la polynie côtière de Ronne, au niveau de la Dépression de Ronne (Figure I.5a). Une partie de cette eau très dense est exportée vers le nord et alimente la couche d'eaux abyssales en s'écoulant le long de la pente continentale sur le nord-ouest du plateau continental de FRIS [Foster & Carmack 1976]. Mais la plus grande partie de ces HSSW formées dans la polynie de Ronne prend un chemin plus complexe avant de rejoindre la pente continentale : elles sont d'abord entraînées sous la plateforme glaciaire ; en plongeant à des pressions importantes dans la cavité glaciaire [Nicholls *et al.* 2009], le point de congélation diminue et les HSSW sont ainsi capables de fondre la base de la cavité glaciaire [Jacobs *et al.* 1992]. Les HSSW sont ainsi progressivement allégées, se transformant en des eaux froides (plus froide que le point de congélation de surface) et légèrement moins dense que les HSSW, les Ice Shelf Water [Gade 1979]. Schématisé en Figure I.7.

Les ISW se retrouvent ainsi au-dessus des HSSW dans la colonne d'eau, étant moins denses que ces dernières, et s'échappent de la cavité glaciaire au niveau de la Dépression de Filchner (flèche bleue sur la Figure I.5b). En remontant de la base de la plateforme glaciaire vers sa sortie une partie de cette ISW peut également se recongeler au contact de la plateforme glaciaire, en effet la température de congélation s'accroît avec la diminution de la pression (Figure I.7 [Huhn *et al.* 2018, Akhoudas *et al.* 2020]). Si l'ISW ne sort principalement de la cavité glaciaire que du côté est de la plateforme FRIS, deux sources de HSSW s'infiltrant sous la cavité ont été décrites : celle de Ronne, mais également une source au niveau du Berkner Bank (en violet sur la Figure I.5a). Ces deux sources ont des propriétés légèrement différentes : elles sont toutes les deux au point de

congélation de surface, par définition, car formées lors de la production de banquise. Mais les eaux formées au niveau du Berkner Bank sont légèrement moins salées que de celle Ronne (34.92 g kg^{-1} pour les $HSSW_{Ronne}$ et entre 34.84 et 34.87 g kg^{-1} pour les $HSSW_{Berkner}$ [Akhoudas *et al.* 2020, Hattermann *et al.* 2021]).

Les eaux denses du plateau sont ainsi trouvées soit sous forme de HSSW, soit des ISW, elles s'écoulent ensuite le long de la pente continentale et sont précurseurs des eaux abyssales AABW [Akhoudas *et al.* 2020, Akhoudas *et al.* 2021, Gill 1973, Orsi *et al.* 1999]. Une fois sorties de la cavité de FRIS, les ISW sont observées sur la pente est de la Dépression de Filchner [Darelius *et al.* 2014, Ryan *et al.* 2017], jusqu'à leur export au nord sur la pente continentale [Akhoudas *et al.* 2020]. Le volume estimé de ISW quittant la Dépression de Filchner vers la pente continentale est estimé à 1.6 ± 0.5 Sv [Foldvik *et al.* 2004]. Cependant une partie de ces ISW, trop denses pour être extraites du plateau continental, restent dans la Dépression de Filchner.

A l'échelle circumpolaire, [Haumann *et al.* 2020] a montré que la présence d'ISW sur la marge continentale antarctique est saisonnière et que le pic d'observations se situe en mars, ce qui est cohérent avec les observations en mer de Weddell où une saisonnalité a été observée au niveau de la sortie d'ISW de FIS, entre 2013 et 2015, avec une sortie d'ISW sur le bord ouest de la Dépression de Filchner entre février et juin [Darelius & Sallée 2018]. Les mécanismes de cette saisonnalité restent cependant encore mal compris. Ce qui semble plus clair est que le transport de ISW vers le nord est lié au transport vers le sud de MWDW une fois sur la pente est de la Dépression de Filchner. [Ryan *et al.* 2017] décrit un cycle saisonnier entre ces masses d'eaux : pendant l'été austral une couche épaisse de ISW est présente dans cette zone, suite à quoi, au début de l'automne, le vent sur la pente continentale diminue, ce qui provoque une relaxation du Front de Pente Antarctique et un transport de MWDW sur le plateau continental, vers le sud, le long de la pente est de la Dépression de Filchner. Cette circulation de MWDW entraîne un recul des ISW vers le centre de la dépression ; le rétablissement de l'ASF au début de l'hiver entraîne l'arrêt de l'arrivée d'eaux chaudes et les ISW sont alors à nouveau observées sur la pente est de la Dépression de Filchner, s'écoulant vers le nord.

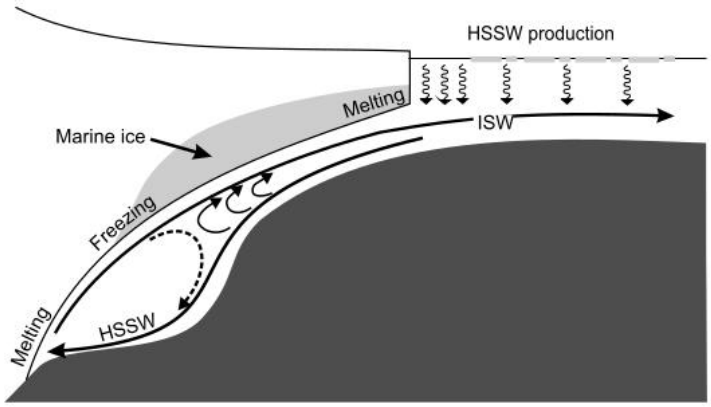


FIGURE I.7: Schéma en deux dimensions des processus de fonte et de gel sous la plateforme de FRIS. D'après [Nicholls *et al.* 2009]

2.6) La mer de Weddell et le plateau continental de Filchner-Ronne dans le contexte du changement climatique

Dans le contexte du changement climatique, la mer de Weddell est une région très importante à étudier car, comme nous l'avons vu précédemment, c'est une zone de production de masses d'eaux clés pour la circulation globale de l'océan ainsi que le lieu de résidence d'une des plus importantes plateformes glaciaires antarctiques. Comme nous l'avons vu le plateau continental de la mer de

Weddell est un plateau de type "dense" où la production de DSW limite l'accès des WDW au plateau et donc à la cavité glaciaire de FRIS.

Or, les modification de ces types de plateaux sont possibles et un passage pour la mer de Weddell à un plateau de type "chaud", pourrait entraîner un changement de régime de la zone. Ce changement de régime pourrait être dû à une réduction de l'export d'eaux denses, une relaxation extrême de l'ASF dû à un changement de la stratification de surface ou à un ralentissement des vents. [Hellmer *et al.* 2012, Timmermann & Hellmer 2013] ont montré que dans un climat futur plus chaud, les eaux chaudes de l'ACC pourraient atteindre la Dépression de Filchner par une redirection du courant côtier et ainsi atteindre la cavité glaciaire de FRIS causant d'importantes pertes de masse par fonte à la base de la plateforme glaciaire entraînant un changement de dynamique de la zone irréversible. [Daae *et al.* 2020] montre que les effets combinés d'une remontée de la thermocline et d'une diminution de la salinité des eaux denses exportées du plateau conduisent à un changement de régime du plateau continental de la mer de Weddell, vers un plateau de type "chaud".

Un changement du transport de chaleur vers les cavités peut modifier l'équilibre potentiellement précaire du bilan de masse des plateformes glaciaires et de la formation de banquise [Silvano *et al.* 2019]. Il a par exemple été démontré que des changements subtils (de l'ordre de ceux projetés comme réalistes dans un contexte du changement climatique) dans les forçages atmosphériques peuvent déstabiliser la circulation du plateau continental de FRIS, en augmentant très fortement le transport de MWDW vers les cavités glaciaires causant une fonte massive et autoentretenue (irréversible) de FRIS [Hellmer *et al.* 2012, Hellmer *et al.* 2017, Hazel & Stewart 2020]. La compréhension de l'équilibre actuel du transport et des transformations de MWDW est fondamentale pour affiner notre compréhension des possibles changements de ce type qui auraient des conséquences dramatiques pour nos sociétés par le biais du changement du niveau de la mer. [Bronselaer *et al.* 2020] a montré que les températures de subsurface pourraient être plus importantes que précédemment estimées suggérant que le potentiel de fonte des plateformes glaciaires est sous-estimé dans les modèles climatiques, sous-estimant ainsi sa contribution au changement du niveau de la mer.

Le changement climatique aura également des impacts potentiels sur les masses d'eaux présentes en mer de Weddell et leur circulation. Sont déjà observés : un réchauffement des eaux de surface [Strass *et al.* 2020], une diminution de l'export d'AABW de la mer de Weddell vers l'océan Atlantique [Abrahamsen *et al.* 2019], un réchauffement des AABW exportées du gyre de Weddell par réduction d'export des classes les plus froides de WSBW des plateaux continentaux [Meredith *et al.* 2011]. Une diminution de la part de WSBW dans le gyre de Weddell a été observée jusque dans les années 2005, suivi d'un rétablissement de sa contribution à la circulation de la zone [Kerr *et al.* 2018]. Cette variabilité a été attribuée à des changements dans les masses d'eaux sources des WSBW [Meredith *et al.* 2011, Azaneu *et al.* 2013, Schmidtko *et al.* 2014], dans la dynamique du gyre de Weddell [Meredith *et al.* 2008, Jullion *et al.* 2014] ainsi que dans la production et l'export des DSW [Kerr *et al.* 2018].

Des études de modélisation étudient l'impact d'une baisse de la salinité due à une fonte des plateformes glaciaires suggérant un ralentissement de la circulation de retournement au niveau de l'océan Austral et une diminution de la densité des eaux de fond en mer de Weddell [Lago & England 2019, Moorman *et al.* 2020]. Les études portant sur les projections atmosphériques au niveau de l'Antarctique montrent une augmentation des températures de surface et des taux de précipitation au niveau du continent [Bracegirdle *et al.* 2020]. [Hazel & Stewart 2020] a étudié l'impact du changement des vents catabatiques sur le plateau continental de FRIS, démontrant que même des changements faibles dans ces régimes de vents pourraient avoir un impact sur les températures des eaux dans la cavité glaciaire. [Bull *et al.* 2021] a démontré que l'impact d'un réchauffement du courant de pente antarctique au niveau de la mer de Weddell, aurait une

conséquence indirecte sur la fonte de FRIS en impactant directement la production de glace de mer sur le plateau continental. Nous voyons donc ici la multiplicité et la complexité des impacts potentiels du changement climatique sur cette région.

Comme vu précédemment, la mer de Weddell une région qui potentiellement va être très impactée par le changement climatique [Hellmer *et al.* 2012, Naughten *et al.* 2021], il est donc très important de la comprendre mieux pour pouvoir analyser les modifications qu'elle va subir. Ce qui explique que cette zone ait été choisie comme lieu d'étude pour ma thèse, afin de mieux en comprendre l'hydrographie et la dynamique et de mieux pouvoir la placer dans le contexte du changement climatique. Dans la dernière partie de cette introduction je vais présenter rapidement l'état des observations en mer de Weddell pour mieux mettre en perspective la difficulté de l'étude de la zone.

3 Le défi de la mer de Weddell face à l'acquisition de données

Sur le pourtour antarctique, la mer de Weddell est une région particulièrement compliquée à observer du fait de sa couverture de glace de mer, une grande partie du plateau continental de Filchner-Ronne restant couverte de banquise même en été (Figure I.6a et b). Cette banquise contraint l'observabilité de la mer de Weddell : les campagnes en mer sont rendues difficiles, si ce n'est impossibles lorsque la banquise est trop épaisse ; l'acquisition d'observations de l'océan par satellites (par exemple température de surface (SST), salinité de Surface (SSS) et hauteur d'eau (SSH)) est également compromise par la présence de banquise. L'utilisation d'instruments autonomes tels que des glidders, dériveurs de surface, flotteurs profilant est compliquée par la glace en surface qui empêche la localisation par satellite, le transfert de données et réduit grandement le temps de vie des instruments [Wong & Riser 2011]. Finalement, l'utilisation de mouillages instrumentés est également un défi, en partie lors de leurs déploiements et récupérations en présence de banquise, mais également pour leur survie lors de la dérive d'icebergs dont les quilles peuvent atteindre 300 à 400 m de profondeur sur le plateau de Filchner-Ronne, qui peuvent endommager les instruments sur les lignes de mouillages.

Les campagnes en mer de Weddell connaissent des limites. La couverture de banquise limite les expéditions à l'été austral, de janvier à mars, et même pendant cette période la région n'est accessible qu'à l'aide d'un brise-glace, réduisant drastiquement le nombre de navires pouvant accéder à la zone. Sur les 10 dernières années des campagnes ont été possible en 2011 [Darelius *et al.* 2016], 2013 [Darelius *et al.* 2014], 2017 [Sallee 2018], 2018 [Janout *et al.* 2021] et enfin en 2021 [Hellmer 2020]. Ceci montre bien le défi que représente l'étude de l'interannualité dans cette zone. La couverture de glace de mer ayant également une grande interannualité, l'étude répétée de certaines zones est rendue très difficile, par exemple le front de FRIS qui n'a pu être échantillonné pendant des campagnes que cinq fois, dont une ces dix dernières années. Une grande hétérogénéité temporelle et spatiale existe donc pour l'échantillonnage durant les campagnes en mer dans la région du plateau continental de la mer de Weddell. Cette hétérogénéité est représentée sur la Figure I.6, où les données *in-situ* dans la région sont représentées, avec en couleur le mois d'acquisition de la donnée, montrant la sur-représentation des mois d'été et de la polynie de Filchner.

Dans ces régions si essentielles pour notre compréhension du climat global, nous adaptons nos méthodes d'observation et instruments pour pallier à ces défis d'observabilité. Je présente ici certains exemples, sans ambition d'exhaustivité, mais en partie pour leur pertinence vis-à-vis de ma thèse. Ils sont également documentés sur la Figure I.8

— De nombreuses données complémentaires à celles collectées pendant les campagnes en mer proviennent d'instruments fixés sur des mammifères, en l'occurrence pour la mer de Weddell il s'agit de phoques de Weddell. Durant leurs plongées ces phoques enregistrent, grâce à un capteur CTD, la pression, la température et la salinité et les transmettent ensuite à la fin de

chacune des plongées par satellite [Nachtsheim *et al.* 2019a]. Ces jeux de données, comme par exemple ceux utilisés par [Nicholls *et al.* 2008, Labrousse *et al.* 2021] permettent d'obtenir des données dans la couche de surface pendant des mois d'hiver et dans des zones couvertes de banquise qui sont alors inaccessibles par navire (Figure I.8f).

— L'étude des zones polaires par les satellites a longtemps été bornée à l'étude de la glace de mer qui en hiver bloque de façon opaque l'accès de la surface de l'océan aux satellites. Or depuis très récemment l'opportunité est donnée de récupérer les données océaniques observées dans les fissures de la glace de mer, permettant d'ajouter des données très importantes pour la circulation de surface [Armitage *et al.* 2018, Dotto *et al.* 2018], [Auger et al, en révision]. Cet apport de données conséquent est très prometteur et permettra une étude de l'océan Austral et des marges antarctiques plus poussée notamment en termes de dynamique de surface.

— Les régions du pourtour antarctique ont toujours été un grand défi en termes de développement de modélisation. En effet ces zones ont une très forte dynamique de couplage entre l'océan, l'atmosphère, la glace de mer et les plateformes glaciaires. Les modèles utilisés dans ces régions ne sont généralement pas couplés, donc l'ensemble des interactions entre océan, banquise et atmosphère ne sont pas représentés. Ces modèles de régions complexes présentent donc encore de nombreuses erreurs et en résultent de larges incertitudes dans les modèles de climat [Robel *et al.* 2019], et des lacunes à représenter correctement l'océan et ses changements futurs [Hellmer 2004, Bronselaer *et al.* 2018, Moorman *et al.* 2020]. Or, nous avons montré dans cette introduction à quel point les modifications possibles de cette zone pouvaient avoir d'impacts sur la circulation océanique et donc les climats futurs. De même les marées sont encore un facteur introduisant de larges incertitudes dans les modèles des zones polaires, certains modèles tel FESOM ne les incluent pas, or elles ont une grande importance, que ce soit au niveau de la pente continentale ou encore de FRIS. Un modèle récent intègre pour la première fois ces marées ainsi que la circulation sous-glaciaire et les interactions avec la plateforme de FRIS [Hausmann *et al.* 2020], ouvrant la porte à des représentations numériques encore plus réalistes de la mer de Weddell.

— L'utilisation de véhicules autonomes sous-marins (Autonomous Underwater Vehicule - AUV) s'est développée ces dernières années afin de pouvoir pratiquer des sections de mesures physiques dans les cavités glaciaires, avec par exemple [Wåhlin *et al.* 2021] sous la plateforme glaciaire de Thwaites et [Kimura *et al.* 2016] sous celle de Pine Island Glacier. L'échantillonnage des cavités glaciaires apporte des jeux de données importants pour la compréhension de la circulation sous-glaciaire et de l'évolution interannuelle de masses d'eaux sous les plateformes glaciaires (Figure I.8j).

— Les mouillages sous-glaciaires sont un autre outil d'étude de la circulation sous les plateformes glaciaires, permettant d'affiner nos connaissances sur les chemins de circulation sous-glaciaire ains que leur saisonnalité et interannualité [Makinson & Anker 2014]. Sous FRIS [Nicholls *et al.* 1991, Nicholls *et al.* 1997, Nicholls *et al.* 2001], ont permis d'étudier et de mieux comprendre les chemins de circulation des HSSW puis des ISW. [Hattermann *et al.* 2021] étudie l'interannualité des masses d'eaux sous FRIS et l'occurrence des deux sources d'HSSW, de Berkner et Ronne en lien avec la formation de banquise sur le sud du plateau continental de la mer de Weddell, elle-même liée à la variabilité de modes climatiques.

— Les flotteurs Argo sont utilisés en mer de Weddell uniquement dans le gyre de Weddell et ont prouvé leur utilité pour décrire la circulation et la structure verticale du gyre [Reeve *et al.* 2019]. Plus au sud, sur la côte de Wilkes Land, [Wong & Riser 2011] ont obtenu des observations de subsurfaces sous la glace de mer, rendues possibles grâce à un algorithme de détection de la présence de banquise en surface rallongeant grandement la durée de vie

des flotteurs autonomes dans les régions couvertes de glace de mer. Le système RAFOS permet de positionner acoustiquement ces flotteurs pendant leur évolution sous la banquise, où la remontée est impossible et donc le positionnement GPS également. Ce système n'est pas encore utilisé sur les plateaux continentaux antarctiques mais pourrait apporter des informations complémentaires aux différents systèmes d'échantillonage. En effet contrairement aux systèmes qui peuvent échantillonner durant l'hiver les flotteurs ont comme avantage par rapport aux mouillages qu'ils couvrent la partie supérieure de la colonne d'eau et par rapport aux profils provenant de plongées de phoques que les flotteurs apportent des informations lagrangiennes sur la circulation des masses d'eaux [Porter *et al.* 2019, Silvano *et al.* 2019]. Les flotteurs n'étaient pas encore déployés sur les plateaux continentaux dûs à de nombreux défis comme le risque de pertes liées à des dommages causés par la banquise, ainsi que des problèmes de propagation du son lié à la présence de glace de mer [Klatt *et al.* 2007]. Dans cette thèse nous utilisons les premiers flotteurs déployés sur le plateau continental de la mer de Weddell et positionnés avec le système RAFOS (Figure I.8i et k).

— L'utilisation d'expériences en cuves tournantes n'est pas nouvelle mais couplée aux observations et aux modèles numériques cela peut être un moyen efficace de visualiser et de comprendre des processus à grande échelle sur des zones complexes comme la mer de Weddell.

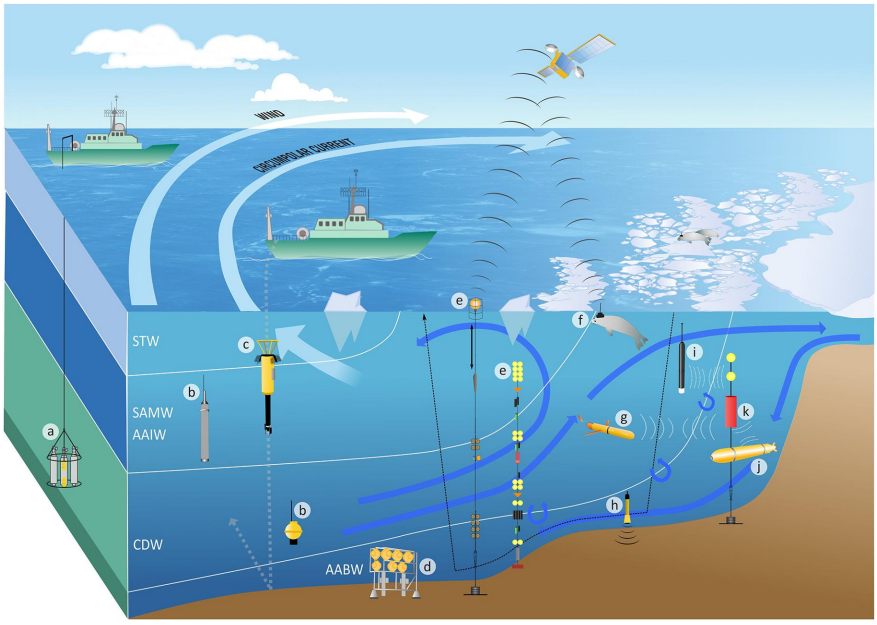


FIGURE I.8: Un schéma des systèmes d'observations de la zone du pourtour antarctique, notamment pour l'étude des formations de AABW. (a) Profileur conductivité-température-profondeur (CTD) souvent équipés de capteurs supplémentaires pour mesure par exemple l'oxygène dissous, la vitesse horizontale (ADCP - cylindre jaune) et la turbulence ; (b) Profileur Argo, en mission "core" (profondeur < à 2000m) et mission profonde ; (c) Profileur de micro-structure mesurant l'énergie et le taux de dissipation ; (d) lander de fond instrumentés avec prélèvements d'eau ; (e) mouillages avec mesures physiques (température, salinité, vitesse) et biogéochimiques (piège à sédiment, etc.), avec les bouées de tête placées en profondeur pour être protégé de la glace ; (f) profileur tagué sur un animal ; (g) glider ; (h) drifter de fond, un flotteur échantillonnant les AABW ; (i) profileur Argo évoluant sous la glace avec positionnement acoustique ; (j) véhicule sous-marin autonome (AUV) et (k) une source sonore pour le positionnement des flotteurs. De [Newman *et al.* 2019], modifié d'après [Meredith *et al.* 2013]

4 Objectifs et contenu de la thèse

Comme nous l'avons vu dans cette introduction beaucoup de questions restent en suspens quant à la dynamique océanique et l'hydrographie en mer en Weddell, surtout vis-à-vis de sa saisonnalité et de son interannualité. L'objectif de cette thèse est de participer à l'effort de compréhension de la zone de la mer de Weddell, dans le cadre d'une compréhension plus large des zones polaires et de l'impact du changement climatique sur ces dernières. Cette thèse s'est donc concentrée sur l'étude de processus ayant lieu sur le plateau continental de FRIS ainsi que sur l'utilisation et l'étude de nouveaux moyens d'observation afin de compléter les jeux de données déjà existants mais malheureusement trop peu nombreux pour pouvoir représenter dans son ensemble la complexité de cette région. Je liste ci-dessous les trois grands thèmes d'études que j'ai pu aborder à travers cette thèse, les questions scientifiques que ces thèmes ont soulevées ainsi que les données utilisées pour répondre à ces questions.

- Quels sont les processus en jeu qui font qu'à ce jour la quantité de chaleur arrivant au niveau de la cavité de FRIS est assez réduite pour que la cavité reste dans un état de cavité froide ? La plateforme glaciaire de Filchner-Ronne ne perd pas de masse, contrairement aux plateformes d'Antarctique de l'ouest. Bien que des eaux circumpolaires profondes accèdent au plateau continental de FRIS, la cavité glaciaire de FRIS reste une cavité froide avec des variations de masse faibles. Certaines études ont montré que cet équilibre est potentiellement instable, avec la possibilité d'un changement d'état de cavité froide à chaude, en fonction des modifications de la circulation océanographique. En utilisant l'ensemble des observations effectuées sur le plateau continental par des CTD de navires et de prédateurs, nous avons étudié une partie des processus qui permettent d'évacuer la chaleur qui s'infiltre sur le plateau continental le long des chemins de circulation de la MWDW.
- Quels sont les chemins de circulation de la MWDW à l'est du plateau continental de FRIS, quelles sont leurs échelles de temps, et atteignent-ils la cavité ? Pour la première fois en 2017 des flotteurs profilant autonomes ont été déployés dans cette zone et grâce au positionnement RAFOS apportent des informations lagrangiennes ainsi qu'un échantillonnage de l'intégralité de la colonne d'eau. Ces instruments ont permis d'échantillonner la circulation des MWDW et des ISW sur le plateau continental de FRIS. De plus, le plateau continental de la mer de Weddell étant une région sous-échantillonnée, surtout durant l'hiver austral, ces données sont également mises en avant pour montrer l'intérêt et le fonctionnement de ce type d'instruments.
- Quelles sont les paramètres et la dynamique qui régulent l'accès des MWDW au plateau de FRIS depuis la pente continentale ? Les eaux circumpolaires accèdent au plateau continental de FRIS saisonnièrement, avant de circuler vers le sud en direction de la plateforme glaciaire. Mais les paramètres qui régulent cette arrivée saisonnière sont encore mal connus. Une étude sur plateforme tournante a été effectuée sur un modèle simplifié du plateau continental de la mer de Weddell, plusieurs paramètres ont été modifiés durant les expériences afin de comprendre la dynamique de la pente continentale et les paramètres qui contrôlent ce courant de pente.

Ces trois questions forment les trois études complémentaires qui constituent ma thèse. Ces trois études sont détaillées dans trois chapitres. Je finis ensuite mon manuscrit par des conclusions, discussions, et ouvertures. Dans l'annexe A de cette thèse je présente une étude dirigée par Svenja Ryan à laquelle j'ai participé en tant que co-autrice et qui porte comme la deuxième partie de ma thèse, sur une étude hydrographique de l'année 2017 en mer de Weddell, à l'aide cette fois-ci de mouillages et de stations CTD navires. Dans l'annexe B, je présente une étude dirigée par Camille Akhoudas à laquelle j'ai participé en tant que co-autrice, qui porte sur les Ice Shelf Water, la détection de leur HSSW source et leur export le long de la pente continentale observé grâce à

des observations en δ^{18}O, échantillonnées en 2017. Finalement, en annexe C, je présente une étude dirigée par Jean-Baptiste Sallée à laquelle j'ai participé en tant que co-autrice et qui porte sur une étude de la couche de surface dans l'océan global à l'aide de données *in-situ* échantillonnées entre 1970 et 2018.

Chapitre II

L'entrainement hivernal des eaux de subsurface dans la couche de mélange de surface pour expliquer l'extraction de chaleur du plateau continental du sud-ouest de la mer de Weddell en Antarctique

---

1 Préambule

Dans cette étude je propose d'étudier les mécanismes agissant sur les arrivées d'eaux chaudes, qui sont dans un premier temps entraînées depuis l'ACC par le gyre de Weddell puis qui s'écoulent depuis le courant de pente antarctique jusqu'au plateau continental de FRIS. Ces eaux s'écoulent ensuite jusqu'à la plateforme glaciaire de Filchner-Ronne dans deux canyons du plateau continental. Pour cette étude, j'utilise une base de données réunissant des profils de la colonne d'eau collectées par des CTD lors des campagnes en navires et des profils effectués par des phoques instrumentés d'une balise CTD. Ces données, agrégées en zones entourant les deux principaux chemins de circulation des MWDW sur le plateau continental, permettent d'obtenir une climatologie et d'en étudier la variation saisonnière. Cette climatologie est renforcée par un flotteur Argo déployé en 2017 en mer de Weddell, qui a échantillonné en continu pendant un an à travers ces deux passages d'arrivée d'eaux relativement chaudes.

Le peu de données présentes en mer de Weddell, dû à la difficulté d'accès de la région, amène souvent les publications de données *in-situ* à présenter la dynamique ou l'hydrographie de la région d'un point de vue temporellement restreint, en se concentrant sur une année par exemple et/ou sur une zone d'étude restreinte. Par exemple, en utilisant des séries temporelles de mouillages, [Darelius *et al.* 2016, Ryan *et al.* 2020] étudient sur plusieurs années la région à un point fixe du plateau continental ; [Nicholls *et al.* 2008] étudie une zone plus large à travers le Berkner Bank, mais uniquement durant quelques mois, à l'aide de données récoltées par un unique phoque instrumenté. L'utilisation répétée de mouillages permet de déterminer la saisonnalité et l'interannualité d'un endroit précis sur les années mesurées [Ryan *et al.* 2017, Darelius & Sallée 2018] et à l'aide de cette analyse spatialement bornée, d'émettre des hypothèses sur la circulation régionale du plateau continental.

Dans l'étude que je présente dans ce chapitre, l'approche est légèrement différente car elle consiste à réunir un maximum d'observations de la colonne d'eau et de sélectionner des zones d'études qui se situent autour d'éléments hydrographiques particuliers. Ici, je me focalise sur les deux principaux chemins d'arrivées de MWDW sur le plateau continental identifiés géographiquement grâce au jeu de données que nous avons récolté. En faisant cela nous pouvons construire une estimation de la climatologie saisonnière qui permet d'étudier la saisonnalité sur ces deux zones, tout en gardant à l'esprit que le manque de données *in-situ* peut induire des biais liés aux années d'échantillonnages. Nous tentons cependant de tirer parti au maximum de ce jeu de données restreint.

Le pourtour du continent Antarctique est largement occupé par des plateformes glaciaires stabilisant la calotte glaciaire antarctique et entrant en jeu dans la production d'eaux denses alimentant la circulation globale océanique de retournement. L'évolution de ces plateformes glaciaires est donc étudiée, notamment via des observations *in-situ* : par exemple les changements de masses [Joughin & Padman 2003, Paolo *et al.* 2015, Rignot *et al.* 2019, Slater *et al.* 2021], la circulation océanique du contenu de chaleur en direction de ces plateformes [Silvano *et al.* 2019, Zhang *et al.* 2016, Jacobs *et al.* 2011, Jenkins & Jacobs 2008] et la dynamique dans les cavités glaciaires [Nicholls *et al.* 1991, Nicholls *et al.* 1997, Nicholls *et al.* 2001, Smith *et al.* 2020, Wåhlin *et al.* 2021]. Ces études sont primordiales pour bien comprendre les paramètres régissant la stabilité de la calotte glaciaire antarctique car les impacts du changement climatique sur les glaciers antarctiques pourraient avoir des effets drastiques sur le climat et la montée du niveau de la mer, dans des dimensions encore mal connues.

En Antarctique de l'Ouest les taux de fonte basale sont nettement supérieurs à ceux observés en mer de Weddell, et plus généralement en Antarctique de l'Est [Paolo *et al.* 2015, Rignot *et al.* 2019]. Ceci s'explique notamment par les différences de régime de vents au niveau de la pente continentale séparant les plateaux continentaux de l'océan Austral, [Thompson *et al.* 2018,

Pauthenet *et al.* 2021]. En mer de Weddell, qui est caractérisée par des plateaux continentaux froids, les arrivées d'eaux chaudes (WDW et MWDW) sont tout de même observées saisonnièrement au nord de la Dépression de Filchner [Årthun *et al.* 2012], et au nord du Berkner Bank [Nicholls *et al.* 2003]. Ce dernier passage est observé dans une moindre mesure dû à la rareté des données, liées à une couverture de glace continue même durant l'été austral. Ensuite ces MWDW sont observées à nouveau à certains points de passage de leur circulation vers le sud [Nicholls *et al.* 2003, Nicholls *et al.* 2008, Darelius *et al.* 2016, Ryan *et al.* 2017, Ryan *et al.* 2020].

Dans cette étude nous proposons d'analyser un mécanisme expliquant le paradoxe entre les arrivées d'eaux chaudes au nord du plateau continental et les faibles taux de fontes basales trouvées au niveau de FRIS. En définissant deux zones autour des chemins de circulation nous avons pu obtenir une climatologie sur plusieurs mois nous permettant d'étudier l'impact de la saisonnalité de la couche de mélange sur l'entraînement d'eaux chaudes profondes et l'évacuation de la chaleur à l'interface océan/banquise/atmosphère.

2 Article : *Wintertime entrainment of subsurface waters into the surface mixed layer extracts heat from southern Weddell Sea continental shelf, Antarctica*

Wintertime entrainment of subsurface waters into the surface mixed layer extracts heat from southern Weddell Sea continental shelf, Antarctica

Lucie Vignes[1], JB Sallée[1], Svenja Ryan[2], Etienne Pauthenet[1], Audrey Minière[1], Ute Hausmann[1]

[1]Sorbonne Université, CNRS, LOCEAN, Paris, France
[2]Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, USA

Key Points:

- A full-year climatology based on observations reveals the seasonal cycle of the main warm water pathways toward the Filchner-Ronne Ice Shelf
- A seasonal dissipation of heat at depth is found between April and July west of the Berkner Bank
- This removal of heat is hypothesized to be due to air-sea interaction in the Central Trough

Corresponding author: Lucie Vignes, `lvignes@locean-ipsl.upmc.fr`

Abstract

A large fraction of the net mass loss of Antarctic ice shelves has been linked to poleward transport of relatively warm mid-depth waters from the open ocean to the Antarctic continental shelves. Water-mass transport and transformation on the Antarctic continental shelf have important climate relevance by ensuring both sustained production of dense waters and relatively low ice-shelf melt and thus ice sheet stability; however they remain poorly understood. We compiled a database from CTD, floats and animal-borne instruments to reconstruct the climatological seasonal cycle of heat content over the southern Weddell Sea continental shelf, directly north of the Filchner-Ronne Ice Shelf. The pathway associated with the largest amount of heat is found in a narrow trough (west of the Berkner Bank) cross-cutting the continental shelf from the shelf break to the ice shelf front. In this region the surface mixed layer gradually deepens in fall due to surface cooling and brine rejection during sea-ice formation, until early winter when the surface mixed layer reaches the depth of underlying relatively warm water layer, allowing for an efficient heat removal from the subsurface layer. We estimate that almost half of the subsurface heat is removed by this process. In contrast, the pathway associated with the second largest amount of heat on the same continental shelf, along the eastern flank of the Filchner Trough, shows a different behavior, which might be associated with seasonal variability of the circulation rather than surface fluxes alone, in agreement with previous studies.

Plain Language Summary

The ice shelves around Antarctica are losing mass due to the transport of warm water from the open ocean to their cavities. This leads to increase in global mean sea level. The Filchner-Ronne Ice Shelf in the Weddell Sea is one of the largest Antartic ice shelves and is currently mostly out of reach of offshore warm waters. We study the processes limiting the access of warm water to the ocean cavity under ice shelves, as they are highly relevant to identifiyng how climate change will affect future change in Antarctic ice shelves. We gathered all available historical in-situ ocean observations over the Southwestern Weddell Sea to build a climatology and investigate how heat is removed from subsurface waters on the continental shelf at a seasonal scale. The climatology highlights two main pathways of warm water on the continental shelf. We show that the pathway associated with the largest heat content loses heat on a seasonal cycle due to the cooling of the atmosphere in winter and the formation of sea-ice.

1 Introduction

The Southern Ocean circulation over the Antarctic continental shelf is a critical component of the climate system that controls the amount of heat that comes into contact with Antarctic ice-shelves, the marine-terminating glaciers of the Antarctic Ice Sheet. Ocean heat controls basal melting of ice-shelves, which is the main driver of the current observed acceleration of Antarctic Ice Sheet mass loss (Rignot et al., 2019; Slater et al., 2021). Understanding the current location of largest ocean heat transport toward sub-ice-shelf cavities, as well as its driving mechanism and variability is therefore fundamental to our ability to understand and predict contemporary and future changes of the Antarctic Ice Sheet, in addition to associated impacts on sea-level rise and widespread feedbacks on climate (Dupont & Alley, 2005; Moorman et al., 2020; Adusumilli et al., 2020)

In the Southern Ocean, Circumpolar Deep Water (CDW) is a thick and relatively warm mid-depth water-mass, which intrudes onto the continental shelves in specific locations, influencing ocean-ice shelf interactions. Some regions of the Antarctic continental shelves are entirely flooded with CDW, such as the Bellingshausen and Amundsen Seas, leading to large basal melt rates (warm cavities). Others ice shelves appear to be isolated from CDW intrusions (cold cavities) and are defined as two types: the "dense" continental shelves where there is a production of Dense Shelf Water and the "fresh" continental shelves where there is no dense water formation(Thompson et al., 2018). Over the past decades, the regions of warm cavities have been associated with large ice mass loss, especially in the Amundsen/Bellingshausen sea sector in West Antarctica, and possibly in Wilkes Land in East Antarctica (Rignot et al., 2019; Rintoul et al., 2016). In contrast, regions of cold cavities isolated from CDW have been associated with a relatively stable mass balance, especially in the two largest ice shelves located in the Weddell and Ross seas. Those cold cavity regions are associated with the presence of a large cyclonic subpolar gyres which restricts direct access of Circumpolar Deep Water to the continental shelf but a cooler and fresher derivative of CDW (modified CDW, or MCDW) does reach the continental shelf. However, most of the MCDW heat is steered away or lost on the continental shelf before it reaches the ice shelf cavities (Dinniman et al., 2011; Darelius et al., 2016). One recent numerical study suggests that most of the southward flux of CDW heat across the shelf break actually occurs in dense shelf regions, but with water-mass alteration rapidly transforming it, so that only a subtle fingerprint of remnant CDW is found on the continental shelf (Morrison et al., 2020). Some modeling studies suggest that future change in the ocean dynamics on the continental shelves, driven by atmospheric and sea ice changes could potentially lead to an abrupt and irreversible switch from cold to warm cavities with dramatic consequences for global sea level rise

and dense water formation (Hellmer et al., 2012, 2017; Hazel & Stewart, 2020). In this paper, we investigate the mechanisms that extract heat from the southward flowing and relatively warm waters on the southern continental shelf of the Weddell Sea sector.

The southern continental shelf of the Weddell Sea hosts the Earth's largest (by volume) ice shelf, the Filchner-Ronne Ice Shelf (FRIS). This sector is also one of the world's major sources of very dense water formed by brine rejection from sea ice forming in austral autumn and winter, thereby mixing the water column and entraining underlying waters. In this region, offshore Warm Deep Water (WDW) (a modified version of CDW) flows westward along the continental slope within the Antarctic Slope Current. At specific locations associated with bathymetric troughs, WDW is transported on the continental shelf and flows southward toward the ice shelf at typical depths ranging from 200 to 400 m (Nicholls et al., 2009; Ryan et al., 2017), where it is further modified and slightly cooled. Nevertheless, it is still relatively warm (temperature $\simeq$ -1°C) compared to the near freezing point temperatures of the shelf water. This modified Warm Deep Water (MWDW) has been observed along two main meridional pathways on the southern continental shelf (Figure 1a). One pathway, around 30°W, on the eastern side of the Filchner Trough, has been observed at multiple mooring sites and hydrographic sections as far south as 76°S, and once, in 2013, up to the front of the FRIS cavity at 78°S (Darelius et al., 2014, 2016; Ryan et al., 2017). A second pathway near 50°W, on the central continental shelf west of the Berkner Bank, in a topographic feature commonly known as the Central Trough, has been identified with MWDW on the continental shelf and up to the front of FRIS (Foldvik et al., 2001; Nicholls et al., 2008; Mackensen, 2001), consistent with large basal melts estimated near the front of FRIS in this area (Joughin & Padman, 2003; Adusumilli et al., 2020).

The southward inflow of water masses across the continental shelf break is controlled by a complex set of mechanisms, including: the dynamics of the Antarctic Slope Current, which respond to local wind forcing (Gill, 1973; Graham et al., 2013; Stewart & Thompson, 2015; Darelius et al., 2016; Thompson et al., 2018); buoyancy forcing, dominated by sea ice and ice shelf forcing (Núñez-Riboni & Fahrbach, 2009; Nøst et al., 2011; Hattermann, 2018; Ryan et al., 2020); and dense water overflows, tides and baroclinic instabilities (Nøst et al., 2011; Stewart & Thompson, 2015; Stewart et al., 2018; St-Laurent et al., 2013; Hausmann et al., 2020). In the southern Weddell Sea, the Filchner Trough inflow of MWDW has a large seasonal variation, with larger inflow during summer and autumn (Årthun et al., 2012; Ryan et al., 2017). This seasonality has been linked to seasonal variations in the along-coast wind stress with a decrease of those winds during austral summer (Daae et al., 2018), leading to a shallowing of the thermocline that allows

underlying WDW to reach the continental shelf break. Internannual variability in buoyancy forcing, due to an increased fresh water input from anomalous years of sea ice melt, has been proposed to modulate the interannual strength and length of the inflow, as shown with the example of year 2017 (Ryan et al., 2020).

Once on the continental shelf, MWDW flows southward toward the Filchner Ice Shelf. The water mass then further mixes with ambient water, thereby lowering the amount of heat reaching the ice shelf front. Over the western part of the continental shelf the seasonality of the WDW inflow from the slope to the continental shelf has not yet been observed due to the lack of in-situ data linked to the all year long sea ice cover. But the presence of a trough from the slope to the Ronne Ice Shelf and the observation of MWDW gives us hint of a similar seasonality of warm intrusion over the western part of the continental shelf. Very little is known about MWDW dynamics during its circulation over the western part of the continental shelf. Here, we investigate the role of entrainment of MWDW in the surface layer, as part of its seasonal deepening, that could release heat from MWDW branches to the atmosphere or sea ice. This paper aims to quantify the impact of surface layer seasonal entrainment on the extraction of heat from the MWDW limbs in the southern Weddell continental shelf, before it reaches FRIS.

By using a set of historical observations spanning 1972 to 2018, combining observations obtained from ship-mounted CTD casts, Argo floats, and instrumented seals, we reconstruct a typical seasonal cycle of hydrography in the region and address the question of MWDW seasonal entrainment. The data and methods used are explained in section 2. Results of integrated heat content, showing a strong seasonal cycle along both warm pathways, are presented in section 3, and a discussion and conclusion are provided in section 4.

2 Method and Data

2.1 Historical Database

We combine *in-situ* ocean observations obtained from several databases of historical temperature, salinity and pressure profiles that have been acquired over the years on the southern Weddell continental shelf. This data set is composed of 3276 ship-based CTD casts, 29750 profiles from instrumented seals, and 2491 from autonomous profiling floats, giving a total of 35517 historical profiles spanning 1972-2018. We use all observations from these datasets in the region from 15°W to 65°W and from 65°S to 81°S, that contain information on position, date, temperature and salinity, with highest quality flag. Duplicates are removed.

The accuracy of sensors varies greatly between datasets, and the least accurate observation come from the instrumented seals, with an estimated accuracy in temperature and salinity of ± 0.04°C and ± 0.03 PSU respectively (Siegelman et al., 2019). While these uncertainties are significant and much larger than the ship-based CTD and autonomous float errors, they do not hamper the conclusions of this study.

We use this combined historical database to document the typical seasonal cycle of the region as done in other region by (Pellichero et al., 2018). We note that interannual variability in the system can be aliased from the incomplete dataset used here, so that variability interpreted in our study as seasonal variability could instead come from interannual variability. To alleviate this limitation, we complement our analysis by the analysis of one consistent seasonal cycle obtained from an under-ice profiling float (Apex profiler) that was deployed on the southern continental shelf of the Weddell Sea in February 2017, this is the first autonomous float ever deployed on the Weddell Sea continental shelf. This float, along with 3 others, are added to the database. When a float reached the surface its position, hydrographic data (profile and drifting), engineering and acoustics data were send via the Iridium satellite network. As the region is heavily covered by sea ice during the winter each float was implemented with a "sea ice avoidance" logic (Wong & Riser, 2011). If the criteria were met the float stayed below the surface, saved its data to be sent out at the next surfacing. The floats trajectories used in the dataset are computed using the GPS position sent out when the floats made surface, they are interpolated with the bathymetry and time to estimate drifting paths. We find this not to be an issue for the present analysis since we analyze observations in large regional boxes. The float used in this study and shown on Figure 5 is parked at 400 dbar, profiled every day until the end of austral summer and then every five days.

2.2 Seasonal climatology and data selection

Two areas have been defined around the two pathways of warm intrusions (Figure 1b). We selected all observations within these two regions to compute a typical seasonal cycle of different quantities within each of the pathways, for mean temperature vertical structure, heat content and surface mixed-layer depth. Profiles extending deeper than 600 dbar were entirely removed in order to exclude any observations over the continental slope and in the deepest part of the Filchner Trough.

The number of observations in each of these regions varies with time (Figure 2a,c). The observation density is low in January, substantially increases in February, and stays relatively high until end of October for the western pathway, and until end of July for the eastern pathway. To analyse the seasonal cycle from these observations, we compute

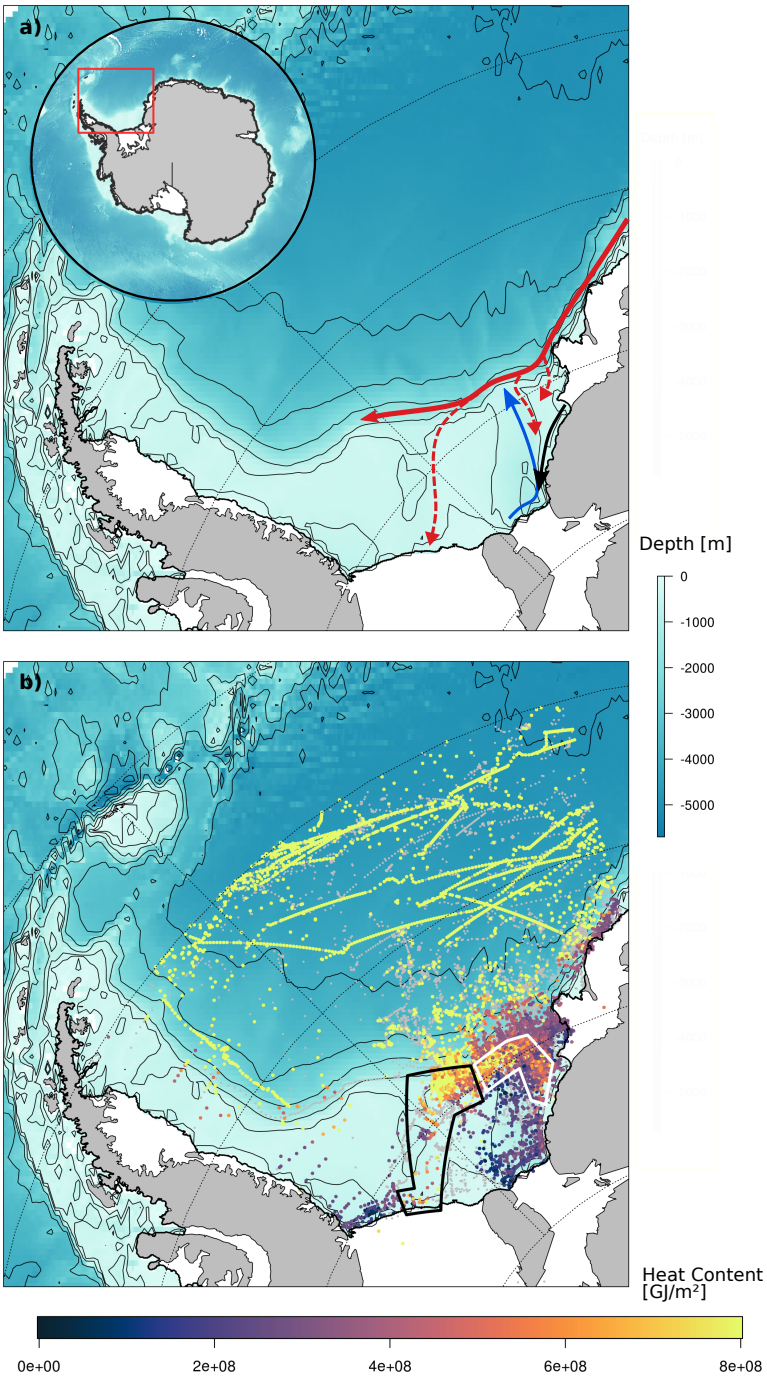


Figure 1. Maps of the western Weddell Sea with **(a)** a schematic of the ocean circulation in the region after (Darelius et al., 2014; Nicholls et al., 2009), the red arrows showing the ASC, the dashed red lines the MWDW veins, the blue arrow is the ISW outflow and the black arrow the coastal current; and **(b)** Is the 185-350 dbar integrated heat content [GJ m^{-2}] computed at each individual observation position. Gray dots indicate observation positions with profiles shallower than 350 m. In panel **(b)**, the bold black polygon indicates the position of the MWDW western pathway (Central Trough), and the white polygon the position of the MWDW eastern pathway (Filchner Trough).

the quantity of interest (e.g. heat content) from individual profiles and then average it for each day of year. A 6-days running mean is the applied for the study over this daily climatology.

2.3 Surface Mixed Layer

The surface mixed layer (SML) is defined as the surface layer where the density is homogeneous. Specifically, we define the mixed layer depth as the depth at which the density ρ difference exceeds a threshold of 0.03 kg m^{-3} relative to the density at 10 m. We choose this threshold because it has been shown to nicely position the base of the neutrally buoyant surface layer (Holte et al., 2017; Sallée et al., 2021), and that this method produces nearly identical diagnostics of mixed layer depth to those from more complex methods (Holte et al., 2017).

2.4 Hydrographic properties

In this paper, we compute absolute salinity (S_A, in:g kg^{-1}), conservative temperature (Θ in:deg), and the surface freezing point, from S_A, Θ, and pressure (P, in hPa) using the TEOS-10 thermodynamic equation of state of seawater (Millero et al., 2008). S_A and Θ will be referred to as salinity and temperature in the following if not explicitly named. Vertically integrated heat content, HC [J m^{-2}], is defined based on the vertically integrated temperature deviation from the surface freezing point (Θ_f), as:

$$HC = \int_z C_p \ \rho_0(\Theta - \Theta_f) \ dz$$

where C_p is the isobaric heat capacity of seawater [J kg^{-1} K^{-1}], and ρ_0 is the seawater density [kg m^{-3}] computed with TEOS-10 (McDougall & Barker, 2011).

In this study we will refer to austral seasons as follow during the paper : summer from January to March, spring from April to June, winter from July to September and autumn for October to December.

In this paper we are interested in the subsurface heat content, below the seasonally warming surface layer and above the bottom layer. Thus, we choose to derive the heat content for the depth range of 185 to 350 dbar to meet these two constraints, as a representation of the subsurface heat content. As only the full depth profile have been kept for this study the value of 350 dbar has been chosen to avoid missing region shallower than about 350 m and still gives a good representation of the dynamics between the SML and the WDW layer.

3 Results

We use the seasonally varying vertically integrated heat content between 185 and 350 dbar (see Section 2.4), as a proxy to map subsurface warm water pathways on the continental shelf (Figure 1b). The largest amount of heat in this layer is, as expected, off the continental shelf within the Weddell Gyre, associated with WDW. Despite a sparse sampling of the continental shelves, the mapped subsurface heat content shows the two main pathways associated with relatively high amount of heat compared to the rest of the continental shelf. On the continental shelf along the Antarctic Peninsula, near Larsen ice shelf, there might be indications of a warm pathway as well, consistent with previous studies (Nicholls et al., 2004; Hutchinson et al., 2020). However, our dataset there is very sparse, so we will thereafter only focus on the two main pathways of the southern continental shelf.

The western and eastern subsurface warm water pathways over the continental shelf have been described in a number of studies as southward flowing waters, after having intruded the continental shelf from offshore (Foldvik et al., 1985; Darelius et al., 2016; Ryan et al., 2017; Nicholls et al., 2008, 2009). The eastern pathway has historically attracted most of the attention due to easier access for ice-breakers (more frequently sea-ice free than the western pathway). This pathway has also been identified in modeling studies as being, potentially, critical to an increased flux of WDW underneath the Filchner-Ronne Ice Shelf in future climate states (Hellmer et al., 2012, 2017). However, the western pathway appears to be associated with substantially larger heat content locally, with a spatial annual mean of depth integrated heat (185-350 dbar) content of 0.81±0.27 GJ m^{-2}, versus 0.49±0.19 GJ m^{-2} for the eastern pathway, the error being the standard deviation. Warmer and denser WDW flows onto the continental shelf west of the Filchner Trough because deeper water parcels are elevated above the dense outflow over the Filchner Sill (Nicholls et al., 2009; Morrison et al., 2020).

Both warm water pathways are also associated with different seasonal variability (Figure 2). The seasonal cycle of subsurface heat in the western pathway is associated with a sharp drop of heat in fall from April/May to July, after a relatively stable summer plateau around 0.84 ±0.10 GJ m^{-2}, and before a relatively stable winter plateau around 0.48 ±0.17 GJ m^{-2}. After a period of stable heat content between October and late December, we observe hints of the beginning of an increase of HC in January (Figure 2b). While the eastern pathway is also associated with a seasonal cycle with largest heat reservoir in late summer and weakest in spring, the heat loss is weaker and much more gradual than in the western pathway (Figure 2d).

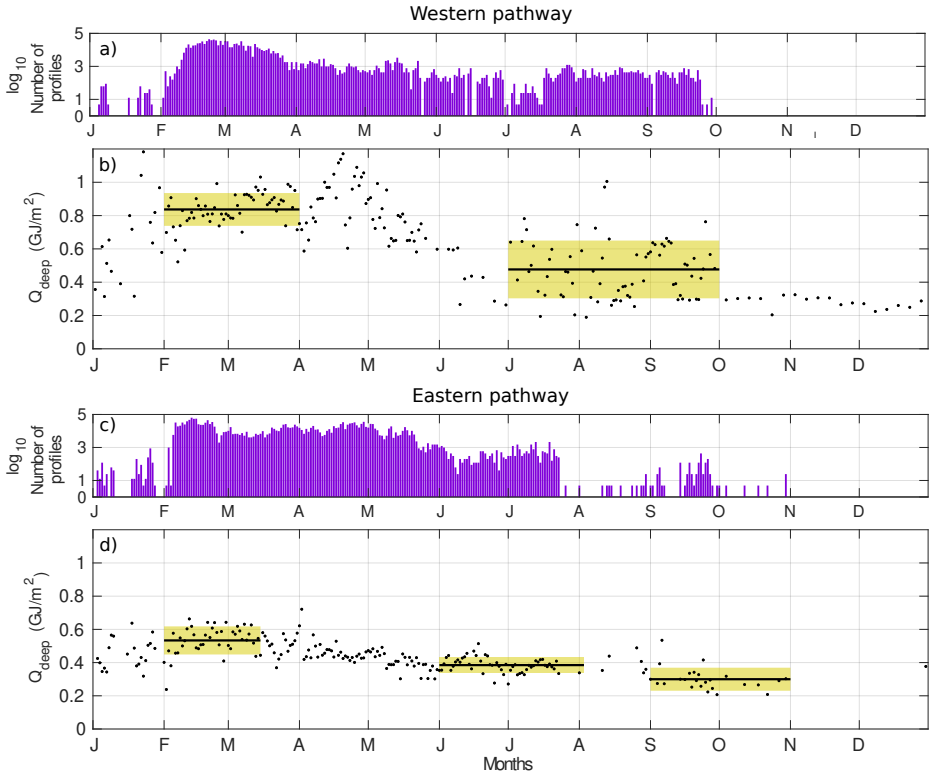


Figure 2. Seasonal cycle of the 185-350 dbar integrated heat content in the western and eastern pathways. **(a,c)** Number of observations (in log_{10}) per day of year in the **(a)** western and **(c)** eastern region. **(b,d)** Daily averaged 185-350 m integrated heat content $[Jm^{-2}]$ in the **(b)** western and **(d)** eastern region. The horizontal black lines and associated yellow shading show the mean ± standard deviation of heat content for specific time periods.

The seasonal subsurface heat loss can be visualized on Θ-SA plots. Figure 3 shows the Θ - SA distribution of all profiles historically sampled in the western (Figure 3a) or eastern pathways (Figure 3b) as the colored shading. Three main water masses clearly stand out in both regions: Winter Water at near-freezing point between γ=27.6 and 27.8 kg m^{-3}; High Salinity Shelf Water at near-freezing point between γ=27.9 and 27.95 kg m^{-3}; and MWDW between Θ=-1.5 and -0.5°C. Consistent with the heat content seasonal cycle shown in Figure 2, the mean temperature seasonal cycle in the 185-350 dbar layer (symbolized by the dots) shows a cooling in both regions from autumn to spring (Figure 3). The two seasonal cycles in the 185-350 dbar layer differ between the western (Figure a) and eastern pathway (Figure b). In the western pathway, the decline in temperature from $\Theta \simeq -1.4$°C in March/April to $\Theta \simeq -1.75$°C in July/October is abrupt and associated with a significant salinification and densification (Figure 3a) that we attribute to sea ice production. In contrast, in the eastern pathway the seasonal temperature decline is associated with a slight freshening at least until September, then followed by a salinification from September onward (Figure 3b). Ryan et al. (2017) shows a similar freshening in the Filchner Trough but not over the same time period, with the increase of salinity starting in June.

The observed seasonal change in Temperature-Salinity can be driven by interior mixing (isopycnal or diapycnal), surface fluxes, or change in the inflow toward those two regions. On the continental shelf, surface fluxes in autumn/winter are associated with heat loss and salinification as sea ice forms. Seasonal temperature-salinity change in the western pathway is consistent with these processes. In contrast, Temperature-Salinity change in the eastern pathway in fall/winter is clearly not responding to concomitant heat loss and salinification (the water-mass cools and freshens), so we can rule out the impact of surface fluxes for this region, though they are consistent with changes later in the season (Årthun et al., 2012; Ryan et al., 2017). Instead, and consistent with mooring time series on the eastern pathway (Ryan et al., 2017), the cooling/freshening in March–July aligns along a mixing line leading to Winter Water characteristics (Figure 3b), suggesting a reduction in the inflowing warm water, and diapycnal mixing with the overlying fresher Winter Water. The eastern pathway has additional influences from the coastal current, the advection from upstream and the ISW outflow (Ryan et al., 2020; Daae et al., 2017). The different dynamics in the two pathways appear clearly on a Hovmöller time-series of the averaged temperature profile in each region (Figure 4 a and c). In both regions, the vertical structure of temperature in January-February is associated with a warm thin surface layer , a cooler underlying layer between ∼50 and ∼300 dbar, and a warm layer below that. As the season progresses into autumn, the mixed layer deepens, cools and densifies in both regions (Figure 4). Only in the western pathway the surface

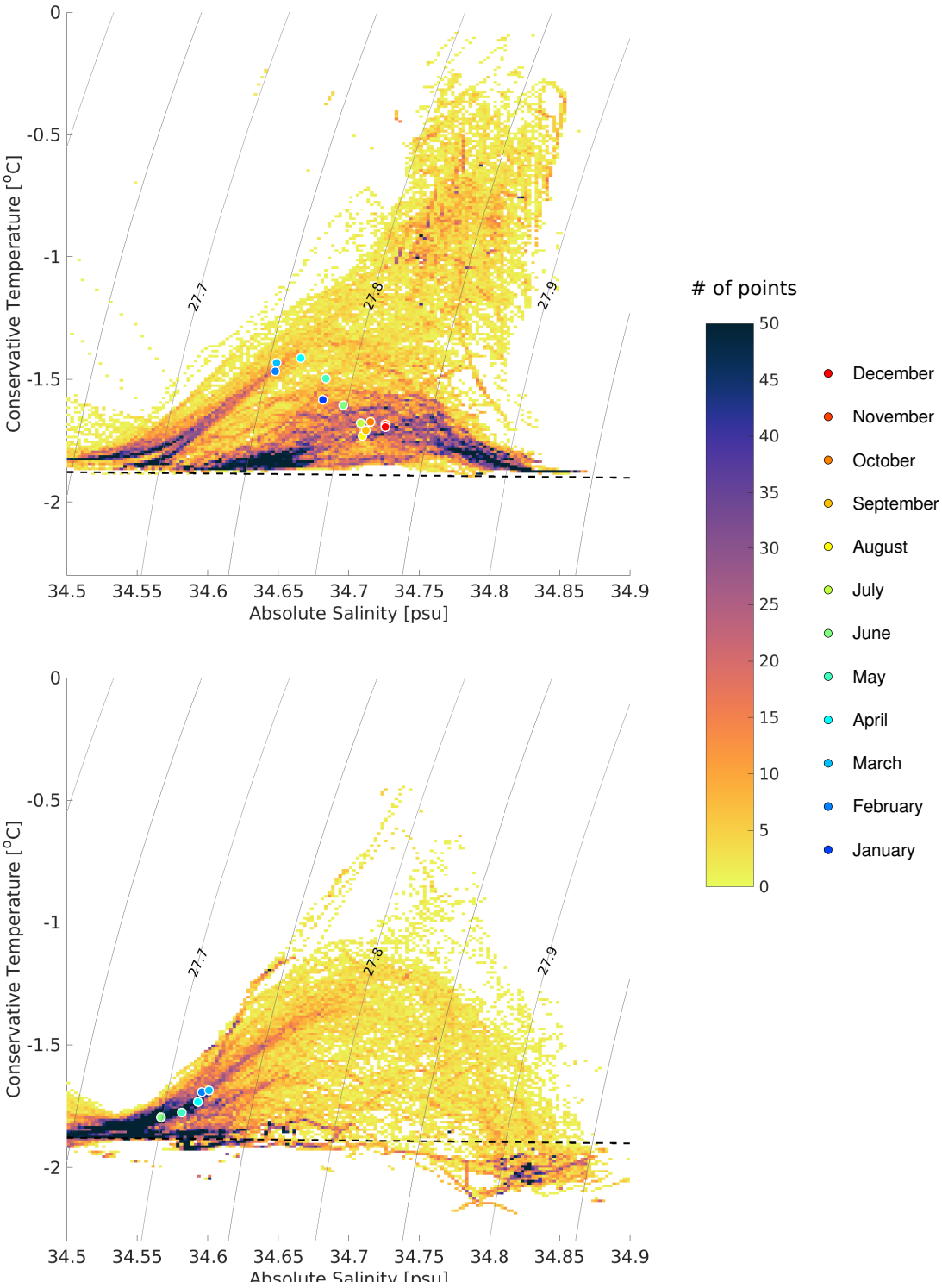


Figure 3. Water-masses temperature/salinity characteristics in the western and eastern pathways, and associated 185-350 dbar layer characteristics. The blue shading indicates the number of observation made within each Conservation Temperature - Absolute Salinity (Θ-S_A) bins in the **(a)** western and **(b)** eastern pathway. The mean seasonal cycle characteristics of the 185 to 350 bdar layer is superimposed as coloured dots. The surface freezing temperature is indicated as the black dashed line.

mixed layer reaches the depth and density of the subsurface warm layer from April-May onward (Figure 4 a and b). Subsurface heat loss, cooling, and salinification observed during this same period must therefore, at least partially, be due to entrainment and extraction of subsurface heat through surface fluxes. There are hints that a similar process might occur, with a phase lag of four months, in the eastern pathway but we have limited confidence due to limited number of observations there after August. While the Hovmöller composite reconstruction can be affected by multiple sources of observations and different years, however, this typical seasonal cycle of the western area is consistence with direct observation of one seasonal cycle sampled by an ice-capable and RAFOS-tracked profiling float that was deployed on the continental shelf in February 2017 (Figure 5; See Methods), reinforcing our confidence in the climatological seasonal cycle reconstruction.

4 Discussion and Conclusion

Based on a set of historical observations obtained from ship, seals, and profiling floats, we derived a climatological 9-months seasonal cycle of temperature and salinity over the southern Weddell Sea continental shelf. This is used to analyze the seasonal evolution of subsurface ocean heat content (185-350 dbar) and mixed layer depth, with focus on regions southward-flowing MWDW on the southern continental shelf in the Weddell Sea. Consistent with past studies our derived heat content reveals two main pathways: one over the Berkner Bank (western pathway), one on the eastern side of the Filchner Trough (eastern pathway). In summer, the western pathway is associated with more than twice the HC, than the eastern pathway. However, a seasonal deepening of the surface layer associated with fall and winter sea ice brine rejection and cooling entrains some of this subsurface heat, which is then lost through surface fluxes. Consistently we observed an abrupt cooling and salinification of the surburface warm layer in the western pathway between April and July, which contrasts with a much more gradual cooling and freshening in the eastern pathway, a region that more strongly influenced by upstream advection of coastal waters and weaker sea ice production.

Seasonal change in the rate of southward MWDW inflow across the continental slope could explain part of the seasonal cycle in both regions. Seasonal variability of the inflow has been studied for the eastern pathway and related to a the complex subsurface seasonal cycle composed of several phases: WDW cooling and freshening due to mixing with WW in fall and early winter, followed by a strong salinification in winter toward ISW characteristics, and a freshening and then warming and freshening in spring and early summer (Ryan et al., 2017). Our results show a consistent seasonal cycle pattern, concentrating mostly on the two phases with mixing between MWDW and WW (from

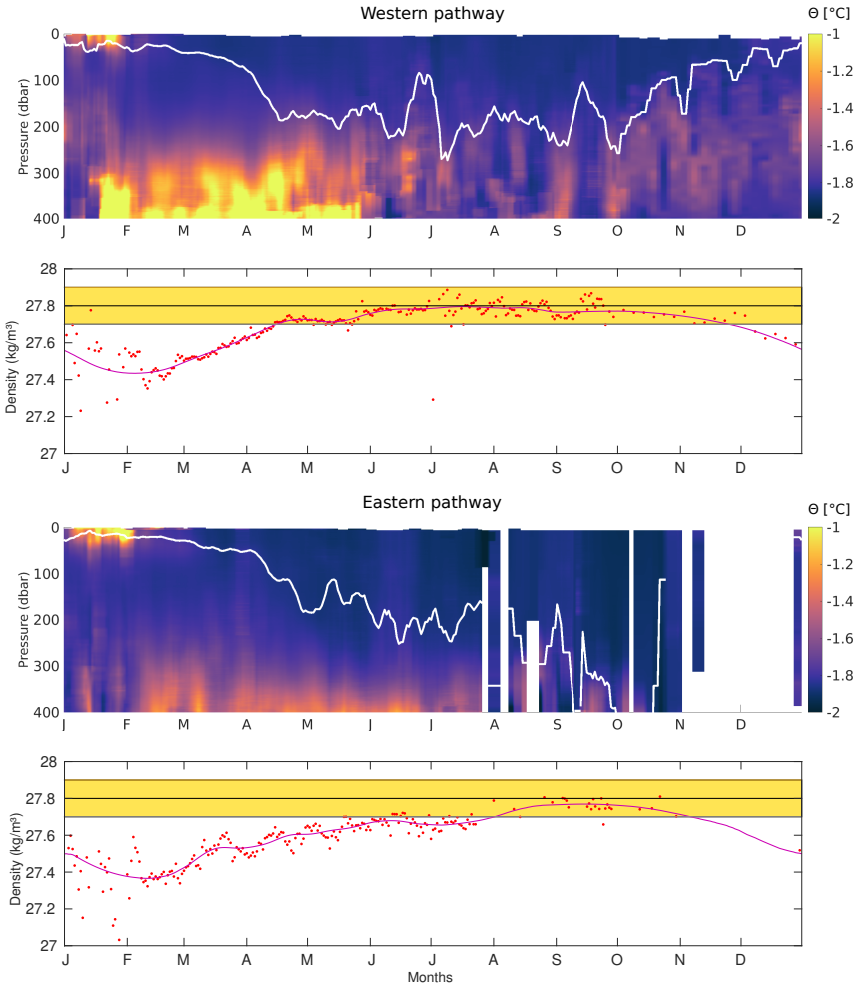


Figure 4. Climatological densification and deepening of the mixed-layer. **(a,c)** Seasonal cycle of the mean temperature profile over the **(a)** western and **(b)** eastern pathways, average with a 6-days sliding window. Surface mixed-layer depth is smoothed with a 60-days sliding window and is superimposed as the white line. **(b,d)** Daily-averaged potential density (referenced to the surface) at the base of the SML for the **(b)** western and **(d)** eastern pathways. The yellow shading centered on 27.8 $kg\ m^{-3}$ indicates the approximate density of the MWDW layer. The pink curve represents the 60-days averaged density.

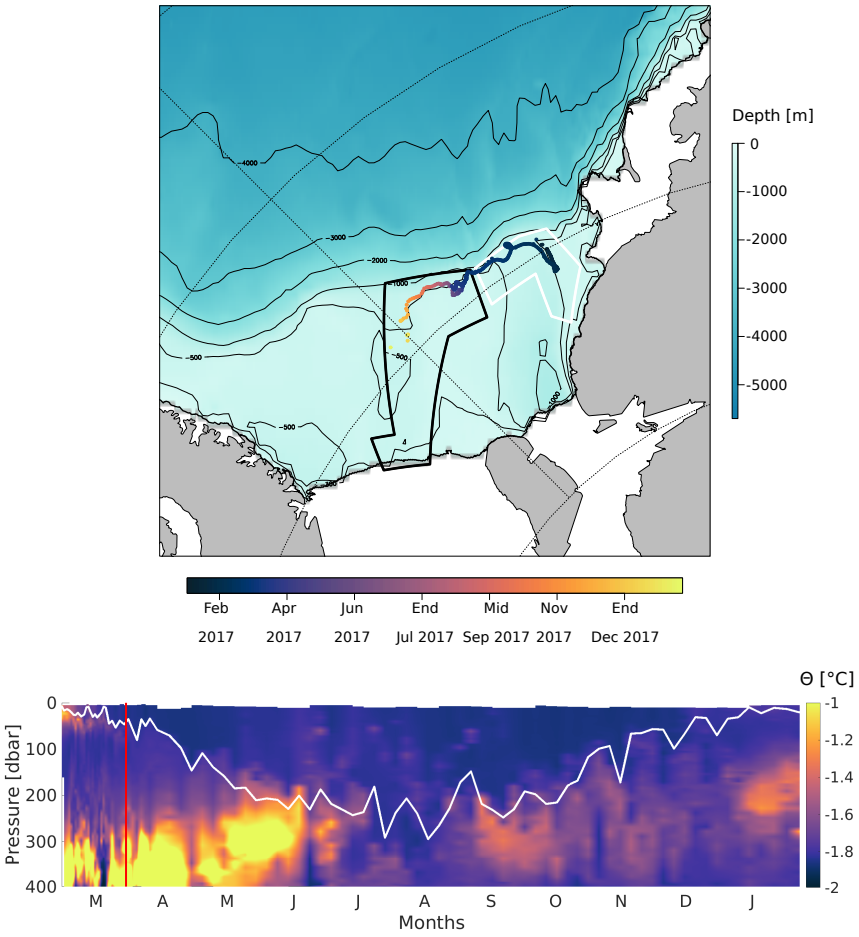


Figure 5. (**a**) Map of the Western Weddell Sea continental shelf with the colored dots showing the estimated positions and date of the float 12686. The polygons are the western and eastern pathway region, similar as in Fig.1. (**b**) Time-series of the temperature profiles recorded by the float 12686. Time-series of the mixed-layer depth is superimposed as white line. The vertical red line represents the date at which the float entered the western pathway region.

March to June), followed by strong salinification driven by mixed-layer entrainement (from July onward). The heat content seasonal cycle reflect those different processes with a weak heat loss from March to June which might be attributed to diapycnal mixing with WW, then a very weak heat loss in winter because the water is already almost at freezing point. Ryan et al. (2017); Årthun et al. (2012); Darelius et al. (2016) suggest that this seasonal cycle is associated to the seasonal heaving of the Antarctic Slope Front thermocline along the continental shelf break, which allow heat recharge in summer and early fall. However some years, as 2017, are exceptional due to a prolonged warm inflow caused by an much important heaving of the ASF (Ryan et al., 2020). The study of deep heat removal on those particular years would be interesting to understand if the weak heat removal is due to the small heat content or only to the dynamics.

Our results show that the seasonal cycle in the western pathway might comparatively be less complex than on the eastern pathway and mostly dominated by surface convection. Assuming that all the heat loss from mid March to early June is due to the surface mixed layer entrainment, we estimate an averaged ocean heat loss at the air/sea ice/sea interface of -45.6 W/m^2 (note that we here neglect diapycnal mixing and fluctuation of the inflow). This scaling has many strong approximations, but nevertheless can provide a physically plausible and possibly very important mechanism to largely limit heat transported toward the ice cavity. Our results are consistent with previous winter observation showing that while there is little seasonal variability in MWDW temperature at the shelf break (73°S) , the seasonal variability is much more marked further southward (74°S) within MWDW in the western pathway (Nicholls et al., 2008). This study already hypothesised vertical heat flux from the MWDW vein to the surface through sea ice observation. The heat release at the ocean surface must be lost in melting, or at least reducing the growth, of above-lying sea ice in autumn/early winter. While sea ice thickness observations from satellite remain uncertain, observations retrieved from the Ice Cloud and land Elevation Satellite (ICESat) laser altimeter do consistently show a local minimum of sea-ice thickness over the western pathway in May-June, with sea ice layer of less than a meter, while the rest of the plateau seems associated with typical thickness of two meters (Kern et al., 2016).

We highlight from observations the importance of the seasonal sea ice formation in transforming MWDW west of the Berkner Bank, in the central part of the southern Weddell continental shelf. Up to 40% of the summer MWDW heat content is removed by this process, thereby cooling and increasing the salinity content of MWDW. The resulting water masses reaching the front of Ronne Ice Shelf is preconditioned for easier transformation into High Salinity Self Waters by intense sea ice production in coastal

polynyas. The process we highlight here from observation is intrinsically a couple ocean/sea ice process with importance for ocean and sea ice dynamics, but ultimately also for ice shelf melting. Future change in the ocean stratification or in the sea ice production, possibly associated with wind pattern change, might affect MWDW heat removal on the continental shelf and make the Filchner-Ronne Ice Shelf vulnerable to such changes.

References

Adusumilli, S., Fricker, H. A., Medley, B., Padman, L., & Siegfried, M. R. (2020). Interannual variations in meltwater input to the southern ocean from antarctic ice shelves. *Nature geoscience*, *13*(9), 616–620.

Årthun, M., Nicholls, K. W., Makinson, K., Fedak, M. A., & Boehme, L. (2012). Seasonal inflow of warm water onto the southern weddell sea continental shelf, antarctica. *Geophysical Research Letters*, *39*(17).

Daae, K., Darelius, E., Fer, I., Østerhus, S., & Ryan, S. (2018). Wind stress mediated variability of the filchner trough overflow, weddell sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *123*(5), 3186–3203.

Daae, K., Hattermann, T., Darelius, E., & Fer, I. (2017). On the effect of topography and wind on warm water inflow—an idealized study of the southern weddell sea continental shelf system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *122*(3), 2622–2641.

Darelius, E., Fer, I., & Nicholls, K. W. (2016). Observed vulnerability of filchner-ronne ice shelf to wind-driven inflow of warm deep water. *Nature communications*, *7*(1), 1–7.

Darelius, E., Makinson, K., Daae, K., Fer, I., Holland, P. R., & Nicholls, K. W. (2014). Hydrography and circulation in the filchner depression, weddell sea, antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *119*(9), 5797–5814.

Dinniman, M. S., Klinck, J. M., & Smith Jr, W. O. (2011). A model study of circumpolar deep water on the west antarctic peninsula and ross sea continental shelves. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, *58*(13-16), 1508–1523.

Dupont, T., & Alley, R. B. (2005). Assessment of the importance of ice-shelf buttressing to ice-sheet flow. *Geophysical Research Letters*, *32*(4).

Foldvik, A., Gammelsrød, T., Nygaard, E., & Østerhus, S. (2001). Current measurements near ronne ice shelf: Implications for circulation and melting. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *106*(C3), 4463–4477.

Foldvik, A., Gammelsrød, T., & Tørresen, T. (1985). Circulation and water masses on the southern weddell sea shelf. *Oceanology of the Antarctic continental*

shelf, *43*, 5–20.

Gill, A. (1973). Circulation and bottom water production in the weddell sea. , *20*(2), 111–140.

Graham, A. G., Dutrieux, P., Vaughan, D. G., Nitsche, F. O., Gyllencreutz, R., Greenwood, S. L., ... Jenkins, A. (2013). Seabed corrugations beneath an antarctic ice shelf revealed by autonomous underwater vehicle survey: origin and implications for the history of pine island glacier. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *118*(3), 1356–1366.

Hattermann, T. (2018). Antarctic thermocline dynamics along a narrow shelf with easterly winds. *Journal of Physical Oceanography*, *48*(10), 2419–2443.

Hausmann, U., Sallée, J.-B., Jourdain, N., Mathiot, P., Rousset, C., Madec, G., ... Hattermann, T. (2020). The role of tides in ocean–ice-shelf interactions in the southwestern weddell sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, e2019JC015847.

Hazel, J. E., & Stewart, A. L. (2020). Bistability of the filchner-ronne ice shelf cavity circulation and basal melt. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *125*(4), e2019JC015848.

Hellmer, H. H., Kauker, F., Timmermann, R., Determann, J., & Rae, J. (2012). Twenty-first-century warming of a large antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current. *Nature*, *485*(7397), 225–228.

Hellmer, H. H., Kauker, F., Timmermann, R., & Hattermann, T. (2017). The fate of the southern weddell sea continental shelf in a warming climate. *Journal of Climate*, *30*(12), 4337–4350.

Holte, J., Talley, L. D., Gilson, J., & Roemmich, D. (2017, may). An Argo mixed layer climatology and database. *Geophysical Research Letters*, *44*(11), 5618–5626. Retrieved from `https://doi.org/10.1002/2017GL073426` doi: 10.1002/2017GL073426

Hutchinson, K., Deshayes, J., Sallee, J.-B., Dowdeswell, J. A., de Lavergne, C., Ansorge, I., ... Fawcett, S. E. (2020). Water mass characteristics and distribution adjacent to larsen c ice shelf, antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *125*(4), e2019JC015855.

Joughin, I., & Padman, L. (2003). Melting and freezing beneath filchner-ronne ice shelf, antarctica. *Geophysical Research Letters*, *30*(9).

Kern, S., Ozsoy-Çiçek, B., & Worby, A. P. (2016). Antarctic sea-ice thickness retrieval from icesat: inter-comparison of different approaches. *Remote Sensing*, *8*(7), 538.

Mackensen, A. (2001). Oxygen and carbon stable isotope tracers of weddell sea wa-

ter masses: new data and some paleoceanographic implications. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *48*(6), 1401–1422.

McDougall, T. J., & Barker, P. M. (2011). Getting started with teos-10 and the gibbs seawater (gsw) oceanographic toolbox. *SCOR/IAPSO WG*, *127*, 1–28.

Millero, F. J., Feistel, R., Wright, D. G., & McDougall, T. J. (2008). The composition of standard seawater and the definition of the reference-composition salinity scale. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *55*(1), 50–72.

Moorman, R., Morrison, A. K., & Hogg, A. M. (2020, 05). Thermal responses to Antarctic ice shelf melt in an eddy rich global ocean–sea-ice model. *Journal of Climate*. Retrieved from `https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0846.1` doi: 10.1175/JCLI-D-19-0846.1

Morrison, A., Hogg, A. M., England, M., & Spence, P. (2020). Warm circumpolar deep water transport toward antarctica driven by local dense water export in canyons. *Science Advances*, *6*(18), eaav2516.

Nicholls, K., Boehme, L., Biuw, M., & Fedak, M. A. (2008). Wintertime ocean conditions over the southern weddell sea continental shelf, antarctica. *Geophysical Research Letters*, *35*(21).

Nicholls, K., Østerhus, S., Makinson, K., Gammelsrød, T., & Fahrbach, E. (2009). Ice-ocean processes over the continental shelf of the southern weddell sea, antarctica: A review. *Reviews of Geophysics*, *47*(3).

Nicholls, K., Pudsey, C., & Morris, P. (2004). Summertime water masses off the northern larsen c ice shelf, antarctica. *Geophysical research letters*, *31*(9).

Nøst, O., Biuw, M., Tverberg, V., Lydersen, C., Hattermann, T., Zhou, Q., ... Kovacs, K. (2011). Eddy overturning of the antarctic slope front controls glacial melting in the eastern weddell sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *116*(C11).

Núñez-Riboni, I., & 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.

Pellichero, V., Sallée, J.-B., Chapman, C. C., & Downes, S. M. (2018). The southern ocean meridional overturning in the sea-ice sector is driven by freshwater fluxes. *Nature communications*, *9*(1), 1–9.

Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., van den Broeke, M., van Wessem, M. J., & Morlighem, M. (2019). Four decades of antarctic ice sheet mass balance from 1979–2017. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *116*(4), 1095–1103.

Rintoul, S. R., Silvano, A., Pena-Molino, B., van Wijk, E., Rosenberg, M., Greenbaum, J. S., & Blankenship, D. D. (2016). Ocean heat drives rapid basal melt of the totten ice shelf. *Science Advances*, *2*(12), e1601610.

Ryan, S., Hattermann, T., Darelius, E., & Schröder, M. (2017). Seasonal cycle of hydrography on the eastern shelf of the f ilchner t rough, w eddell s ea, a ntarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *122*(8), 6437–6453.

Ryan, S., Hellmer, H. H., Janout, M., Darelius, E., Vignes, L., & Schröder, M. (2020). Exceptionally warm and prolonged flow of warm deep water toward the filchner-ronne ice shelf in 2017. *Geophysical Research Letters*, *n/a*(n/a), e2020GL088119. Retrieved from `https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020GL088119` (e2020GL088119 2020GL088119) doi: 10.1029/2020GL088119

Sallée, J.-B., Pellichero, V., Akhoudas, C., Pauthenet, E., Vignes, L., Schmidtko, S., ... Kuusela, M. (2021). Summertime increases in upper-ocean stratification and mixed-layer depth. *Nature*, *591*(7851), 592–598.

Siegelman, L., Roquet, F., Mensah, V., Rivière, P., Pauthenet, É., Picard, B., & Guinet, C. (2019). Correction and accuracy of high-and low-resolution ctd data from animal-borne instruments. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *36*(5), 745–760.

Slater, T., Lawrence, I. R., Otosaka, I. N., Shepherd, A., Gourmelen, N., Jakob, L., ... Nienow, P. (2021). Earth's ice imbalance. *The Cryosphere*, *15*(1), 233–246.

Stewart, A. L., Klocker, A., & Menemenlis, D. (2018). Circum-antarctic shoreward heat transport derived from an eddy-and tide-resolving simulation. *Geophysical Research Letters*, *45*(2), 834–845.

Stewart, A. L., & Thompson, A. F. (2015). Eddy-mediated transport of warm circumpolar deep water across the antarctic shelf break. *Geophysical Research Letters*, *42*(2), 432–440.

St-Laurent, P., Klinck, J. M., & Dinniman, M. S. (2013). On the role of coastal troughs in the circulation of warm circumpolar deep water on antarctic shelves. *Journal of Physical Oceanography*, *43*(1), 51–64.

Thompson, A. F., Stewart, A. L., Spence, P., & Heywood, K. J. (2018). The antarctic slope current in a changing climate. *Reviews of Geophysics*, *56*(4), 741–770.

Treasure, A. M., Roquet, F., Ansorge, I. J., Bester, M. N., Boehme, L., Bornemann, H., ... others (2017). Marine mammals exploring the oceans pole to pole: a review of the meop consortium. *Oceanography*, *30*(2), 132–138.

Wong, A. P., & Riser, S. C. (2011). Profiling float observations of the upper ocean under sea ice off the wilkes land coast of antarctica. *Journal of Physical Oceanography*, *41*(6), 1102–1115.

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 would like to thanks Antonio Lourenco and Theophile Lebrun for their help with the autonomous floats All data compiled in the climatology can be accessed through the MEOP data base (`http://www.meop.net/`) (Treasure et al., 2017) for the seals data. The Argo program and the ship-based data are available through the NOAA World Ocean Database (`https://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html`), and PANGEA (`https://www.pangaea.de/`).

3 Conclusion

Dans cette étude nous mettons en évidence l'impact de la saisonnalité de la couche de mélange, via la saisonnalité de la banquise et de l'atmosphère, sur le contenu de chaleur apporté par les MWDW sur le plateau continental de FRIS. La nouveauté dans ces travaux vient de l'utilisation combinée d'un grand nombre de données *in-situ* récoltées dans la région, permettant d'obtenir une climatologie, ainsi que l'étude de ce processus pour la première fois sur ce plateau continental.

Cette étude met en exergue l'importance de la formation de banquise sur la régulation du contenu de chaleur océanique en automne et en hiver, par entrainement vertical. La formation de glace de mer, et les flux de salinité qu'elle génère, a au moins deux aspects connus dans la zone du plateau continental de Filchner-Ronne. Le premier aspect, montré dans ce chapitre, est un impact direct, sans décalage temporel, de la formation de glace de mer via un "effet tampon" sur l'arrivée du contenu de chaleur dans la Dépression Centrale. Cet effet protège la plateforme de FRIS d'une fonte importante. Le deuxième aspect, indirect, est celui de la formation d'HSSW au niveau de la polynie côtière de Ronne et au niveau du Berkner Bank, par rejet de saumure. En effet c'est cette production de HSSW, qui après circulation sous la cavité glaciaire de FRIS puis dans la Dépression de Filchner jusqu'à la pente continentale, contribue à mettre en place un écoulement de fond sur la pente et à réduire la quantité de WDW importée sur le plateau continental [Foldvik *et al.* 2004, Nicholls *et al.* 2009, Thompson *et al.* 2018].

Notre hypothèse de départ se vérifie dans la partie à l'ouest du plateau continental de la mer de Weddell, la Dépression Centrale, mais pas dans la partie la plus à l'est, la Dépression de Filchner. Dans cette deuxième région nous posons plusieurs hypothèses pour expliquer la présence d'une autre dynamique jouant un rôle dans la diminution du contenu de chaleur le long de ce chemin de circulation de MWDW. La principale différence entre ces deux régions réside dans la présence dans la Dépression de Filchner d'un courant de ISW sortant de sous la plateforme glaciaire de Filchner et s'écoulant sur le flanc est de la Dépression de Filchner vers le nord. Cette couche d'eau froide (sous le point de congélation de surface) se trouve sous la couche de MWDW ou dans certaines zones à la même profondeur que la veine de MWDW [Ryan *et al.* 2017]. La présence d'un cisaillement entre ces deux masses d'eaux peut laisser supposer un mélange important à l'interface des masses d'eaux et donc une diminution importante du contenu de chaleur le long de ce chemin de circulation.

Ces résultats apportent des pistes supplémentaires pour comprendre la dynamique d'arrivée de chaleur en direction des plateformes glaciaires, qui ont une large variabilité spatiale autour de l'Antarctique comme le montre les différents changements de masse de ces plateformes [Paolo *et al.* 2015, Rignot *et al.* 2019]. Les plateformes ayant de grands taux de fontes sont liées à des plateaux continentaux chauds et d'importantes arrivées de CDW depuis l'océan Austral. Cependant même dans les zones liées à des plateformes continentales ne perdant pas ou peu de masse, des eaux chaudes accèdent aux plateaux continentaux [Thompson *et al.* 2018]. Il est donc très intéressant de comprendre les mécanismes réduisant l'impact du contenu de chaleur sur les plateformes glaciaires. Ces résultats pourront donc nourrir la discussion de l'impact potentiel du changement climatique sur la région de la mer de Weddell et de la plateforme glaciaire de Filchner-Ronne, ainsi que sur les autres plateformes glaciaires d'Antarctique de l'Est, lié à un potentiel changement du volume de la glace de mer antarctique.

Chapitre III

Les flotteurs autonomes apportent un nouveau regard sur la circulation océanique du plateau continental de la mer de Weddell

---

1 Préambule

Dans le chapitre précédent nous avons pu montrer que la régulation de la circulation d'arrivée d'eaux chaudes au niveau du centre du plateau continental de FRIS est liée à la saisonnalité atmosphérique. Cependant ce mécanisme n'explique pas la régulation de l'arrivée de MWDW sur l'est du plateau continental. Dans ce chapitre nous étudions les chemins de circulation d'eaux chaudes dans la zone de la Dépression de Filchner, à l'est du plateau continental de FRIS, grâce à l'utilisation nouvelle de flotteurs autonomes.

Dans ce but, je présente les observations d'hydrographie et de circulation en 2017, ainsi qu'une étude de la dynamique méso-échelle dans la région de la Dépression de Filchner échantillonnée par sept flotteurs autonomes. Ces flotteurs ont été déployés en 2017 à trois endroits sur le plateau continental de Filchner-Ronne apportant de nouvelles données *in-situ* collectées durant leurs périodes de dérive et de profilage.

Comme nous avons pu le voir dans les introductions précédentes, la zone de la mer de Weddell est sous-échantillonnée, que ce soit spatialement ou temporellement. Spatialement la zone de la polynie de Filchner est sur-représentée. Temporellement il y a un sur-échantillonnage des mois d'étés australs, de janvier à mars, car c'est le moment où la couverture de glace permet l'accès au plateau continental de la mer de Weddell. Pour combler ces lacunes, des mouillages sont déployés dans cette zone pour échantillonner durant l'hiver. Mais ils ne peuvent être positionnés que dans des zones libres de glace au moment du déploiement, ainsi qu'à la récupération des instruments. Les mouillages sont également placés en subsurface afin d'être protégés de possibles passages d'icebergs et n'échantillonnent donc pas les 300 premiers mètres de la colonne d'eau.

Les autres instruments utilisés pour combler les lacunes d'échantillonnages par navires sont des capteurs CTD portés par des mammifères, en mer de Weddell par des phoques de Weddell [Heerah *et al.* 2013, Nachtsheim *et al.* 2019b, Photopoulou *et al.* 2020] et des éléphants de mer [Biuw *et al.* 2007, Labrousse *et al.* 2015, Hindell *et al.* 2016]. Ces mammifères échantillonnent les paramètres hydrographiques des masses d'eaux dans lesquelles ils évoluent, ainsi que des données comportementales des phoques, pendant environ un an avant qu'ils ne muent et ne perdent le capteur en même temps que leur pelage. Ces données ont donc comme avantage d'échantillonner l'intégralité de la colonne d'eau, en hiver, et d'être transmises par satellite à la fin de chaque profil et d'obtenir donc des données en temps réel [Harcourt *et al.* 2019]. Malgré cela, ces données sont dépendantes du comportement des animaux et les incertitudes des données télétransmises sont grandes par rapport aux données récoltées dans la région [Siegelman *et al.* 2019, Roquet *et al.* 2014]. La plupart des données apportées par les mammifères viennent compléter le jeu de données déjà existant au niveau de la Dépression de Filchner, comme par exemple [Labrousse *et al.* 2021]. Sur le plateau continental de FRIS, un seul mammifère instrumenté a évolué au niveau de la Dépression Centrale permettant d'échantillonner l'arrivée de MWDW en hiver [Nicholls *et al.* 2008].

Le développement et l'implémentation de nouveaux instruments pour échantillonner la zone du plateau continental du sud-ouest de la mer de Weddell est donc un des enjeux depuis le début de l'étude de cette zone. Les flotteurs autonomes sont déjà utilisés dans l'océan ouvert et ont prouvé être un instrument primordial (Figure III.1 ; [Jayne *et al.* 2017]), apportant d'importantes informations sur la couche 0-2000 m de l'océan global [Riser *et al.* 2016]. Mais en Antarctique, dans la zone subpolaire, leur utilisation est plus récente et a dû être adaptée à la présence de glace de mer [Klatt *et al.* 2007, Wong & Riser 2011]. Le peu d'études utilisant des flotteurs au niveau de la marge Antarctique n'ont pas de positions car la présence de banquise empêche le positionnement GPS, les positions de flotteurs doivent donc être déterminées par d'autres moyens [Porter *et al.* 2019, Silvano *et al.* 2019]. De plus la présence de glace de mer réduisait considérablement le temps de vie des flotteurs car de nombreux se brisaient soit à la remontée contre de la glace de mer, soit écrasés entre deux blocs de glace une fois à la surface [Wong & Riser 2011].

Dans ce chapitre j'utilise pour la première fois des données de flotteurs déployés sur le plateau continental de FRIS et positionnés grâce au système RAFOS, à l'aide de trois mouillages équipés de sources sonores positionnés dans la même région. Ces données nous permettent d'étudier l'hydrographie de la région pendant l'année 2017 ainsi que d'observer pour la première fois des éléments tourbillonnaires de méso-échelles dans la région.

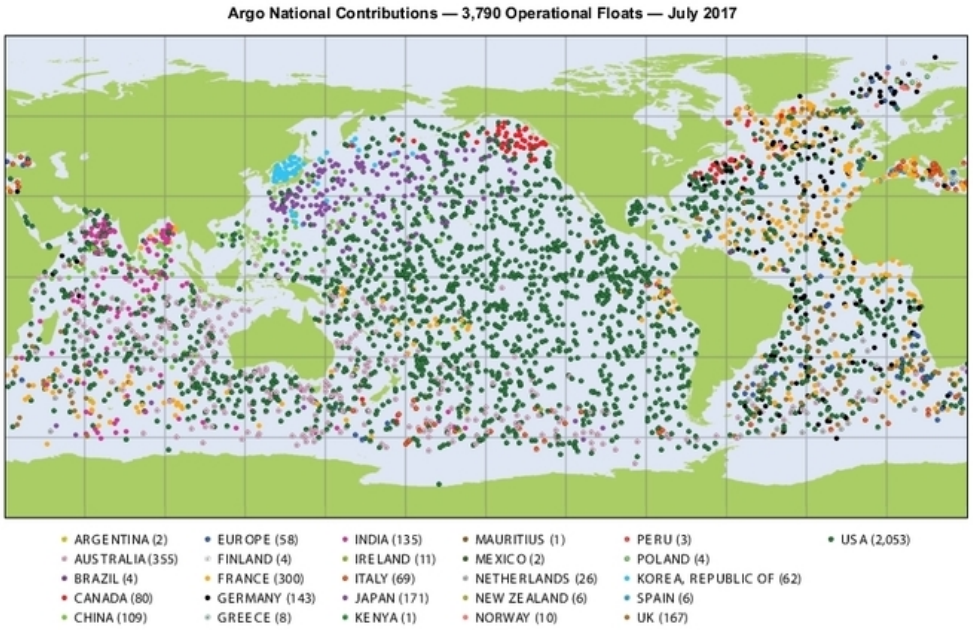


FIGURE III.1: Carte représentant la contribution de 26 pays au programme Argo en Juillet 2017 pour un total de 3790 flotteurs opérationnels, chaque point coloré représentant la position d'un flotteur Argo. D'après [Jayne *et al.* 2017]

2 Draft : *Autonomous floats bring a new insight of the oceanic circulation over the Weddell Sea continental shelf*

Autonomous floats bring a new insight of the oceanic circulation over the Weddell Sea continental shelf

Lucie Vignes[1], JB Sallée[1], Audrey Minière[2], Etienne Pauthenet[1], Antonio Lourenco[1], Kevin Speer[3], and Peter Lazarevich[3]

[1]Laboratoire d'Océanographie et du Climat, Sorbonne Université / CNRS, Paris, France
[2]Mercator, Toulouse, France
[3]Florida State University, Tallahassee, USA

Correspondence: Lucie Vignes (lucie.vignes@locean-ipsl.upmc.fr)

Abstract. The hydrography and ocean dynamics on the southwestern Weddell Sea continental shelf, Antarctica, as an impact over the bottom water formation in the area as well as mass loss from the Filchner-Ronne Ice Shelf (FRIS). This region is then important to study but the heavy sea ice cover restricts ship access and upper ocean measurents by moorings, compelling us to try to use new sampling methods. We present the first autonomous float observations positioned by the RAFOS system over the FRIS continental shelf. Seven Apex floats were deployed in 2017 at three different locations targeting MWDW inflow and ISW circulation in the Filchner Trough area. Between profiles the floats drifted at two different parking pressure to follow the trajectory of those water masses. The use of the RAFOS system allowed us to get positions every six-hours even in region under sea ice cover. The floats sampled the large MWDW inflow of 2017 in two different pathways as well as the ISW circulation inside the Filchner Trough. Fine temporal data resolution of the trajectories allowed us to observe the first eddies ever tracked on the FRIS continental shelf. These eddies are mainly found on the eastern flank of the Filchner Trough.

1 Introduction

The ocean circulation over the Antarctic margin controls the amount of heat that can be transported toward ice shelves cavities surrounding Antarctica (Thompson et al., 2018). Ice shelves are the marine-terminating glaciers of the Antarctic Ice Sheet and are central in providing stability to the Antarctic Ice Sheet (Dupont and Alley, 2005). By modulating ocean heat forcing reaching ice shelf cavities, the ocean circulation over the Antarctic continental shelves has a direct impact on the Antarctic ice sheet mass balance and global sea-level rise (Hellmer et al., 2012, 2017; Naughten et al., 2021). In return, modulation in the freshwater input to the ocean through basal melting affect water mass formation and ocean circulation, and in particular dense water production feeding the global overturning circulation (Lago and England, 2019; Moorman et al., 2020). Understanding the ocean circulation over the Antarctic continental shelf, and its changes represent therefore a key endeavor in our understanding of global climate and its changes (Hazel and Stewart, 2020; Hellmer et al., 2012, 2017; Daae et al., 2020; Timmermann and Hellmer, 2013).

Antarctic ice shelves have been grouped in three different categories depending on their ocean regime characteristics (Thompson et al., 2018): "warm cavities" characterized by relatively large basal melt rates, such as in the Bellingshausen

and Amundsen Seas (Paolo et al., 2015; Rignot et al., 2019); "cold and fresh cavities", associated with relatively low basal melt and light water-masses; and "cold and dense cavities", associated with relatively low basal melt but partly filled with recently formed dense water masses, such as in the Ross and Weddell Seas (Gordon et al., 2004; Nicholls et al., 2009). These different regimes are maintained by ocean-cryosphere feedback involving the ice shelves, sea ice and the ocean circulation. In particular, ocean circulation over the continental shelf and slope appears central in creating either a barrier or a gateway for the relatively warm water that fills the offshore deep ocean to be advected towards ice shelve cavities (Thompson et al., 2018).

Around the Antarctic continent, the southeastern Weddell Sea is the region that produces the largest amount of dense water, precursor of the Antarctic Bottom Water that fills and lies at the bottom of the world oceans (CARMACK, 1977; Orsi et al., 1999), and it hosts the Filchner Ronne Ice Shelf (FRIS), one of Antarctica's biggest ice shelf (Fox et al., 1994). FRIS has had a relatively stable mass balance over the past decades compared to the West Antarctic region (Rignot et al., 2019), as it is thought to be relatively protected from the warming Southern Ocean (Schmidtko et al., 2014), at least partly due to the presence of the Weddell Gyre system lying offshore (Vernet et al., 2019), and to the local frontal dynamics over the continental shelf . But the region has been shown to be prone to potential self-reinforcing change in the ocean circulation that could drastically change its cavity regime, turning it into a warm cavities with important global consequences on deep water formation and sea level rise (Hazel and Stewart, 2020; Hellmer et al., 2012, 2017). In consequences, understanding what controls the amount of warm water reaching the FRIS cavity and monitoring current of heat transport rate toward the cavity has received careful attention in the recent years (Årthun et al., 2012; Darelius et al., 2016; Ryan et al., 2017; Daae et al., 2017; Ryan et al., 2020; Daae et al., 2020).

Circumpolar Deep Water (CDW) are relatively warm water lying at depth in the Southern Ocean, and circulating southward and upward as part of the global overturning circulation (Talley, 2013). As they reach the Weddell Sea, they are entrained in the Weddell Gyre system, and are transformed into Warm Deep Water (WDW), a lighter version of the CDW (Ryan et al., 2016). A portion of WDW is advected onto the FRIS continental shelf and is transformed into a slightly cooler and fresher water mass referred to as Modified Warm Deep Water (MWDW) (Nicholls et al., 2009). There are two main pathways for MWDW to enter the FRIS continental shelf and subsequent southward advection onto the continental shelf toward the ice cavity : an eastern pathway flowing mostly along the eastern flank of the Filchner Trough and a western pathway flowing in the Central Trough west of the Berkner Bank (Nicholls et al., 2009, 2008; Ryan et al., 2017). The pathway associated with the largest heat content is the western pathway (Nicholls et al., 2008),(Vignes et al, in review). In this pathway about half of the heat content that crosses the continental shelf actually reaches FRIS edge, the other half is lost to the atmosphere due to intense water column convection in winter (Vignes et al, in review). In the eastern pathway the heat content is lower (Ryan et al., 2017; Årthun et al., 2012),(Vignes et al, in review) and enters the continental shelf in seasonal pulses linked to the wind variability (Daae et al., 2017; Ryan et al., 2017). Most of the heat entering the continental shelf through the eastern pathway recirculate or is mixed away before it reaches FRIS cavity (Dinniman et al., 2011; Darelius et al., 2016). However in 2013, MWDW was observed as far south as 79°S (Darelius et al., 2016), and in 2017 the MWDW layer over the eastern flank of the Filchner Trough persisted longer than the previous years, with WDW and MWDW associated with higher temperature than previous years (Ryan et al., 2020).

Over recent decades, these two pathways of relatively warm waters of the FRIS continental shelf have been sampled through ship-based observations (Conductivity-Temperature-Depth casts), instrumented marine mammals, and mooring observations. Ship-based observation is only possible during summer and are mostly concentrated in regions not covered by sea-ice during this period. Marine mammal observations depends on seal behaviors (Labrousse et al., 2021), so cannot be targeted toward specific current or water-masses, they also usually do not cover the entire water column and have larger uncertainties than ship-based observations (Siegelman et al., 2019). Mooring observations over the continental shelf (e.g. Ryan et al., 2017; Darelius et al., 2014) can sample all year long at a fixed point but misses observation in the upper part of the water column, due to the possible damage by drifting icebergs. Autonomous instruments such as Argo floats, which are widely used in oceanography, are rarely deployed on the Antarctic continental shelf. In summary, the different types of instruments that have been used to observe the ocean over the FRIS continental shelf complement each other, but important gaps can be identified in the current observations system: lack of wintertime observation, lack of observation of the water-mass changes along its Lagrangian path, lack of reliable information on Lagrangian pathway and time scale associated with the circulation, lack of observation that can be leveraged to document mesoscale characteristics of the region and their influence on the ocean circulation.

In this study, we propose a new step forward toward continuing to fill the observation gap. We present and use first of its kind observations for 7 Lagrangian continental shelf profiling floats that were deployed in February 2017, those floats sampled about 650 full-depth profiles. Although the ocean environmental conditions of the FRIS continental shelf makes such deployments very risky (large part of the continental shelf is ice covered for the entire year; presence of ice cavities), all deployed floats did surface after one year and provided a unique set of observations. The floats were programmed to profile and measure conductivity, temperature and pressure everyday in summer, then every five days, with an ice-avoidance algorithm (Wong and Riser, 2011; Porter et al., 2019; Klatt et al., 2007; Silvano et al., 2019). Three RAFOS sound sources were specifically deployed for this experiment, and RAFOS hydrophones on the floats are used to locate the float every 6 hours.

We present this novel set of observations of the FRIS Continental Shelf acquired in 2017-2018 in Section 2. We then use these observations in Section 3 and 4 to describe their trajectories and document the circulation over the continental shelf as well as the hydrography. We finish by a discussion and conclusion of the main results of the study (Section 5).

2 Data and Methods

2.1 Autonomous profiling floats

In early 2017, seven autonomous floats were deployed from the R/V *James Clark Ross* (cruise number JR16004), at three different places of the FRIS continental shelf: three on the continental slope upstream of the Filchner Trough (∼26.1°W-74.3°S; Fig. 1a); two at the continental shelf sill, at the northern edge of the eastern Filchner Trough (∼30.40°W-74.5°S; Fig. 1a); and two further south, in the deeper part of the Filchner Trough (∼32.4°W-76.3°S; Fig. 1a). Six of these seven floats sampled a total of 487 profiles between January 2017 and August 2018 over the Weddell Sea continental shelf; one of the seven floats circulated northward after being deployed and didn't sampled the continental shelf. Each of the floats carried a SeaBird SBE41 sensor to measure conductivity (C), temperature (T), and pressure (P). These floats are presented in Table 1.

Profiles of absolute salinity (SA), conservation temperature (Θ), potential density (σ), and pressure (P) were derived from the observed profiles (McDougall and Barker, 2011). The profiling frequency was adjusted between summer and winter months: the floats profiled every day until April and then every five days. The floats were programmed to start their vertical profile at 1800 dbar, so in most profiles they sank to the bottom of the continental shelf (shallower than 1800 dbar) before starting their ascent. Between two profiles, the floats drifted at a programmed parking depth, and measured conductivity (C), temperature (T), and pressure (P) every six hours. Their parking depth was programmed at 400 dbar and 250 dbar depending on the deployment positions of the floats: the two southernmost floats, deployed inside the Filchner Trough, were programmed to drift at 250 dbar, to reduce the risk of them drifting inside ice shelf cavities; other floats were programmed to drift at 400 dbar to target typical depths where mWDW are found on the FRIS continental shelf (Årthun et al., 2012; Nicholls et al., 2009; Foldvik et al., 1985).

When a float surfaced, its position and saved observations were telemetered via the Iridium satellite network. If a float were to get to the surface when sea ice was present, its sensors and antennas would likely be damaged. To reduce this risk, each float implemented "sea ice avoidance" logic to predict the presence of sea ice from the observed ocean characteristics measured during ascent (Klatt et al., 2007; Wong and Riser, 2011). If the measured in-situ temperature averaged between 20–40 m was less than -1.69°C, the float halted its ascent, descended to its parking depth and stored its data to transmit it at the next successful surfacing.

Float	Number of days launch-end profiles	Number of days with RAFOS positions	Number of profiles	Date of the last profile
12677	1145	86	499	31/03/2020
12679	400	27	83	24/03/2018
12681	1431	37	264	11/01/2021
12682	1426	231	263	07/01/2021
12684	1425	398	284	14/01/2021
12686	347	48	91	25/01/2018
12703	1355	98	439	30/10/2020

Table 1. List and caracteristics of all floats deployed in 2017.

2.2 Positioning

The Filchner Trough is a region covered by sea ice during most of the year (some part of the trough are covered all year round during most years), preventing floats from surfacing and then obtaining GPS positions for their profiles. In order to position the acquired hydrography profiles and to obtained high resolution Lagrangian trajectories of the floats, three sound sources were moored in the eastern continental shelf (74.02°S, 28.07°W; 74.85°S, 30.38°W; 75.39°S, 28.64°W; Figure 1a)). Four times a day, each source transmitted a frequency modulated signal with a carrier of about 260 Hz, with a frequency increasing linearly by 2.5 Hz during 80s seconds (Rossby et al., 1986). The floats were programmed with listening windows consistent with the sound source emission times, and saved the 6 maximum correlations between expected sound source echo, as well as the 6 times of arrival (TOA) of the sound corresponding to each maximum correlation. The set of six TOA and maximum

correlations were then transmitted via the Iridium satellite network during surfacing and used to triangulate the position of the floats during their drift.

TOA are corrected for three main biases. First, the offset between the start of the float listening window and the time of sound emission of each source is removed from the received TOA: for each listening window, the float started listening 1 minute before one source emits, 21 minutes before the second source emits and 41 minutes before the third source emits. Second, TOA were corrected for the linear drift of the float's internal clock. Third, TOA were corrected for the delay of the activation time of the electronic card. This was found to range from 10 to 24 seconds and corrected. Each TOA was then quality checked using the corresponding maximum correlation, visually checked and outlier and unrealistic records removed, in order to eventually form a clean and validated time-series of TOA for each float. The time-series of TOA was then smoothed with a loess filter removing periods less than 1 day.

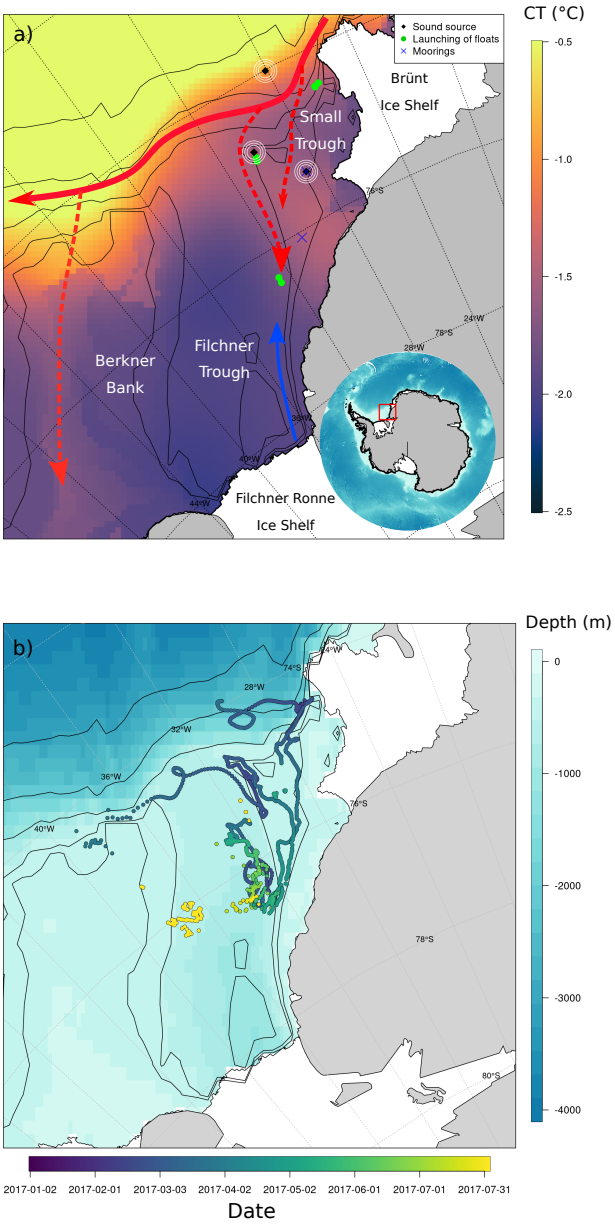


Figure 1. a) Map showing the oceanic circulation over the FRIS continental shelf. The colored background is the mean Conservative Temperature between 360 and 420 m, from (Jourdain et al., 2020). The arrows show the circulation of the area with the (red) WDW, (dashed red) MWDW and (blue) ISW. The black diamonds circled represent the position of the sound source moorings, the yellow crosses the position of the two moorings used in the study and the green dots the launching sites of the floats. Bathymetric contours are drawn every 1000m, with additional 300, 400 and 500 m. b) Floats circulation over the FRIS continental shelf. The colored dots represent the RAFOS drifting positions of the seven floats deployed, the color shading denotes the time. The color background represents the bathymetry.

6

These TOA were then converted into distances between the float and the sound source using a fixed sound speed in the water of 1455 m s^{-1}. Provided that the floats hydrophone sampled sound every 0.3075 s during their listening window, the minimum achievable spatial resolution of the triangulation was Δd = 477 m. Distances from the three sources were then converted into geographical position by minimizing error of triangulation. Geographical position was computed for all time step where three sound sources echo passing all quality controls were recovered. When only two sound sources echo passed quality control, computation of geographical position was attempted but used only if the recovered position was consistent with the position before and after.

The computed positions are then compared to the GPS position for all periods when both GPS fix and sound source echo were available. For the six used floats, the maximum differences between the GPS and the TOA-derived position are between 7 and 17 km, and is considered here as ball park estimate of the error in positioning. The seven trajectories are displayed in Figure 3, with their smoothed trajectories, obtained by smoothing raw TOA with a period of 24 hours.

2.3 Moorings data

In addition to Lagrangian floats, we use in the present study the Eulerian time-series acquired at two mooring sites. One of the two mooring was located at 76.1°S-30.5°W (Figure 1a), which is a mooring position that has been occupied between 2014 and 2021 (Schröder and Wisotzki, 2014; Janout et al., 2019; Ryan et al., 2020). Temperature, salinity and pressure were recorded at two depth levels (330 m and at the bottom). The second mooring was located further north, at 75.2°S-28.4°W (Figure 1a). Temperature was recorded at 55m above ocean bottom, and ocean current at 53 m above bottom.

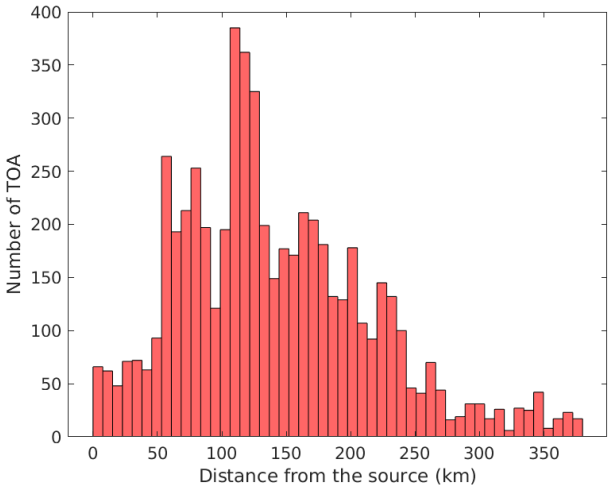


Figure 2. Histogram showing the maximum distance between the floats and the sound sources. Distance of the float to the sound source are used for all the position recovered with two *Time of Arrival* or more.

2.4 Bivariate Empirical Mode Decomposition

In this study we aim at decomposing the floats trajectories in a number of modes of varying frequencies in order to investigate mesoscale features that might have influenced the float trajectories on the continental shelf. The aim is to separate vortex motions from the background flow. We use a Bivariate Empirical Mode Decomposition (Bi-EMD), which is a data driven method for the analysis of non-stationary data (Rilling et al., 2007). The method operates by decomposing a bivariation, i.e, two dimensionnal displacement , mathematically represented as a complex-valued signal, into a number of oscillatory modes. The version used in this study is the *cemdc2fix* method issued from the EMD package from G. Rilling which is a fast implementation for bivariate/complex EMD with predefined number of iterations.

3 Results

3.1 Floats trajectories

Six profiling floats drifted and profiled for one year under sea ice, and drifting positions were recovered every 6-hours through RAFOS positioning (Moorings used for positioning showed on Figure 1a). Float trajectories of up to 8 months were recovered. The maximum distance from the sound sources from which good quality echoes were received was $\sim$350 km (Figure 2). The is significantly shorter than in open ocean experiments with sources emitting in the SOFAR channel (typically 800-1000m depth; (Rossby and Webb, 1970; Wong and Riser, 2011; Rossby et al., 1993)), arguably because the depth range used here for sound propagation ($\sim$400m) is suboptimal, and because of potential sound absorption and complex reflections at the bottom, under sea ice and at the ice shelf edge.

The two floats deployed on the continental slope (Apex 12682 and 12677; respectively shown in yellow and orange in Fig 3) drifted southwestward at 400 m depth through a small canyon cutting across the continental shelf (74.20°S, 29.20°W) between the Filchner Trough and Brünt Ice Shelf, toward FRIS (Figure 1a), which we will refer in this paper as Small Trough. One of the two float trajectory eventually joined the Filchner Trough at $\sim$76.5°S between February and early May. When joining the Filchner Trough, its trajectory sharply veered from a mostly southward displacement, to a northward flow along the eastern flank of the Filchner Trough (Fig 3).

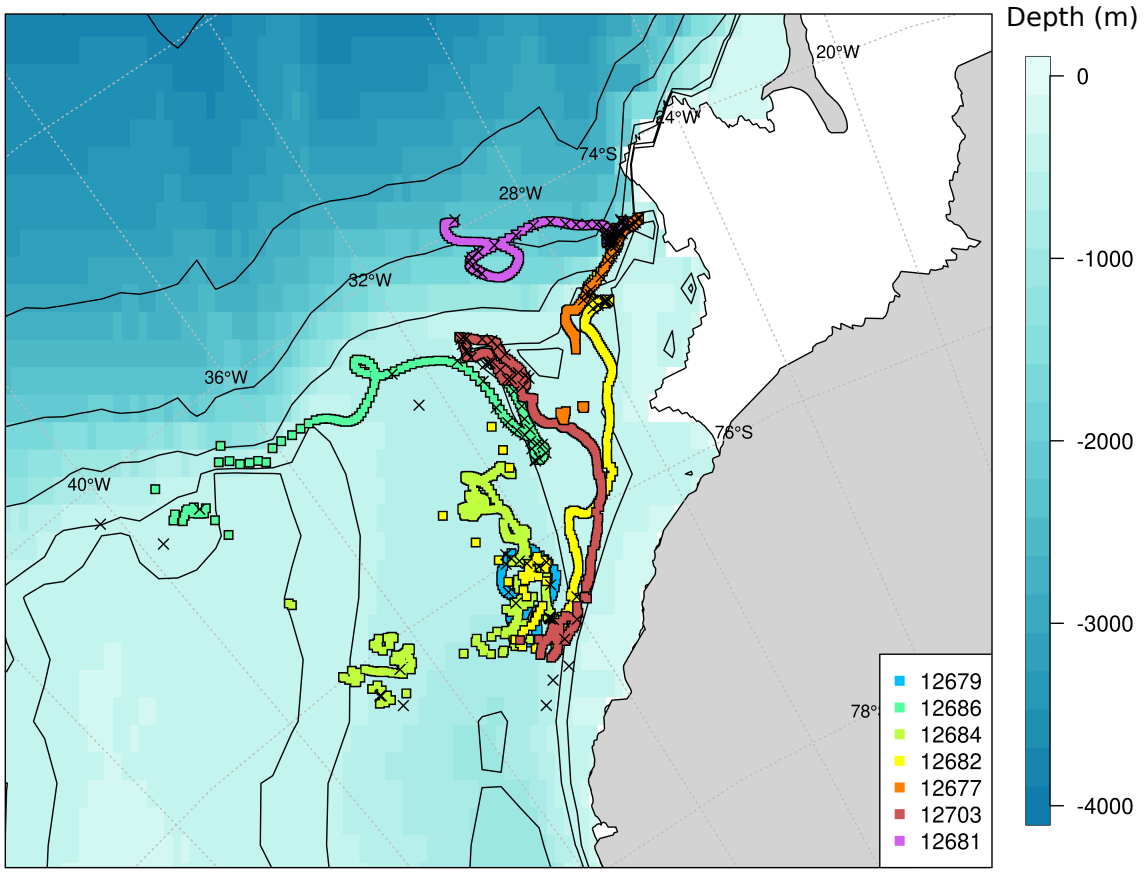


Figure 3. Drifting positions of the seven floats deployed in 2017. The smoothed positions computed from the RAFOS system computed from the RAFOS system are showed with the colored line. Floats 12681 is displayed in pink, 12677 in orange, 12682 in yellow, 12703 in red, 12679 in blue, 12684 in green and 12686 in turquoise. The crosses represents the GPS positions of the floats. The color background represents the bathymetry. Bathymetric contours are drawn every 1000m, with additionnal 300, 400 and 500 m.

The two floats deployed in the northeastern flank of the Filchner Trough (Apex 12686 and 12703; respectively shown in cyan and red in Figure 3) were deployed only 6 km and 7 hours apart from each other, but have followed very distinct routes. One of the two (Apex 12703) showed a very similar behavior that the float deployed on the continental slope (Apex 12682): it flowed southward above the eastern plateau, joined the Filchner Trough at ∼76.5°S, where it the drifted back northward along

the astern flank of the Trough. In contrast, the other float (Apex 12686) went south as well but stayed close to the eastern flank of the Filchner Trough, up to ∼75.5°S, where it also abruptly changed its trajectory to drift back northward along the eastern flank of the Filchner Trough.

Interestingly, this group of four floats had, overall, similar behavior with southward drift at different locations on the eastern shallow plateau, ultimately joining the Filchner Trough (for those who had positions during enough time), where they flowed back northward on its eastern flank. During their southward drift, each of them was drifting in water masses of conservative temperature Θ ranging from -1.5 to -0.5°C, characterising Modified Warm Deep Waters (Figure 4a). As they joined the Filchner Trough and drifted back northward, they were associated with water masses of cooler conservative temperature, suggestive of mixing with Ice Shelf Water along the eastern flank of the Filchner Trough. One of the float (Apex 12682) clearly crossed a front when entering the Filchner Trough, as indicated by an abrupt switch from a southward flowing layer of MWDW to a northward flowing layer of ISW (Figure 4a).

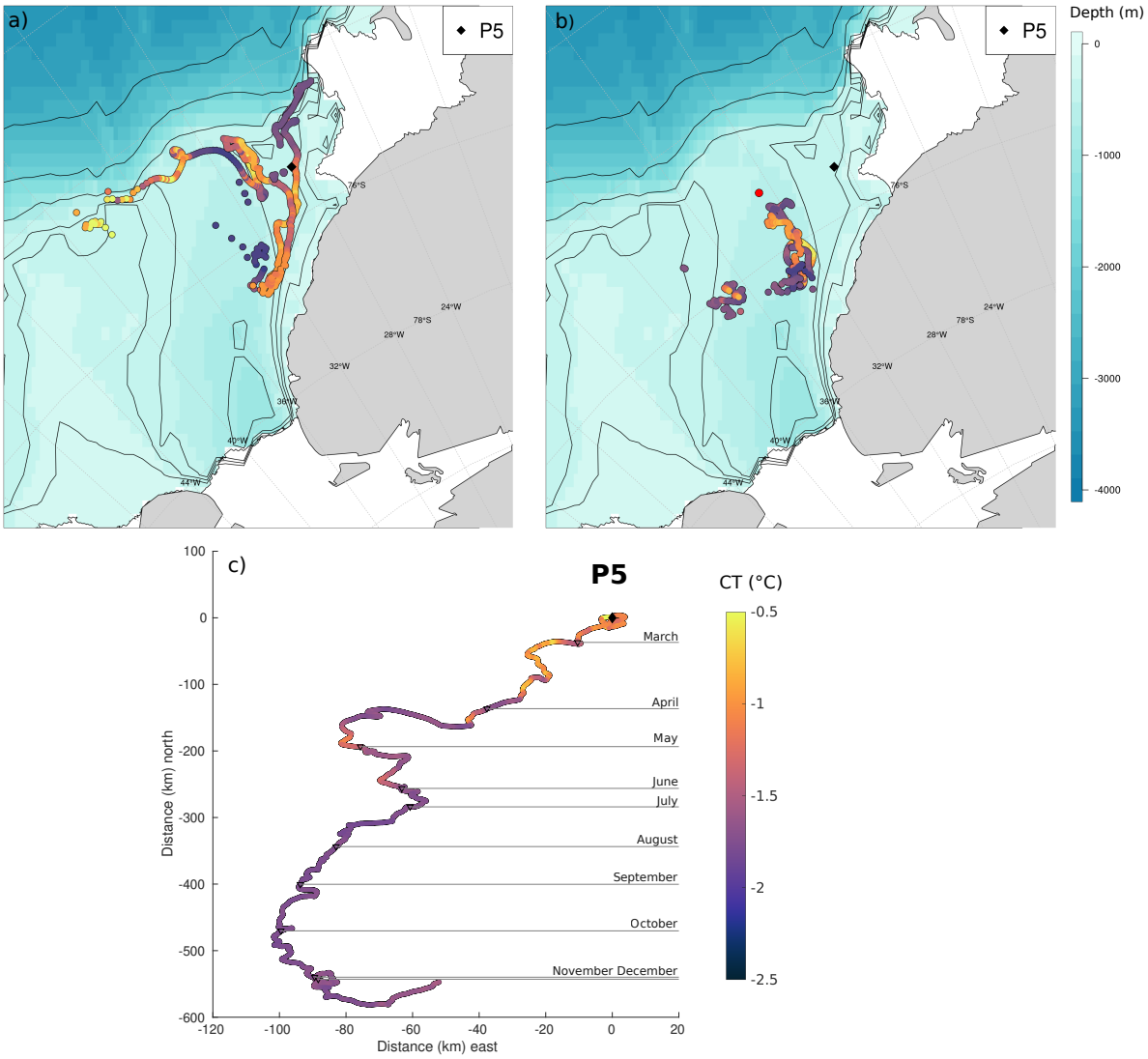


Figure 4. Maps of the Filchner Trough region displaying a) the floats that sampled MWDW. (Floats 12677, 12682, 12686 and 12703); and b) the floats that sampled ISW (Floats 12679 and 12684). The colored squares represents the positions of drift and the color represents the CT at the depth of drift. The red dot represents the last GPS position of float 12684, received the 15/01/2021. The black diamonds represent the position of mooring P5. The color background represents the bathymetry. Bathymetric contours are drawn every 1000m, with additional 300, 400 and 500 m. c) Progressive vector diagram of current measured at mooring P5. The color shading denotes conservative temperature (Θ) at 55 m above bottom, the black upside triangles mark the first day of each month, which is written on the right of the figure.

Two additional floats were deployed within the Filchner Trough, at $\sim$ 76.5°S, drifting at the upper boundary of an Ice Shelf Water layer (Figure 8). One of these two float (Apex 12679, blue trajectory Figure 3) only got positions for one month, but profiled for more than a year. The second float (Apex 12684, light green trajectory) went northward following the eastern slope of the Filchner Trough before flowing back southward down to 76.5°S and sampled westward all the way to the Berkner Bank (39°SW), with more than a year of Lagrangian positions, but with some missing positions during few months. The two floats sampled both sides of the Filchner Trough as far north as 75°S.

Based on the recovered positions none of the two floats went further south than 77°S (though we note that we are unsure of the float position for some months), with both floats switching their heading from a southward to northward drift around May 2017. Prior to that date they were flowing southward, approximately following isobaths ranging between 400 and 500 m; after that date they were positioned slightly more westward, drifting northward above deeper depths. These two floats drifted all year round in the upper edge of a thick layer of Ice Shelf Water (Figure 8) and circulated above deeper isobath on their way northward.

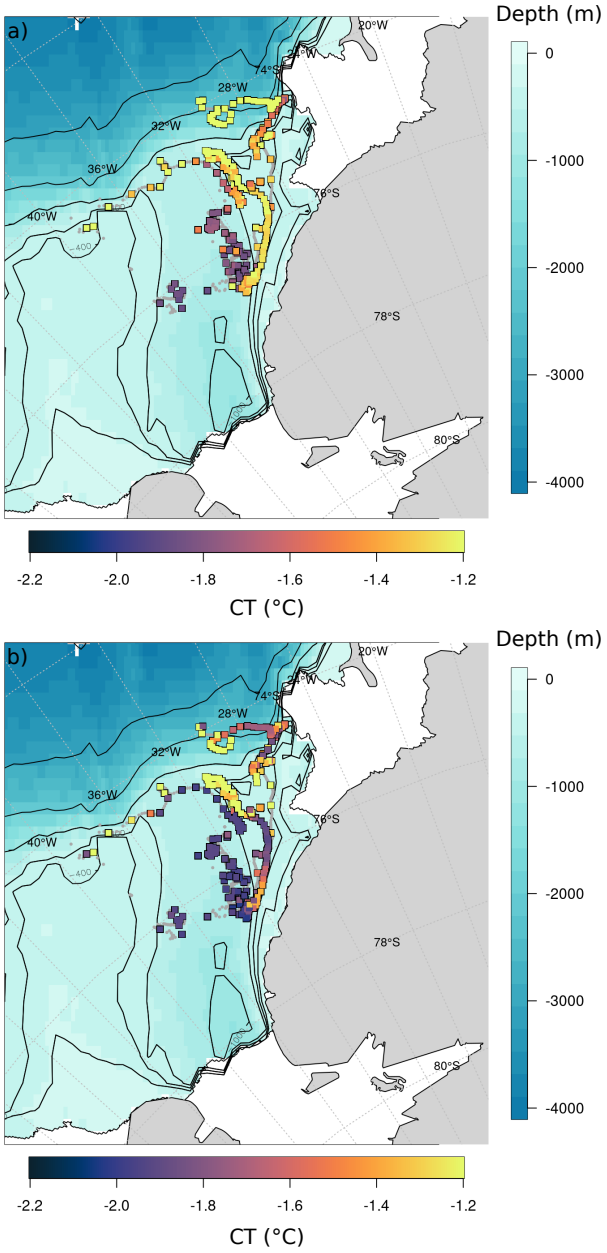


Figure 5. a)Map of the FRIS continental shelf, with the CT of the floats profiles at the 27.75 kg m^3 density, showing the CT in the MWDW density range. The grey line is the RAFOS drifting positions of the floats, the colored squares represents the profile positions and the color the Conservative Temperature in the density range 27.75 ± 0.05 kg m^3. The color background represents the bathymetry. b) Map of the FRIS continental shelf, with the bottom CT of the floats profiles. The grey line is the RAFOS drifting positions of the floats, with the colored squares being the profiles positions and the color denoting the bottom conservative temperature at each profile. The color background represents the bathymetry. Bathymetric contours are drawn every 1000m, with additional 300, 400 and 500 m on both maps.

13

3.2 Modified Warm Deep Water and Ice Shelf Water regimes

The two groups of floats identified above appears to document two distinct regimes associated with two different water masses characterizing the eastern FRIS continental shelf. While the first group of four floats (Apex 12677, 12682, 12686 and 12703) are associated with an eastern shallow plateau regime of Modified Warm Deep Water, the second group of two floats (Apex 12679 and 12684) are associated with a Filchner Trough regime of Ice Shelf Water circulation.

Computing the mean temperature both at the density $\sigma_0 = 27.75 \pm 0.05$ kg m^3 and at the bottom, along each float trajectory is revealing the two regimes. Potential density $\sigma_0 = 27.75 \pm 0.05$ kg m^3 corresponds to the density of MWDW, wherever conservation temperature is $\gtrsim$-1.6°C. In contrast, ISW is found at the bottom of the ocean wherever conservation temperature is below the surface freezing point of $\sim$-1.9°C (Nicholls et al., 2009; Ryan et al., 2017).

Southward pathway of MWDW on the eastern plateau

The four floats drifting southward on the eastern shallow plateau clearly highlight that the region is flooded with MWDW flowing southward. They also indicate that at least two main pathways were used in 2017 for the advection of MWDW from the continental slope toward the continental shelf: first, a shallow passage at $\sim$75.50°S, 30.75°W, the Small Trough (Figure 1a); second, the northeastern corner of the Filchner Trough. Based on the float trajectories, the further eastward from the Filchner Trough, the more efficient is the southward MWDW transport. Indeed, float Apex 12686, which flows southward very close to the Filchner Trough eastern slope, gets quickly entrained in a northward flow and then to the northwestern part of the continental shelf. In contrast, the two floats that were evolving closer to the coastline propagated much further southward. Both of them, nevertheless, eventually got entrained in a northward flow as they got closer to the Filchner Trough eastern flank. The regions where the eastern shallow plateau gets thinner around $\sim$ 76-77°S is a strong constraint for the flow to get in proximity to the Filchner Trough eastern flank: two of our floats got entrained in a northward flow at this location. As they enter the Filchner Trough region, MWDW quickly cools, suggestive of mixing with the ISW layer, and the mixture end up flowing northward with the flow of ISW.

In the Small Trough, water warmer than -1.4°C are found at the bottom down to $\sim$ 75.8°S, some warm water of about -1.5°C are also found at the bottom of the water column at 76.5°S along the 500m isobath. Between those two areas of relatively warm water, water colder than -1.8°C are found at the bottom of the profiles, showing the presence of Ice Shelf Water and mixtures between ISW and overlying WDW.

Interplay between ISW and MWDW on the eastern plateau

The conservative temperature at the bottom of the profiles along the path of the floats are shown in Figure 5b). In this figure, temperature lower than $\sim$-1.89°C is indicative of the presence of an ISW layer. As anticipated, the Filchner Trough is filled with ISW, but we also observe a layer of ISW at the bottom of the eastern shallow plateau around $\sim$ 76°S. This ISW layer on the eastern shallow plateau is much thinner than in the Filchner Trough (Figure 6). The vertical structure of the ISW layer on

the eastern plateau is sampled by the float 12703 in early April (Figure 7, panel f, the period indicated in between the first two
225 vertical lines).

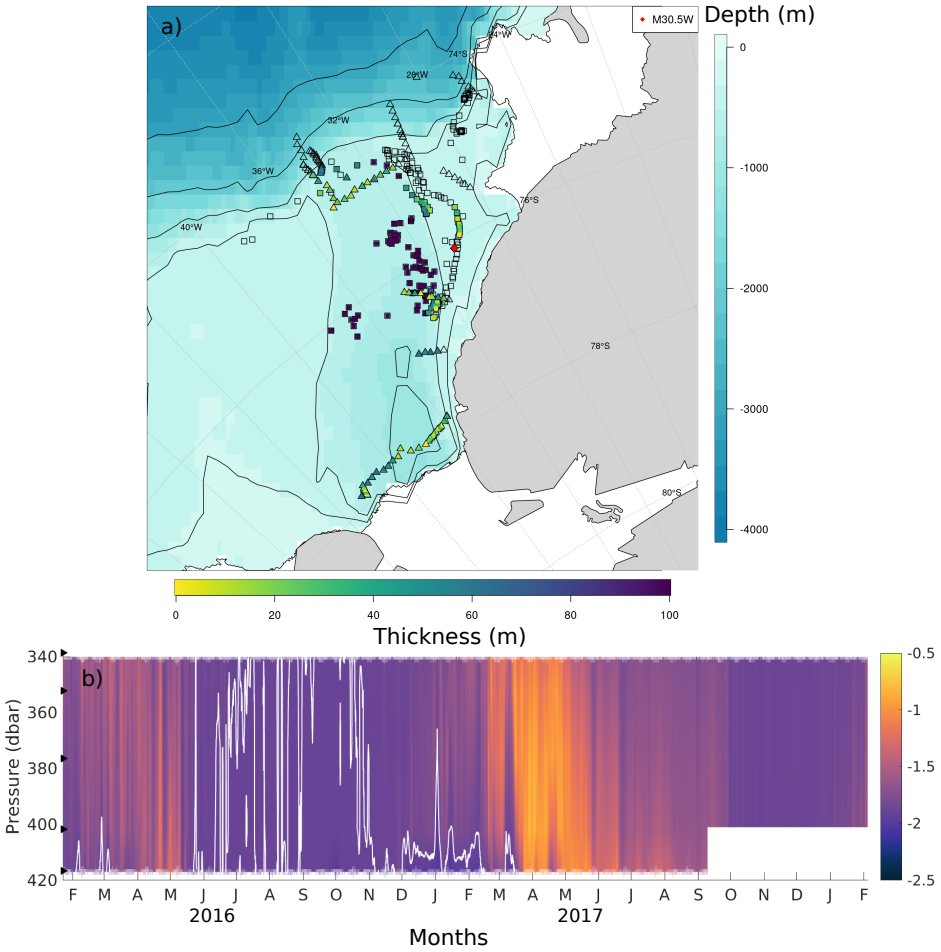


Figure 6. a) Map of the ISW layer thickness measure by the Apex floats and the ship-based CTD in 2017 over the FRIS continental shelf. The triangle represents the location of the ship based CTD casts of the 2017 cruise and the square the profile positions of the floats. The colour represents the thickness of the ISW layer taken as the layer below the surface freezing point (-1.89°C) which is found less than 50dbar from the deeper measurement. The color background represents the bathymetry. Bathymetric contours are drawn every 1000m, with additional 300, 400 and 500 m. b) Hovmoller of the CT of the mooring M30.5W, the position of the mooring is shown with a red diamond on panel a. The white line represents the -1.89°C contour, the black triangles show the depth of the instruments.

A mooring time-series located close to the trajectory of the float 12703 (red diamond in Figure 6a) shows that, in 2017, the presence of a ISW layer was actually seasonally variable. ISW is present at the bottom of the mooring site from January until mid-February, followed by several fingerprints of intrusions of ISW in the weeks thereafter, as the continental shelf gets flooded

with MWDW (Figure 6b). The mooring time series and the float observations nicely complement each other to describe the seasonal water mass interplay on the eastern shallow plateau: ISW that were present over winter gets replaced by MWDW over austral summer and autumn, with MWDW being advected from the continental slope and reaching $\sim$ 76°S in a 2-3 months timescale. The floats observations provide us with a unique view highly complementary with the mooring observations: the observed intrusion of MDWDW that reaches the mooring site comes from at least two main sources at the continental shelf sill: the shallow trough with a advection times-scale of one to two months (Figure 7 a-d); and the northeastern corner of the Filchner Trough with an advection times-scale of 5 to 6 months (Figure 8 e-h).

In summary, our set of observations nicely document the seasonal evolution of water masses on the eastern continental shelf as a results from a balance between three contributions : the seasonal variability of MWDW in flow at the continental shelf (Daae et al., 2017; Ryan et al., 2017), potential seasonal variability of ISW outflow (Darelius and Sallée, 2018) and entrainment of MWDW in the surface layer in autumn/winter (Vignes et al, in review).

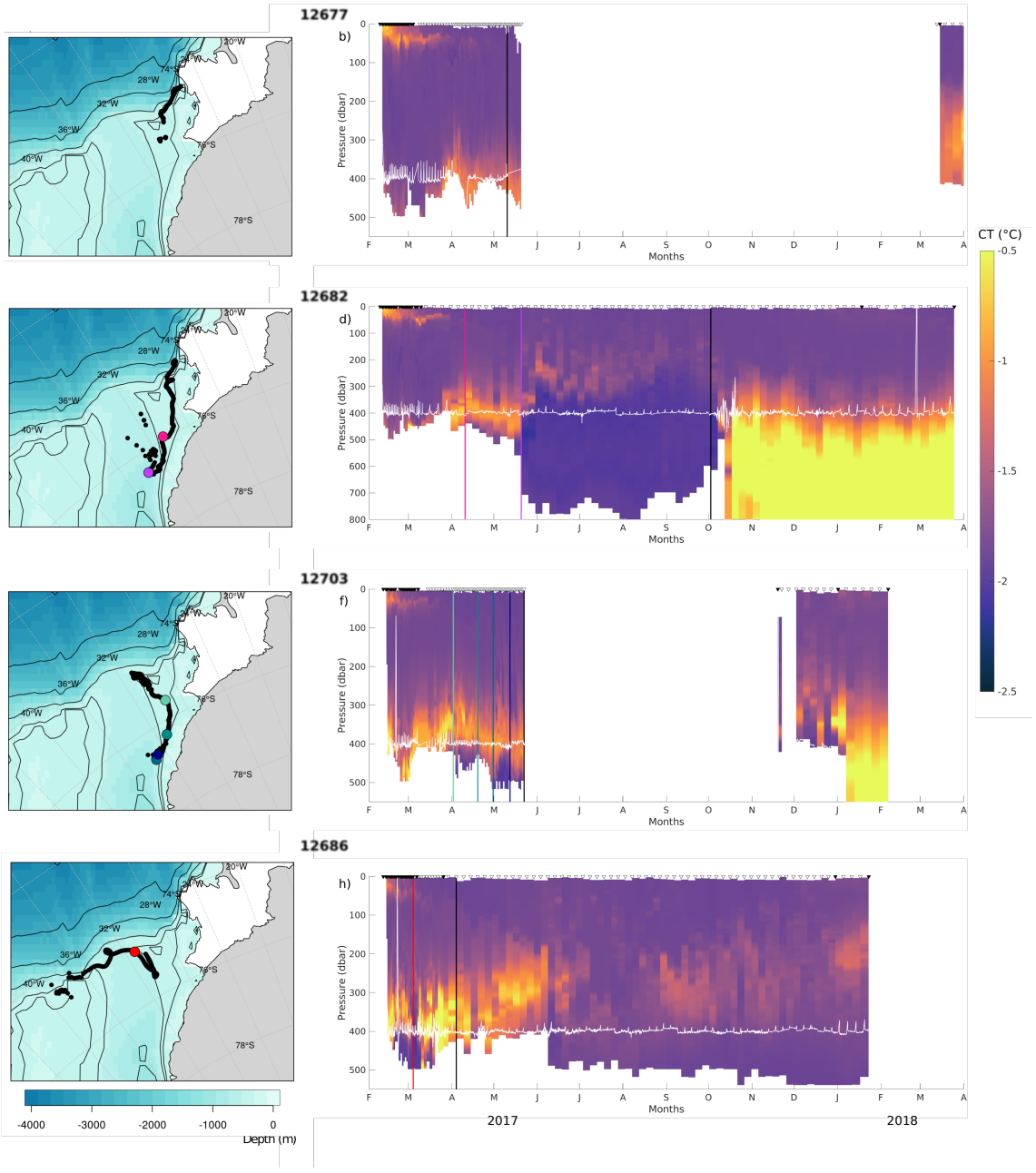


Figure 7. (a,c,e,g) Maps of the Filchner Trough region with the RAFOS trajectories of the floats that sampled MWDW, respectively, Floats 12677, 12672, 12703 and 12686. The color background represents the bathymetry. Bathymetric contours are drawn every 1000m, with additional 300, 400 and 500 m. (b,d,f,h) Corresponding hovmoller diagramms of the Conservation Temperature are shown. The white lines represents the depth of drift of the floats, the black vertical line the time of the last RAFOS position and the colored vertical lines are reported as dots with the same colors on the maps.

ISW within the Filchner Trough

Floats 12679 and 12684 were the southernmost floats deployed, on the eastern flank of the Filchner Trough, drifting around 250 dbar Figure 8. Those two floats drifted at the surface of the thick ISW layer filling the Filchner Trough, and they circulated inside this trough during respectively one and four years. They circulated as far south as 76.64°S, and the northernmost position is the last GPS position send out by 12684 in January 2021 at 75.18°S (Figure 8). They moved from the shallow flank of the Filchner Trough to center part, sampling profiles up to 948 m deep. Based on the position we can see that float 12684 circulated on both side of the Filchner Trough, but never exited it; float 12679 does not have enough position to see where it drifted but the hydrography of the profiles collected show that it also stayed in the Filchner Trough.

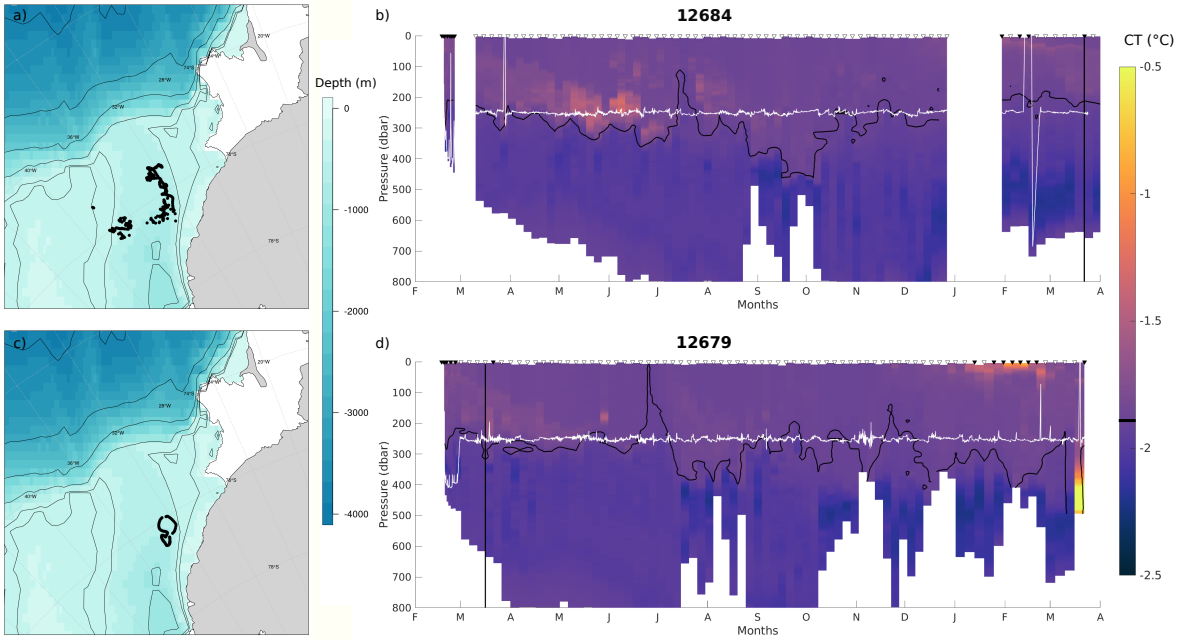


Figure 8. (a,c) Maps of the Filchner Trough region with the RAFOS trajectories of the floats that sampled ISW, respectively, Floats 12684 and 12679. The color background represents the bathymetry. Bathymetric contours are drawn every 1000m, with additional 300, 400 and 500 m. (b,d) Corresponding hovmoller diagrams of the Conservation Temperature are shown. The white lines represents the depth of drift of the floats, the black countours shows the surface freezing temperature (-1.89°C) and the black vertical line the time of the last RAFOS position.

3.3 Mesoscale features

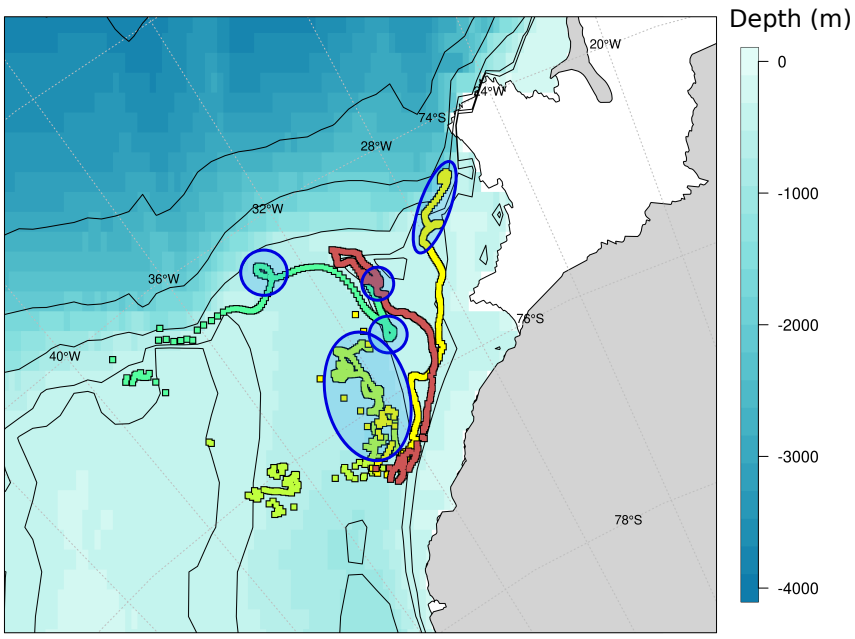


Figure 9. Map of the Filchner Trough region with an highlight on the region were mesoscale eddies were detected by eye. Smoothed RAFOS trajectories are drawn with the colored dots, with float 12682 (yellow), 12684 (green), 12686 (cyan) and 12703 (red) displayed. The area circled in blue is where eddies have been detected by eye. Bathymetric contours are drawn every 1000m, with additional 300, 400 and 500 m. Corresponding hovmoller diagrams of the Conservation Temperature are shown. The white lines represents the depth of drift of the floats, the black vertical line the time of the last RAFOS position.

Floats	Diameter(km)	Pressure(dbar)	Time(days)	$\overline{V}_{eddy}$(m/s)	$\overline{\Theta}$ (°C)		Latitude (°S)	EMD diameter(km)
12686	21.49	401	3.5	0.16	-1.03	C	74.45	16.6
12686	3.300	400	3	0.035	-1.65	C	75.55	2.73
12682	10.34	397	5	0.035	-1.70	C	74.53	12.1
12682	3.061	398	2.75	0.022	-1.73	C	74.88	3.92
12703	13.04	404	3.5	0.087	-0.93	AC	75.06	8.05
12684	5.44	346	1.75	0.049	-1.96	AC	76.14	3.18
12684	11.59	248	4.25	0.070	-1.89	AC	75.52	5.69
12684	8.12	250	5	0.050	-1.78	AC	75.52	8.49
12684	11.42	250	6.25	0.045	-1.72	C	75.56	8.16
12684	8.62	250	7	0.042	-1.73	C	75.61	9.61
12684	6.55	250	5	0.060	-1.62	AC	75.90	4.83

Table 2. Description of the mesoscale structures, the diameter of the float (2nd row is computed as the largest distance between two points of the float trajectory inside the eddy C for cyclonic, AC for anti-cyclonic)

The finely resolved Lagrangian trajectories of the floats (6-hourly positions, smoothed with a daily loess filter) allow us documenting mesoscale features that have influenced the drift of the float. The floats trajectories are indeed characterized by convoluted trajectories that are reminiscent of trajectories influenced by a combination of larger-scale currents superimposing on smaller-scale variability. Here, we aim at documenting those smaller-scale variabilities. For that, we us two different methods. First an ad-hoc method where we identify, by eye, all features in the trajectories that resemble what could be a mesoscale loop. A 'loop' was defined as portion of the trajectory that cross itself within a small time difference. Second, we use a Bivariate Empirical Mode Decompositions (see methods), to mathematically delineate low frequency paths and high frequency variability.

We identified, visually, looping features, which we next refer to as "mesoscale loop": whether these can actually be called mesoscale will be further discussed below. Among the four trajectories of the floats that sampled long enough that got positions for more than a month on the FRIS continental shelf, we identify 13 features on four trajectories that could be associated with "mesoscale loops" (Figure 9). These are characterized by their representative diameter (largest distance between two points of the float trajectory inside the loop) and rotation speed (Table 2). Their diameter ranges from $\sim$2-20 km (median : 8.62 km), with a rotational speed ranging from $\sim$3-15 cm s^{-1}. We note that this ad-hoc method is associated with methodological bias: first, the loops can be largely distorted by the background flow; second, the float can be positioned at varying distance from the centre of the loop affecting the recovered characteristics.

For each trajectory where a "mesoscale loop" was identified by eye, we now mathematically decompose it in modes and showing the highest mode as well as the residual trajectory. The method does not work on all the 11 features. For example on Figure 10f, the float 12686 displays a large and quasi-circular eddy that is easily detected by the EDM and represented with the higher decomposition mode in Figure 10f. For the 12682 float two eddies can be seen on Figure 10a-b, however only the

first is detected by the EMD algorithm as the second one does not have a circular shape, indeed with a zoom one can see that a smaller circular feature is found inside the second mesoscale loop, which is detected by the EMD algorithm as a rotating feature.

The most complex trajectory, of float 12684 (Figure 10c; Figure 9) went trough six mesoscale features, from what we identified by eye. As one can see with the residual trajectory drawn as the grey thin line, the EDM does not capture well the rotating features of this trajectory. The two higher of the four modes of decomposition are shown (Figure 10d-e) capturing the detected eddies, in reasonable size compared to the first method (Table 2). But this method does not seem fit for this kind of trajectory.

The EMD method was used to retrieve rotating feature within the float track without the background velocity, and we then recomputed properties of the loop. This method helps us to compute an alternative estimate of the radius of the eddy (Table 2). The size of the loops retrieved with the Bi-EMD is of similar magnitude as the diameter computed on the trajectories.

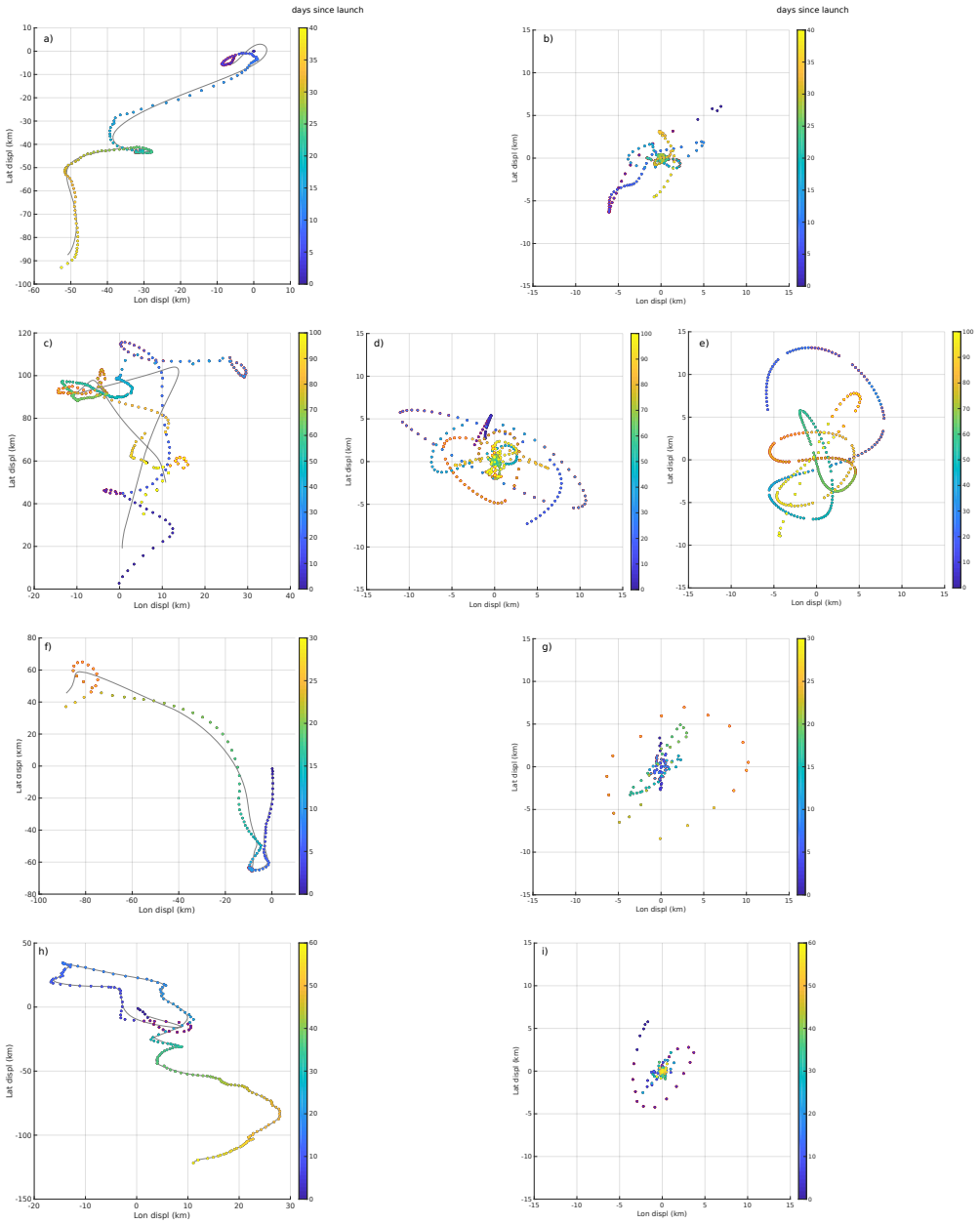


Figure 10. (a,c,f,h) Trajectories of, respectively, float 12682, 12684, 12686 and 12703. The colored dots represents the RAFOS smoothed positions and the color denotes the number of days since the launch, the grey thin line represents the residual trajectory computed by Bi-EDM . Points circled in red are mesoscale features detected by eyes. (b,d,e,g,i) Highest modes of decomposition by the Bi-EDM for, respectively, float 12682 (2nd mode), 12684 (3rd and 4th modes), 12686 (1st mode) and 12703 (1st mode). Points circled in red are those at the same than in the corresponding trajectories.

4 Discussion

We used autonomous floats in combination with mooring time-series to document circulation and water-masses on the southern Weddell Sea continental shelf, east and within the Filchner Trough. The year-long Lagrangian trajectories as well as the full-depth CTD profiles along those trajectories allow us to shed new light on pathways and time-scales associated with MWDW inflow on the continental shelf; the interplay between MWDW and ISW, east and within the Filchner Trough; and to document some of the mesoscale characteristics sampled by our instruments.

The floats sampled the inflow pathway of MWDW from the continental slope toward the continental shelf. Ryan et al. (2020) proposed that the heaving of the Antarctic Slope Front (ASF) was, in 2017, much more important than in other years allowing for warmer, saltier WDW to intrude on the continental shelf and for MWDW inflow to last longer. While our observations do not allow us to compare inflow across different years, they do show clear MWDW inflow in 2017, across two main passages at the continental sill, consistent with hypothesis proposed by (Ryan et al., 2020). The easternmost passage is a Small Trough, at ∼28°W, that was previously hypothesised but never demonstrated as a possible gateway for MWDW advection (e.g. Ryan et al., 2020); the westernmost passage is the northeastern corner of the Filchner Trough, at ∼30°W (Årthun et al., 2012).

Two of our floats passed through this Small Trough at ∼28°W, flowing at 400 dbar within MWDW for about one and two months (Figure 4a and Figure 7 a-d). The flow of MWDW at this small passage is further supported by one year of mooring time-series, located at the center of the passage (Figure 4c). The mooring observations show a southwestward inflow of MWDW, from February to April at 375m deep. Consistently, Labrousse et al. (2021) discussed the presence of a large pool of MWDW over the whole continental shelf east of the Filchner Trough, found as far east as 28°W, in 2017, although their observations of was slightly later in the year, in June and July. These range of observations describe therefore that the Small Trough at ∼28°W is supporting a MWDW pathway in summer, that in winter with the deepening of the Antarctic Slope Current (ASC) thermocline the MWDW inflow at ∼28°W stops, but that the MWDW inflow from the northeastern corner of the Filchner Trough continued at least until July 2017 (Ryan et al., 2020).

The proposed circulation is then two inflows of MWDW onto the Filchner Ronne continental shelf. One at 28°W flowing southwestward via the small trough and an other inflow at 31°W, on the eastern flank of the Filchner Trough, then circulating at shallow depth and spreading over the easternmost part of the continental shelf. This shallow continental shelf is then flooded with MWDW coming from this two pathways with possible mixing between those two flows until April 2017 and then by only the circulation of the Filchner Trough.

Our float observations consistently depicted that southward flowing MWDW on the eastern plateau eventually get entrained back in northward flowing flow along the eastern side of the Filchner Trough. This is consistent with the absence of MWDW close to FRIS that was earlier described from *in-situ* observations (Darelius et al., 2016). But here we document the MWDW pathway and the constraint of the flow explaining this. Further east, far from the trough, the MWDW could reach further south. When flowing southward close to the eastern slope of the Filchner Trough, MWDW eventually got mixed with ISW, and entrained back in a northward flow. Our observations confirm the importance of the ISW presence in blocking MWDW access

to FRIS cavity. Any change in ISW production, which are directly related to the sea-ice driven production of HSSW, would therefore feedback into changes in MWDW access to the FRIS cavity.

While our observations tend to describe an efficient northward ISW pathway on the eastern side of the Filchner Trough blocking MWDW access to FRIS cavity, the two floats that sampled ISW in the deeper part of the trough indicated convoluted trajectories and long resident time-scale. The two floats drifting in the deeper part of the trough circulated northward, then southward, sampling both the western side and eastern side of the Trough. While, the recovery of trajectories was relatively poor for those two floats, their observations and irregular positioning (either through RAFOS or GPS) clearly indicated that ISW in the deeper part of the depression stays in the region and recirculate for a long time. While one of the two floats stayed in the region at least for one year (12679), the second float re-surfaced in the same region four years after its deployment (12684). The outflow of ISW is therefore likely to be confined to specific efficient pathways, arguably on the flanks of the Filchner Trough, with a residence time of ISW that can be very long (several years) within the Trough.

The unique set of Lagrangian observations used in the present study allow to document for the first time mesoscale characteristics observed on the continental shelf. Mesoscale activity has been proposed to be an important element of the southward transport of MWDW across the continental slope and onto the shelf (Stewart and Thompson, 2015; Stewart et al., 2018, 2019). Although there was for now no observations of such eddy activity due to observational constraint, our float observations uncover some eddy activity and eddy characteristics on the continental shelf. We acknowledge however that the low number of events sampled preclude any statically robust conclusion on eddy characteristics in the region.

Among the 11 eddy-like loops observed in the float trajectories, 2 have a radii superior to 10 km, 4 are between 5 and 10 km and 5 are smaller than 5 km. Depending on the methodology used, we found the mean radius of continental shelf eddies to be 9.361 ± 5.221 km or 8.05 ± 4.18 km (mean $\pm$ standard deviation). These length scale are entirely consistent different with estimates of the first surface mode deformation radius of e.g. Lacasce and Groeskamp (2020) presenting length scale of 0-5 km on the eastern shallow part of the shelf, and 5-10 km in the deeper Filchner Trough. All of our detected loops are within the range of these estimated length scale corroborating the scale of eddies in continental shelf. Our observations allow us to only acknowledge the presence of such eddies and their typical sizes, but are not sufficient, as such, to assess their impact on MWDW transport and mixing. We note however that most of these eddy-like loops sampled on the eastern slope of the Filchner Trough (e.g. 12684 which stayed on the eastern slope of the Trough sampled at least 6 eddies in the first 100 days of its drift), suggesting the region is probably prone to eddy activity, consistent with the observed presence of a strong horizontal shear due to proximity of the southward and northward pathways along the eastern slope.

5 Conclusions

The first Lagrangian float observations were acquired over the Filchner-Ronne continental shelf from 2017 onward. This data set provide us with wintertime observations, combining full depth profiles and high resolution (6-hourly) Lagrangian trajectories acquired under sea-ice by acoustic positioning. Two MWDW inflows gateway are documented: the easternmost passage is a small trough, at $\sim 28^{\circ}$W, that was previously hypothesised but never demonstrated observed as a MWDW passage;

the westernmost passage is the northeastern corner of the Filchner Trough, at $\sim$30°W. The two gateways have slightly different seasonal cycles, and both are important for the seasonal MWDW flooding of the eastern plateau, east of the Filchner Trough. Our observations confirm the importance of the interplay between ISW and MWDW on the continental shelf, with the presence of ISW on the eastern flank of the Filchner Trough appearing as blocking MWDW access to FRIS cavity, by consistently entraining and mixing MWDW within an efficient ISW northward flow over the eastern slope of the Filchner Trough. Within the Trough the circulation of ISW appears more convoluted and associated with recirculations, with time-scale of recirculation up to at least four years, as indicated by one of our float. Finally, we document the presence of mesoscale eddies of typical size ranging from $\sim$3 to 20 km, consistent with theoretical eddy length scales, and with some hints of higher eddy activity over the eastern slope of the Filchner Trough than the eastern shallower plateau. In summary, the set of autonomous floats presented here are a promising tool to observed year-round hydrography and circulation of the Antarctic continental shelves.

Acknowledgements. This project has received funding from the European Research Council (ERC) under the European Union's Horizon 2020 research and innovation program (Grant WAPITI 637770). The authors would like to express their gratitude to the officers and crews of RV Polarstern (Cruise PS129) and the James Clark Ross (cruise JR16004) for their efficient assistance. Thanks to S. Ryan for the fruitful discussions. Thanks to T.Lebrun for his work on the floats data, M.Janout, M.Monsees and H.Le Goff for the mooring work. Wapiti cruise are available online at (https://doi.org/10.17882/54012)

References

Årthun, M., Nicholls, K. W., Makinson, K., Fedak, M. A., and Boehme, L.: Seasonal inflow of warm water onto the southern Weddell Sea continental shelf, Antarctica, Geophysical Research Letters, 39, 2012.

CARMACK, E. C.: Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front, A voyage of discovery, 70, 15–42, 1977.

Daae, K., Hattermann, T., Darelius, E., and Fer, I.: On the effect of topography and wind on warm water inflow—An idealized study of the southern Weddell Sea continental shelf system, Journal of Geophysical Research: Oceans, 122, 2622–2641, 2017.

Daae, K., Hattermann, T., Darelius, E., Mueller, R., Naughten, K., Timmermann, R., and Hellmer, H.: Necessary conditions for warm inflow toward the Filchner Ice Shelf, Weddell Sea, Geophysical Research Letters, 47, 1–11, 2020.

Darelius, E. and Sallée, J.-B.: Seasonal outflow of ice shelf water across the front of the Filchner ice shelf, Weddell Sea, Antarctica, Geophysical research letters, 45, 3577–3585, 2018.

Darelius, E., Makinson, K., Daae, K., Fer, I., Holland, P. R., and Nicholls, K. W.: Hydrography and circulation in the Filchner depression, Weddell Sea, Antarctica, Journal of Geophysical Research: Oceans, 119, 5797–5814, 2014.

Darelius, E., Fer, I., and Nicholls, K. W.: Observed vulnerability of Filchner-Ronne Ice Shelf to wind-driven inflow of warm deep water, Nature communications, 7, 1–7, 2016.

Dinniman, M. S., Klinck, J. M., and Smith Jr, W. O.: A model study of Circumpolar Deep Water on the West Antarctic Peninsula and Ross Sea continental shelves, Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 58, 1508–1523, 2011.

Dupont, T. and Alley, R. B.: Assessment of the importance of ice-shelf buttressing to ice-sheet flow, Geophysical Research Letters, 32, 2005.

Foldvik, A., Gammelsrød, T., and Tørresen, T.: Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf, Oceanology of the Antarctic continental shelf, 43, 5–20, 1985.

Fox, A. J., Paul, A., and Cooper, R.: Measured properties of the Antarctic ice sheet derived from the SCAR Antarctic digital database, Polar Record, 30, 201–206, 1994.

Gordon, A. L., Zambianchi, E., Orsi, A., Visbeck, M., Giulivi, C. F., Whitworth III, T., and Spezie, G.: Energetic plumes over the western Ross Sea continental slope, Geophysical Research Letters, 31, https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2004GL020785, 2004.

Hazel, J. E. and Stewart, A. L.: Bistability of the Filchner-Ronne Ice Shelf Cavity Circulation and Basal Melt, Journal of Geophysical Research: Oceans, 125, e2019JC015 848, 2020.

Hellmer, H. H., Kauker, F., Timmermann, R., Determann, J., and Rae, J.: Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current, Nature, 485, 225–228, 2012.

Hellmer, H. H., Kauker, F., Timmermann, R., and Hattermann, T.: The fate of the southern Weddell Sea continental shelf in a warming climate, Journal of Climate, 30, 4337–4350, 2017.

Janout, M. A., Hellmer, H. H., Schröder, M., and Wisotzki, A.: Physical oceanography during POLARSTERN cruise PS111 (ANT-XXXIII/2), https://doi.org/10.1594/PANGAEA.897280, 2019.

Jourdain, N. C., Asay-Davis, X., Hattermann, T., Straneo, F., Seroussi, H., Little, C. M., and Nowicki, S.: A protocol for calculating basal melt rates in the ISMIP6 Antarctic ice sheet projections, The Cryosphere, 14, 3111–3134, 2020.

Klatt, O., Boebel, O., and Fahrbach, E.: A profiling float's sense of ice, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 24, 1301–1308, 2007.

Labrousse, S., Ryan, S., Roquet, F., Picard, B., McMahon, C. R., Harcourt, R., Hindell, M., Le Goff, H., Lourenco, A., David, Y., et al.: Weddell seal behaviour during an exceptional oceanographic event in the Filchner-Ronne Ice Shelf in 2017, Antarctic Science, pp. 1–13, 2021.

Lacasce, J. H. and Groeskamp, S.: Baroclinic modes over rough bathymetry and the surface deformation radius, Journal of Physical Oceanography, 50, 2835–2847, 2020.

Lago, V. and England, M. H.: Projected slowdown of Antarctic Bottom Water formation in response to amplified meltwater contributions, Journal of Climate, 32, 6319–6335, 2019.

McDougall, T. J. and Barker, P. M.: Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) oceanographic toolbox, SCOR/IAPSO WG, 127, 1–28, 2011.

Moorman, R., Morrison, A. K., and Hogg, A. M.: Thermal responses to Antarctic ice shelf melt in an eddy rich global ocean–sea-ice model, Journal of Climate, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0846.1, 2020.

Naughten, K. A., De Rydt, J., Rosier, S. H., Jenkins, A., Holland, P. R., and Ridley, J. K.: Two-timescale response of a large Antarctic ice shelf to climate change, Nature Communications, 12, 1–10, 2021.

Nicholls, K., Boehme, L., Biuw, M., and Fedak, M. A.: Wintertime ocean conditions over the southern Weddell Sea continental shelf, Antarctica, Geophysical Research Letters, 35, 2008.

Nicholls, K., Østerhus, S., Makinson, K., Gammelsrød, T., and Fahrbach, E.: Ice-ocean processes over the continental shelf of the southern Weddell Sea, Antarctica: A review, Reviews of Geophysics, 47, 2009.

Orsi, A. H., Johnson, G. C., and Bullister, J. L.: Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water, Progress in Oceanography, 43, 55–109, 1999.

Paolo, F. S., Fricker, H. A., and Padman, L.: Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating, Science, 348, 327–331, 2015.

Porter, D. F., Springer, S. R., Padman, L., Fricker, H. A., Tinto, K. J., Riser, S. C., Bell, R. E., and Team, R.-I.: Evolution of the seasonal surface mixed layer of the Ross Sea, Antarctica, observed with autonomous profiling floats, Journal of Geophysical Research: Oceans, 124, 4934–4953, 2019.

Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., van den Broeke, M., van Wessem, M. J., and Morlighem, M.: Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017, Proceedings of the National Academy of Sciences, 116, 1095–1103, 2019.

Rilling, G., Flandrin, P., Gonçalves, P., and Lilly, J. M.: Bivariate empirical mode decomposition, IEEE signal processing letters, 14, 936–939, 2007.

Rossby, T. and Webb, D.: Observing abyssal motions by tracking Swallow floats in the SOFAR channel, in: Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, vol. 17, pp. 359–365, Elsevier, 1970.

Rossby, T., Dorson, D., and Fontaine, J.: The RAFOS system, Journal of atmospheric and oceanic technology, 3, 672–679, 1986.

Rossby, T., Ellis, J., and Webb, D.: An efficient sound source for wide-area RAFOS navigation, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 10, 397–403, 1993.

Ryan, S., Schröder, M., Huhn, O., and Timmermann, R.: On the warm inflow at the eastern boundary of the Weddell Gyre, Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 107, 70–81, 2016.

Ryan, S., Hattermann, T., Darelius, E., and Schröder, M.: Seasonal cycle of hydrography on the eastern shelf of the F ilchner T rough, W eddell S ea, A ntarctica, Journal of Geophysical Research: Oceans, 122, 6437–6453, 2017.

Ryan, S., Hellmer, H. H., Janout, M., Darelius, E., Vignes, L., and Schröder, M.: Exceptionally Warm and Prolonged Flow of Warm Deep Water toward the Filchner-Ronne Ice Shelf in 2017, Geophysical Research Letters, n/a, e2020GL088 119, https://doi.org/10.1029/2020GL088119, e2020GL088119 2020GL088119, 2020.

Schmidtko, S., Heywood, K. J., Thompson, A. F., and Aoki, S.: Multidecadal warming of Antarctic waters, Science, 346, 1227–1231, 2014.

Schröder, M. and Wisotzki, A.: Physical oceanography during POLARSTERN cruise PS82 (ANT-XXIX/9), https://doi.org/10.1594/PANGAEA.833299, 2014.

Siegelman, L., Roquet, F., Mensah, V., Rivière, P., Pauthenet, É., Picard, B., and Guinet, C.: Correction and accuracy of high-and low-resolution CTD data from animal-borne instruments, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 36, 745–760, 2019.

Silvano, A., Rintoul, S. R., Kusahara, K., Peña-Molino, B., van Wijk, E., Gwyther, D. E., and Williams, G. D.: Seasonality of warm water intrusions onto the continental shelf near the Totten Glacier, Journal of Geophysical Research: Oceans, 124, 4272–4289, 2019.

Stewart, A. L. and Thompson, A. F.: Eddy-mediated transport of warm Circumpolar Deep Water across the Antarctic shelf break, Geophysical Research Letters, 42, 432–440, 2015.

Stewart, A. L., Klocker, A., and Menemenlis, D.: Circum-Antarctic shoreward heat transport derived from an eddy-and tide-resolving simulation, Geophysical Research Letters, 45, 834–845, 2018.

Stewart, A. L., Klocker, A., and Menemenlis, D.: Acceleration and overturning of the Antarctic Slope Current by winds, eddies, and tides, Journal of Physical Oceanography, 49, 2043–2074, 2019.

Talley, L. D.: Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and transports, Oceanography, 26, 80–97, 2013.

Thompson, A. F., Stewart, A. L., Spence, P., and Heywood, K. J.: The Antarctic Slope Current in a changing climate, Reviews of Geophysics, 56, 741–770, 2018.

Timmermann, R. and Hellmer, H. H.: Southern Ocean warming and increased ice shelf basal melting in the twenty-first and twenty-second centuries based on coupled ice-ocean finite-element modelling, Ocean Dynamics, 63, 1011–1026, 2013.

Vernet, M., Geibert, W., Hoppema, M., Brown, P. J., Haas, C., Hellmer, H., Jokat, W., Jullion, L., Mazloff, M., Bakker, D., et al.: The Weddell Gyre, Southern Ocean: present knowledge and future challenges, Reviews of Geophysics, 57, 623–708, 2019.

Wong, A. P. and Riser, S. C.: Profiling float observations of the upper ocean under sea ice off the Wilkes Land coast of Antarctica, Journal of Physical Oceanography, 41, 1102–1115, 2011.

3 Conclusion

Dans cette étude, j'ai analysé des données de flotteurs autonomes profilants, récoltées pour la première fois sur le plateau continental du sud-ouest de la mer de Weddell. Ces flotteurs, déployés en 2017 dans la région de la Dépression de Filchner, échantillonnent sur de nombreux mois l'hydrographie et la dynamique de la région. Les données récoltées complémentent les études précédemment publiées dans la région sur la situation du plateau continental de FRIS en 2017 avec des instruments d'observations plus classique pour cette zone : des mouillages instrumentés [Ryan *et al.* 2020] et des balises portées par des phoques de Weddell [Labrousse *et al.* 2021].

L'utilisation de ces flotteurs est généralement restreinte aux zones d'océan libre de glace de mer, en faisant un outil efficace pour étudier les bassins Atlantique, Pacifique et Indien [Jayne *et al.* 2017]. Nos observations viennent donc compléter le peu de déploiements présents dans la région sub-austral [Klatt *et al.* 2007, Wong & Riser 2011, Reeve *et al.* 2019] et l'encore plus faible nombre de ces déploiements sur les plateaux continentaux antarctiques [Porter *et al.* 2019, Silvano *et al.* 2019]. Pour la première fois dans la zone de la marge continentale antarctique le positionnement des flotteurs sous la glace a été rendu possible grâce à l'utilisation du système RAFOS [Rossby *et al.* 1986].

Nos observations apportent pour la première fois des observations d'un afflux de MWDW à l'est de la Dépression de Filchner, dans un canyon peu profond que nous nommons la *Petite Dépression* et qui sont complétées par des observations d'un mouillage déployé en 2017 dans cette même dépression. L'arrivée d'eaux chaudes plus marquée et plus prolongée en 2017 observé par [Ryan *et al.* 2017] à 76°S est échantillonnée par les profils des flotteurs à plusieurs latitudes. En accord avec les données de [Labrousse *et al.* 2021], nous observons que le plateau peu profond à l'est de la Dépression de Filchner est "envahi" de MWDW de l'été à l'hiver austral.

Ces données mettent également en exergue la pente est de la Dépression de Filchner comme un lieu de mélange et de circulation complexe, permettant de poser les premières hypothèses expliquant la différence entre les arrivées de MWDW au nord du plateau continental de FRIS [Årthun *et al.* 2012] et le fait que ces MWDW n'atteignent généralement pas l'entrée de la cavité glaciaire de FRIS au niveau de la Dépression de Filchner [Foldvik *et al.* 1985, Årthun *et al.* 2013, Darelius *et al.* 2016].

Grâce au positionnement RAFOS je montre dans cette étude les premières observations de tourbillons méso-échelles observées sur le plateau continental de FRIS. Un flotteur en particulier, a échantillonné au moins six tourbillons sur la pente est de la Dépression de Filchner. Remettant encore une fois en lumière cette région dynamique très importante pour le plateau continental de FRIS, où les MWDW, menaçant la plateforme glaciaire de fonte, s'écoulent vers le sud au côté des ISW sortant de la cavité glaciaire et s'écoulant vers le nord [Ryan *et al.* 2017]. Contrairement à la zone centrale du plateau continental de FRIS où le contenu de chaleur accédant à FRIS est régulé par les interactions air-banquise-océan (comme montré dans le **Chapitre II**; [Vignes et al, en révision]), dans la partie est du plateau continental la dynamique régulant la fraction de MWDW atteignant FRIS est encore très mal comprise. Un mélange entre ces deux masses d'eaux sur la pente de la Dépression de Filchner pourrait être un facteur potentiel de la diminution du contenu de chaleur atteignant la plateforme glaciaire. Une redirection de la circulation de MWDW vers le nord pourrait être une autre explication, aucun des flotteurs ne circulant dans cette masse d'eau n'ayant atteint FRIS, mais ayant tous recirculé vers le nord avant 77°S.

Cette étude met donc en avant l'utilité de ces flotteurs dans cette zone complexe à observer, motivant potentiellement des déploiements supplémentaires de flotteurs ainsi que de mouillages équipés de sources sonores sur les plateaux continentaux antarctiques. Lors de la dernière campagne en mer de Weddell, une nouvelle série de trois flotteurs, ainsi que trois mouillages équipés de sources sonores ont été déployés sur la pente continentale du plateau de Filchner-Ronne [Hellmer 2020],

montrant l'intérêt grandissant des sciences polaires pour de tels instruments.

Chapitre IV

La pente continentale du plateau de la mer de Weddell comme barrière topographique contrôlant les arrivées d'eaux chaudes en direction des plateformes glaciaires

---

1 Introduction

1.1) Préambule

Dans les deux chapitres précédents nous avons étudié les circulations d'eaux chaudes sur le plateau continental de FRIS, dans ce chapitre nous nous déplaçons plus au nord pour étudier les intrusions de ces eaux chaudes depuis la pente sur le plateau continental.

Dans ce chapitre j'expose les résultats préliminaires de l'étude que j'ai menée dans le cadre du projet européen TOBACO, sur l'étude en cuve tournante de la dynamique du courant de pente en mer de Weddell. Nous y explorons notamment le régime de certains paramètres de la région (de la structure du courant de pente et de la structure topographique) pour étudier leur influence sur l'intrusion des Warm Deep Water (WDW) sur le plateau continental de la mer de Weddell et dans la Dépression de Filchner.

Comme nous l'avons montré précédemment, ces intrusions de WDW jouent un rôle dans la stabilité de la calotte glaciaire antarctique, par interaction avec les plateformes glaciaires la stabilisant. Ce rôle des WDW nous encourage fortement à nous intéresser à l'étude de la dynamique d'arrivée d'eaux chaudes en direction de ces plateformes de glace. Dans le premier chapitre de cette thèse, nous avons pu montrer un des mécanismes en jeu régulant l'accès de chaleur à FRIS pendant la circulation des masses d'eaux sur le plateau. Cependant, des interrogations restent en suspens sur la dynamique permettant l'accès de ces masses d'eaux au plateau continental. Le rôle de la dynamique du courant le long de la pente, ainsi que celui des éléments topographiques du plateau restent encore peu clairs.

Ces eaux chaudes circulent à des profondeurs intermédiaires (400-800 m) le long de la pente continentale et doivent franchir deux barrières pour atteindre les cavités glaciaires : l'entrée du plateau continental et le bord de la plateforme glaciaire. En effet, au niveau de ces deux barrières la colonne d'eau rencontre un grand changement de sa hauteur. La conservation de la vorticité potentielle f/H (avec f la force de Coriolis et H la hauteur de la colonne d'eau) pour un écoulement géostrophique et barotrope créé dans une zone régionale où f ne varie donc que peu, contraint l'écoulement par la hauteur de la colonne d'eau. Le long de la pente antarctique, au niveau de la mer de Weddell, s'écoule le Courant de Pente Antarctique, courant qui est entrainé en surface par des vents d'est. Ce courant a une composante barotrope ainsi qu'une composante barocline [Núñez-Riboni & Fahrbach 2009], et il transporte en profondeur les eaux relativement chaudes que sont les Warm Deep Water.

De nombreuses plateformes glaciaires antarctiques sont reliées à l'océan ouvert par des dépressions ou des canyons. Il a été montré que ces dépressions topographiques aident les échanges entre la pente continentale et les cavités glaciaires que ce soit par l'export des eaux ISW sortant de sous les plateformes glaciaires ou par l'apport d'eaux chaudes situées hors du plateau continental [Morrison *et al.* 2020, St-Laurent *et al.* 2013, Walker *et al.* 2007]. Au niveau de la mer de Weddell, il s'agit des deux dépressions nommées Filchner et Centrale qui concentrent les circulations de MWDW en direction de FRIS, comme montré dans le **Chapitre II** de cette étude [Vignes et al, en révision]. Dans les endroits où ces canyons sont présents nous observons au niveau de la bathymétrie une divergence des contours isobathes et donc une possible divergence du courant avec une redirection vers le sud, en direction de la plateforme glaciaire. Mais l'effet de cette divergence topographique et son impact sur la direction du courant sont encore mal compris.

C'est sur cette question et sur la barrière topographique située à l'entrée du plateau continental, que se concentre les expériences auxquelles j'ai participé pendant un mois sur la plateforme Coriolis de Grenoble. Je présente ici un travail en cours, montrant les premiers résultats et premières questions qu'ont pu soulever ces expériences. La deuxième étude effectuée sur cette plateforme, porte sur la barrière topographique située à l'entrée d'une cavité glaciaire, où la colonne d'eau est

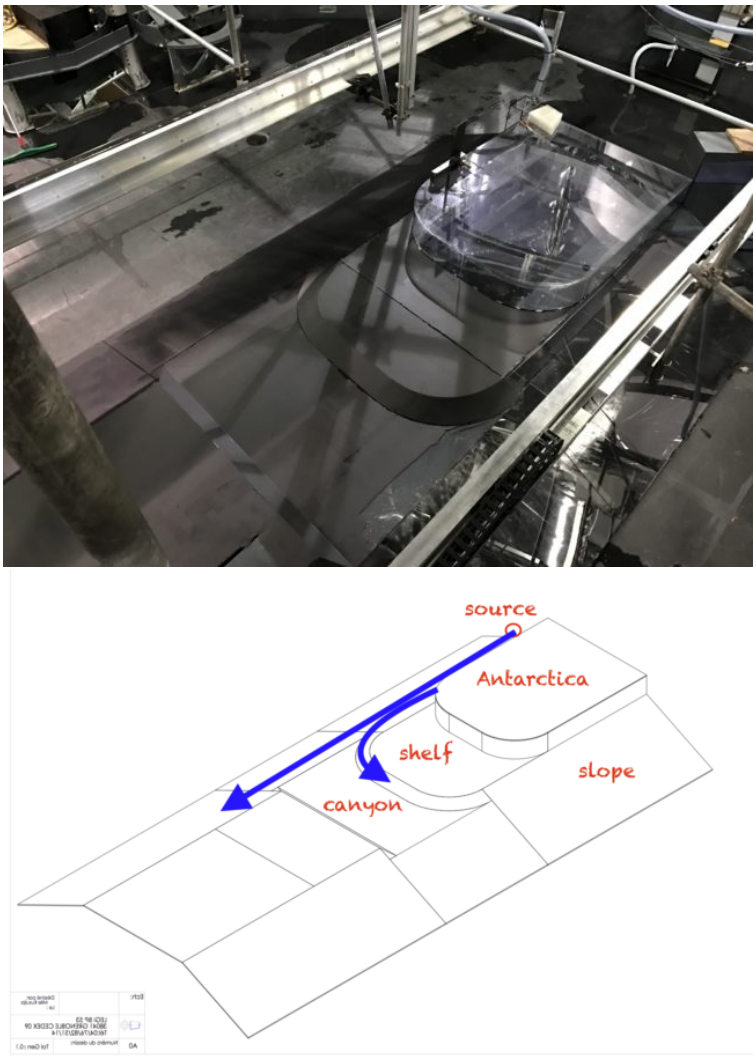


FIGURE IV.1: a) Photographie de la topographie utilisée dans les expériences, placée dans la plateforme Coriolis b) Schéma de la même topographie avec en rouge les noms des principaux éléments topographiques, le rond rouge représente l'emplacement initial de la source d'eau. Les flèches bleues représentent les principaux chemins du courant barotrope.

subitement réduite à cause de l'épaisseur de la plateforme glaciaire. Les résultats de ces expériences ont été comparés avec des observations de mouillages et une étude numérique [Wåhlin *et al.* 2020].

1.2) Présentation des expériences

Les expériences ont été effectuées dans la cuve Coriolis du *LEGI* de Grenoble (Laboratoire des écoulements géostrophiques et industriels).

Cette cuve de 13m de diamètre offre la possibilité d'effectuer une expérience sous l'influence de la force de Coriolis, permettant de nombreux avantages comme de pouvoir avoir des tailles topographiques comparables au rayon de déformation de Rossby, ainsi qu'un courant épais par rapport à l'épaisseur de la couche d'Ekman et donc un effet moins important de la friction.

Une topographie en plexiglas de 705cm de long, 355cm de large et une hauteur maximale de 80cm a été utilisée dans le cadre de ces expériences (Figure IV.1). La topographie représente de façon simplifiée les principales zones topographiques de l'est du plateau continental de la mer de Weddell :

— La partie la plus à gauche et la plus élevée de la topographie représente le continent antarc-

tique, qui était non immergée pendant les expériences
- A droite de ce "continent" un plateau de 101cm de largeur et de 50cm de hauteur, représente le plateau continental entre la Dépression de Filchner et le continent antarctique en mer de Weddell.
- Une pente, séparant le plateau continental et la Dépression de Filchner d'une hauteur de 7.5cm et d'une largeur de 15cm
- Au bout de cette pente, un canyon situé à 42.5cm au-dessus du fond de la cuve et mesurant 80cm de large
- Une nouvelle pente de 10cm de large et de nouveau 7.5cm de haut sépare le canyon d'un nouveau plateau qui ne sera pas étudié pendant ces expériences
- L'élément topographique représentant la pente continentale sur lequel coule le Courant de Pente Antarctique est visible au premier plan du schéma et est une pente d'une largeur de 103cm et d'un angle de 26°.

Sur le schéma de la Figure IV.1b, les éléments topographiques au niveau de ces "coins topographiques" étaient amovibles, avec des angles droits ou des angles arrondis permettant de changer le rayon de courbure aux lieux des divergences topographiques. Ces deux endroits sont à l'ouverture entre le continent antarctique et le plateau continental et ensuite entre le plateau continental et le canyon.

De l'eau représentant le Courant de Pente Antarctique est injectée par une source placée en haut de la pente, contre le "continent", en amont des éléments topographiques afin de laisser du temps à l'écoulement pour qu'il soit stationnaire et purement barotrope ou barocline selon le cas voulu.

Plusieurs paramètres sont modifiés afin de pouvoir comprendre quels sont ceux qui ont une influence sur la redirection du courant s'écoulant le long de pente dans le canyon ou sur le plateau continental, et quantifier cette influence :
- H la hauteur de la colonne d'eau, modifiant ainsi l'impact de ΔH la pente séparant le plateau continental du canyon, représenté par le paramètre adimensionnel h=$\frac{\Delta H}{H}$.
- Q le débit de l'eau sortant de la source, modifiant ainsi la vitesse du courant s'écoulant sur la pente, ainsi que sa largeur.
- T_{rot} la vitesse de rotation de la plateforme Coriolis, modifiant ainsi le paramètre de Coriolis f.
- La présence ou non des coins amovibles, modifiant ainsi le rayon de courbure des divergences bathymétriques.
- $\Delta\rho$ la différence de densité entre l'eau présente dans la cuve et l'eau injectée dans la cuve. Dans le cas où $\Delta\rho = 0$ nous sommes en présence du courant barotrope, autrement ce paramètre peut varier afin d'obtenir différents types de courants baroclines.

1.3) Acquisition et traitement des données

L'acquisition des données pour ces expériences était effectuée via le biais de deux caméras, placées au-dessus de l'expérience et filmant chacune des divergences bathymétriques. L'eau injectée via la source contenait des micro-billes fluorescentes en densité plus importantes que l'eau de la cuve. Nous pouvons ainsi visualiser le courant injecté à l'aide d'une nappe laser placée à l'horizontal et illuminant ces billes fluorescentes à une profondeur choisie. La nappe laser était fixée à une hauteur choisie, parrallèle au sol, et des caméras prenaient des photographies à un pas de temps choisi. Nous obtenons alors des champs de vitesse 2D de l'écoulement à une profondeur voulue. Quand les expériences paraissaient stationnaires (observations à l'oeil), c'est à dire qu'elle ne variait plus en fonction du temps, nous utilisions un autre moyen d'observation. La nappe laser parallèle au sol, fixe dans la première partie des expériences, variait de profondeur, scannant la cuve sur plusieurs

profondeurs, permettant une cartographie 3D de l'écoulement stationnaire.

Une fois ces photographies récupérées, nous avons appliqué une série de traitements numériques à l'aide d'un logiciel développé par le LEGI :

- Après l'extraction des données, une première étape était de supprimer les données de fond, c'est à dire les particules photographiées qui étaient immobiles.
- Un PIV (Particle Image Velocimetry) était ensuite effectué par le logiciel sur les photographies des deux caméras, consistant à prendre deux images consécutives en connaissant le pas de temps entre ces deux images. Le logiciel estime la position de chaque particule dans les deux images et peut donc déterminer la distance effectuée par la particule entre les deux images, et donc avec le temps séparant les deux images, trouver la vitesse de ces particules. Cette étape permet de convertir les photographies du courant en champs de vitesse 2D.
- La dernière étape consiste à combiner les deux caméras afin d'obtenir un unique champ de vitesse.

Une caméra placée en amont de la source, couplée à une nappe laser verticale permet également de visualiser le profil vertical du courant sur la pente. Cela pour permettre, entre autres, de visualiser la forme du profil du courant de pente, pour vérifier la barotropicité du courant ou étudier les différents types de profils baroclines en fonction de $\Delta\rho$.

Après l'obtention des champs de vitesse, la recherche d'une métrique liant les expériences pour pouvoir les comparer était nécessaire. La méthode qui a été choisie pour aborder cette analyse a été de placer des particules virtuelles dans la partie en amont des éléments topographiques, le long de la pente, et de suivre leur trajectoires, advectées à chaque pas de temps par le champ de vitesse récupéré grâce au traitement des donnés.

Dans ce chapitre je présente les résultats préliminaires des expériences effectuées pour tester la sensibilité d'un courant barotrope et barocline aux différents paramètres listés ci-dessus, et d'en étudier la dynamique.

2 Draft : *Topographic barriers and warm ocean currents controlling Antarctic ice shelf melting*

Topographic barriers and warm ocean currents controlling Antarctic ice shelf melting

Lucie Vignes[1], Elin Darelius[2,3], Nadine Steiger[2,3], Svenja Ryan[4], Joel Sommeria[5], and Samuel Viboud[5]

[1]Laboratoire d'Océanographie et du Climat, Sorbonne Université / CNRS, Paris, France

[2]Bjerknes Centre for Climate Research, University of Bergen, Bergen, Norway

[3]Geophysical Institute, University of Bergen, Bergen, Norway

[4]Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, USA

[5]Laboratoire des Écoulements Géophysiques et Industriels, Université Grenoble-Alpes, Grenoble, France

Abstract.

1 Introduction

The ice shelves surrounding the Antarctic Continent are threatened by warm water advection which may induce a large loss of mass and a possible destabilization of the Antarctic Ice Sheet, leading to a potential collapse of the Antarctic Ice Sheet. The West Antarctic Ice Shelves such as in the Bellingshausen Sea and the Amundsen Sea are already thinning up to 6.8m per year due to ocean interaction (Pritchard et al., 2012). The thinning is due to basal melt which implies heat intrusions into the sub-ice-shelf cavities via the incursions of Circumpolar Deep Water (CDW). CDW is originally found in the Antarctic Circumpolar Current and is relatively warm (over 1°C) and dense. In places like West Antarctic Seas the CDW is flowing eastward close to the Antarctic coast and is then channelled at depth allowing water to flow beneath the ice shelf (Wåhlin et al., 2010; Wåhlin et al., 2021).

In East Antarctic Ice Shelves the thinning has a much lower rate per year (Rignot et al., 2019); for some of the ice shelves the reason is that they are separated from the CDW circulation, such as in the Ross and the Weddell Seas, by large gyres. In these two seas water temperatures near and inside the ice shelf cavities are close to the surface freezing point (Nicholls et al.; Paolo et al., 2015).

However observations of theses warm waters on the continental shelf already exist in the Weddell Sea. Hydrographic sections from the eastern flank of the Filchner Trough show warm water intrusions along the 400m isobath during the austral summer in January 2013, these warm water where observed as far south as 76°S (Darelius et al., 2014). These observations have been

completed by a mooring sampling from January 2013 to 2014, on the eastern flank of the Filchner Trough at 77° South showing warm intrusion even at this latitude (Darelius et al., 2016). These moorings data, along with those from a mooring placed at 74.7°S are showing a seasonal variability of the warm water inflow. They are completed by moorings data at 76°S showing this warm inflow in 2014 and 2015 (Ryan et al., 2017) and once again in 2016 and 2017 (Ryan et al., 2020). A mooring sampling from March 2007 to July 2009 on the northeast part of the Filchner Trough, observed intrusion of warm water at depth, around 450m, during the austral summer, from January to the end of March (Årthun et al., 2012). The warm branch of the Weddell Gyre is then seasonally allowed to detached from the slope and to flow southward on the continental shelf toward the Filchner Ice Shelf.

Factors that could allow this seasonal flow from the slope into the Filchner Depression are linked to wind stress variability (Årthun et al., 2012) and variability in mixing processes due to change in stratification (Pereira et al., 2002).

To begin the study of these factors on the variability of the CDW flow over the continental slope, several experiments have been conducted testing the behavior of both barotropic and baroclinic flow on a channel-like topography encoutering a shelbreak jet. The scalings of the experiments have been computed to simulate the Weddell Sea continental shelf. Some tank experiments and simplified models have already been studying the interaction between a current and topographic elements with slight differences with the geometry of the Weddell Sea continental shelf (Williams et al., 2001b; Sutherland and Cenedese, 2009; Cenedese et al., 2005).

An experimental study on coastal current in a rotating environment encountering a change of depth has been carried out in an enclosed basin (Cenedese et al., 2005). Three behaviors have been shown by these experiments : a coastal circulation along the wall, a bifucartion along the slope and a retroflection on the shallow region.

These behaviors for a barotropic flow are thought to be determined by the upstream velocity of the flow, which can vary in these experiments with the variation of the outflow and of the water column depth. A barotropic, geostrophic flow is constrained to follow isobaths (conserving potential vorticity), the conservation of potential vorticity along a streamline is

$$\frac{d}{dt}\left(\frac{f+\omega}{h}\right) = 0$$

Where f is the Coriolis parameter, ω the potential vorticity and h the water column height. Due to this conservation the upcoming flow is supposed to follow the topographic contours, but on the experiments by Cenedese et al. (2005) as well as the in-situ data of the Weddell Sea, show different behavior that led to this question : what dynamics drive the water inflow to follow the isobaths or to detach ?

The setup, analysis of the data as well as used parameters are displayed in Section 2. The primarily results of the experiments and the interesting points are shown in Section 3. In Section 4 a discussion of the points raised in the previous section is set, as well as a short comparison with the in-situ data of the Wedell Sea.

2 Data and methods

2.1 Experimental setup

The experiments were conducted on the Coriolis rotating platform, in a 13 m diameter tank. Figure 1 shows a sketch of the experimental setup. A bathymetry representing an idealized Antarctic continental shelf and slope system was built up in the tank and painted black, the entire bathymetry had a length of 7 meters. A sloping bottom, making an angle 26° with the horizontal (i.e. $s = tan\alpha = 0.5$), representing the continental slope, was attached to horizontal plates of different height representing the Antarctic continent ($H > 0.7$m) and the continental shelf ($H = 0.50$m) respectively. The coast was represented by a vertical wall and the continental shelf was cross cut by a trough ($H > 0.42$m). The radius of curvature, r_c at the points where the continental shelf and the trough opened up was changed between $r_c = 0$m (i.e. a sharp corner) to $r_c = 0.5$m (i.e. a round corner) using a lose piece that could easily be attached and removed. The same apparatus was used on the point where the continent leaves room to the continental shelf. These are shown on Figure 1 with the yellow corners. A source was placed on the top of the slope, adjacent to the vertical wall of the continent. The source consisted of a plastic box which was 20 cm wide and extended down to the sloping bottom. To minimize turbulence at the source the opening was covered by foam and an assemblage of thin plastic tubes through which the injected water flowed. The source width was kept constant for all experiments.

Two lasers were placed in the tank: one producing a horizontal laser sheet (parallel to the bottom) and one producing a vertical sheet (perpendicular to the slope and the bottom). The experiments were visualized using three cameras: one Falcon1 camera looking in from the side of the tank and two PCO.edge5.5 CMOS cameras looking down at the tank from above. Neutrally buoyant particles of size 30-60 μm were added to the ambient water and, in higher concentrations, to the injected water.

The tank was initially filled with water of a density $\rho = \rho_1$ to a depth D and spun up to a rotation period T_{rot}, giving the Coriolis factor $f = -4\pi/T$ (Southern hemisphere). Water with a density of $\rho_1 >= \rho_0$ was injected through the source at a rate Q starting at time $t = t_0$. Experiments where $\Delta\rho = \rho_0 - \rho_1 > 0$ are referred to as baroclinic experiments and experiments where $\Delta\rho = 0$ as barotropic experiments. During the baroclinic experiments the lower part of the source (below the shelf break at $H = 0.5$m) was covered and four profiling conductivity and temperature probes, set to profile every 15 s, were installed in an array perpendicular to the slope, upstream of the divergent isobaths at x = -83 cm. The probes were lowered at a speed of 0.02 m s^{-1} and only data from the downcasts are considered here. Calibration of the conductivity probes was performed prior to and after the experiments. The water depth H was kept (close to) constant using a surface skimmer.

The source flow rate, the density difference (only for the baroclinic experiments), the water depth, the radius of curvature and speed rotation of the tank were varied. Table 1 is showing the different types of experiments with the varying parameters. The time series of the pictures were obtained with the horizontal laser sheet i) at a fixed height ($H_L = 0.55$ m) and / or ii) at a number of height levels by repeatedly scanning the upper part of the water column to observe the time development and the vertical structure of the flow respectively. The scanning was created trough the use of a motorized laser send from above

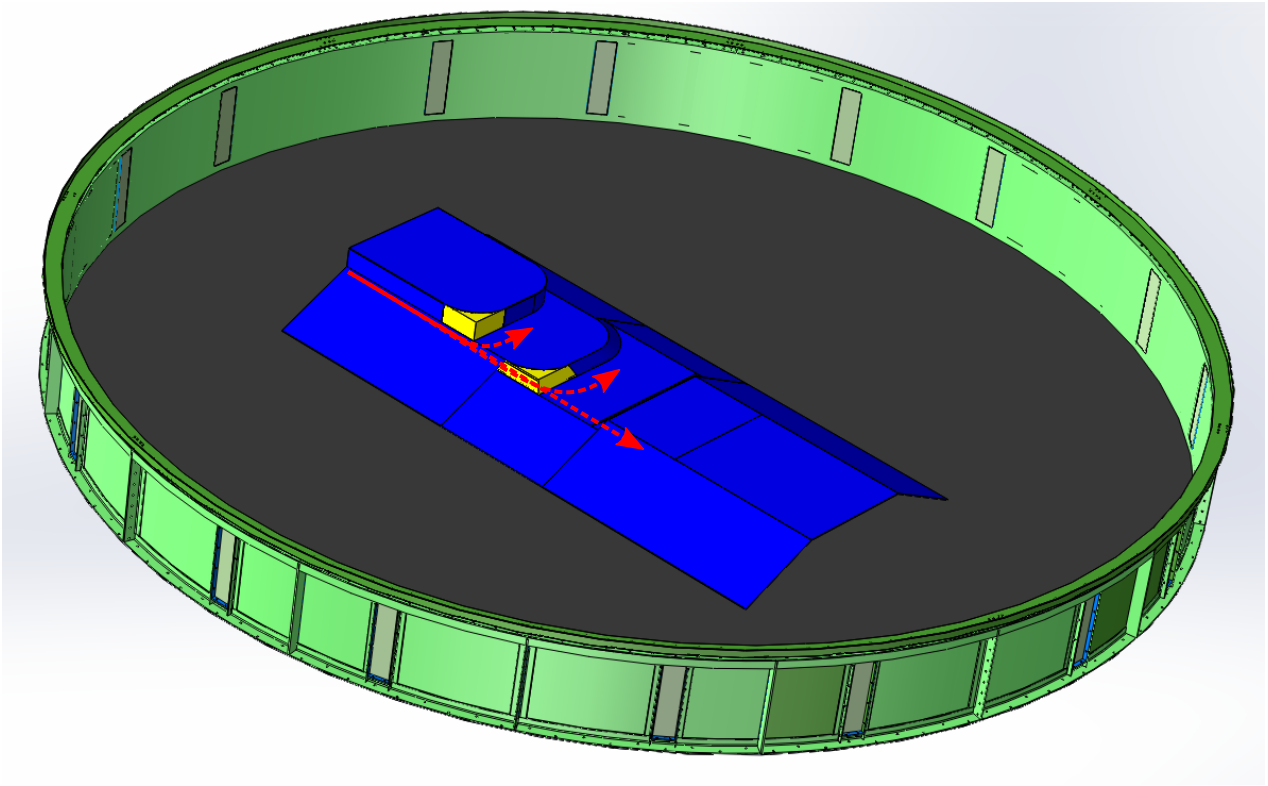


Figure 1. Schematic view of the bathymetry inside the tank. The blue parts are fixed, the yellow parts are removable. The red line shows the flow direction and the red dashed lines are potential directions the flow can take depending on the parameters.

on a mirror sets at 45 degrees creating an horizontal light sheet moving vertically . Different dH were used depending on the resolution needed for the 3D velocity field (2 or 5 centimeters).

The outflow source was placed along the wall created by the continent 1.5 meters before the first change of depth (continental to shelf), sending out water on all the width of the source (20 cm) and on all the water column height at this depth. During the barotropic experiments the source was moved 2 metres back to allow the inflow to have a longer distance to stabilize along the wall representing the continent.

2.2 Data analysis

Particle Imaging Velocimetry-analysis of the images using the freely distributed software UVMAT (accessible from http://servforge.legi.grenoble-inp.fr/projects/soft-uvmat) allowed us to obtain velocity fields from the images. These velocity fields are then be used for particle tracking. ParticleS are initially placed at $x = -60cm$ and every centimeter from $y = -2cm$ to $y = -40cm$, in order to place them in the upstream inflow. They are then advected by the velocity field at each time step. New particles are placed every 50 seconds, and then advected. The transport is calculated trough the advection of particles entering

Geometry	f, s^{-1}	V, cm s^{-1}	H,*cm*	Ro = V/fL
7 hq1*	-0.25	3.47	58.5	-0.890
8 hq1*	-0.25	1.79	58.5	-0.310
9 hq1	-0.25	0.71	58.5	-0.122
12 Hq1*	-0.25	0.91	68.5	-0.210
14 HQ2*	-0.42	5.70	63.4	-1.19
17 Hq2	-0.42	0.88	62.3	-0.159
18 hq1	-0.25	1.06	58.3	-0.158
20 hQ1	-0.25	3.25	58.4	-0.514
21 hQ1	-0.25	3.78	58.7	-0.686
22 hQ1*	-0.25	3.90	58.6	-0.710
23 hQ1*	-0.25	3.72	58.1	-0.703
24 HQ1*	-0.25	2.50	69.1	-0.439
25 HQ1*	-0.25	1.36	68.3	-0.179
26 Hq1*	-0.25	0.93	68.4	-0.146
27 Hq1	-0.25	1.02	68.3	-0.174
28 HQ1	-0.25	1.02	68.3	-0.106

Table 1. Experiment parameters for the barotropic experiments.

different boxes placed on the shelf, in the trough and downstream onto the slope (Figure 3b), allowing the computation of the fraction of particles going into locations. Each particles entering a box is added to a count, if a particle is leaving by a side of the box adjacent to the limits of the domain it is not discounted, thus there is an accumulation of the particles. The evolution of the fraction of particles in one of the region, the trough, is shown in Figure 4. A transitory regime where the flow is adjusting can be observed with a variation of the particle fraction entering the trough, a stationary regime can then be observed until the end of the experiment. The values used for quantifying the circulation are the last of the time series considering that at the end of every experiments a stationary state is reached. To ensure homogeneity of the computation of the transport, we made sure that the experiments were in the stationary state by watching live the evolution of the flow.

3 Results

3.1 Homogenous, Barotropic Experiments

3.1.1 General description of the circulation

In all 17 barotropic experiments, the dyed water flowing out of the source first flows straight forward staying attached to its left boundary created by the wall representing the continent Antarctica until it reaches the region where the continent changes to a shelf and a trough. It then can follow different paths, either it enters the trough, flows down the slope bypassing the depression. It is also possible that the water flow rises on the shelf directly at the end of the wall. The 17 experiments are displayed in the Table 1 the geometries as the two different geometry are noted as such: *H* for a water height in the tank greater than 60cm and *h* otherwise; *Q* when q_{exp} (the expected outflow rate) $\geq$ 50 L min^{-1} and *q* if q_{exp} < 50 L min^{-1} ; 1 for T_{rot}=50s and 2 for

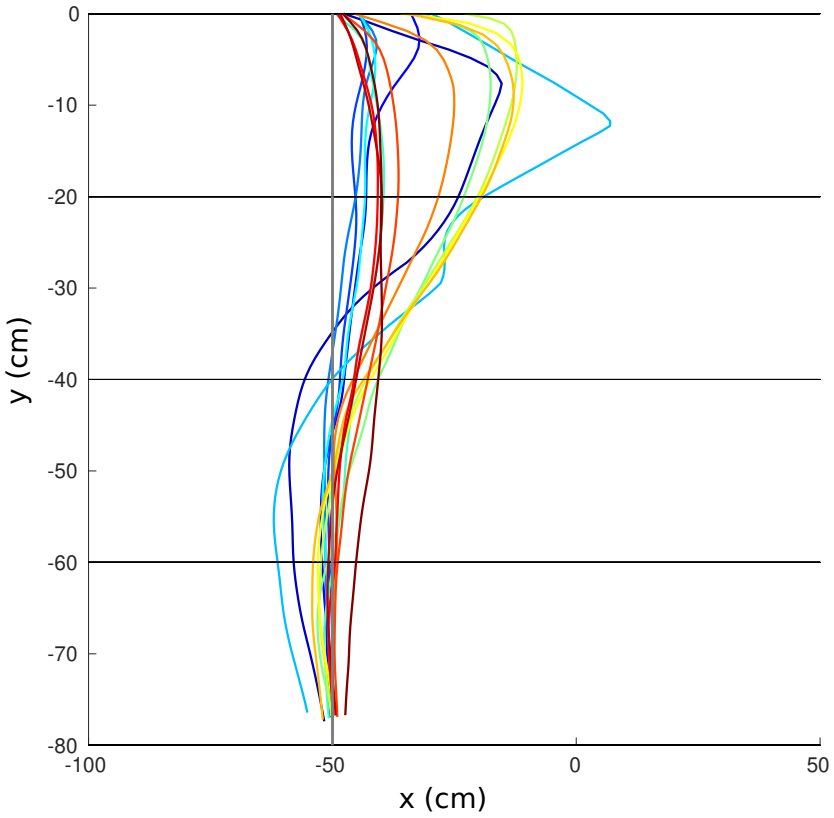


Figure 2. Upstream profiles of all the barotropic experiments at x=-50. The velocities are multiplied by 10. The colors of the profiles show the different experiments and have no physical meaning.

T_{rot}=30s; an * is added when the square corners were on the bathymetry. In the Table 1 is displayed the Coriolis parameter f, computed with T_{rot}, as $f = -4\pi/T_{rot}$. The rotation rate of the tank, H the water height in the tank and *Ro* is the Rossby number computed with the previous data as $Ro = \frac{V}{fL}$ with L the width of the inflow.

3.1.2 Upstream Circulation and barotropic stability

The dyed water is coming out of the source on the whole width of the apparatus is then pushed against the left boundary by the Coriolis force, resulting in an along slope current of different widths (L). The shape of the upstream currents is shown in Figure 2 for different barotropic experiments.

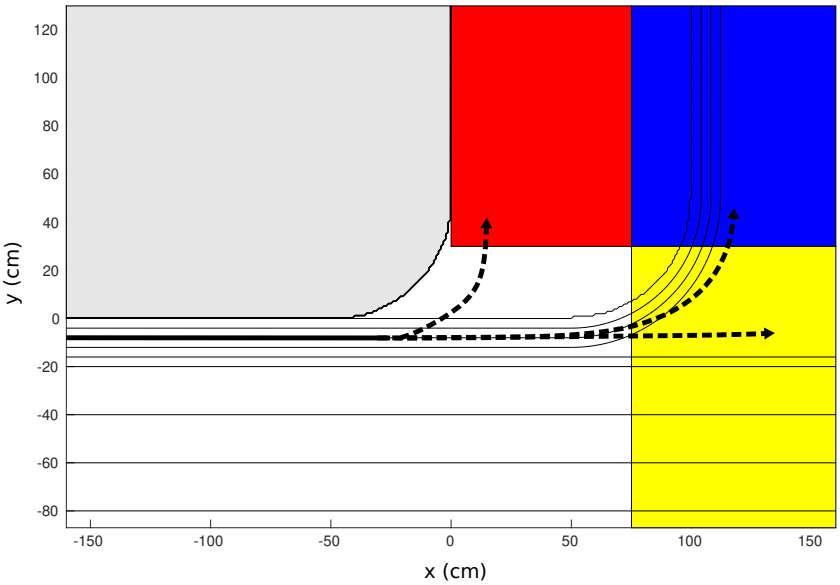
The width and shape of the upstream flow sticked to the wall at its left boundary have been studied compared to its maximum speed (Figure not shown) using the mean and standard deviation to estimate the center of the jet and its width. No regular pattern

has been found through our experiments. For a qualitative study we have plotted the mean profiles at x=-100cm for 9 different barotropic experiments (Figure 1). The figure seems to show that the faster the jet, the shallower its core is.

The vertical structure can also be studied with pictures taken at different depths, creating a 3D velocity field. Thus the stability of the barotropic jet can be studied.

3.1.3 Evolution of the downstream circulation of the flow

The outflow rate Q, the water depth H, the Coriolis parameter f were varied to explore the adjustment of the flow onto the topography versus these different parameters. The flow originates upstream of the topographic elements, which are : the corner between the continent and the shallow shelf and the one between the shelf and trough. Different behaviors of the flow might happen when it reaches these elements : either the flow continues forward flowing downstream, or it might turn at the corners, raising on the shelf or entering the trough.



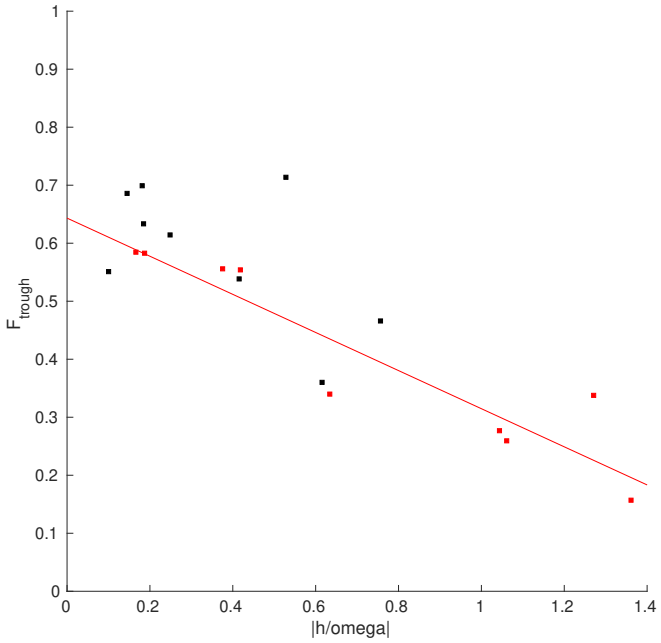


Figure 3. (a) View from aboves of the experiment setup with the boxes chosen for the definition of the different pathways, blue box : Trough section, red : Shelf, yellow : Downstream. The grey area is the topography above the water level and the black lines represent the topographic contours with contours every 10cm from 0 to 40cm and every 2cm from 40 to 60cm. (b) Final fraction of the barotropic experiments versus $h/|\omega|$ parameter. Black dots represent the experiments with the square-shaped corner and red dots the ones with the round-shaped corner.

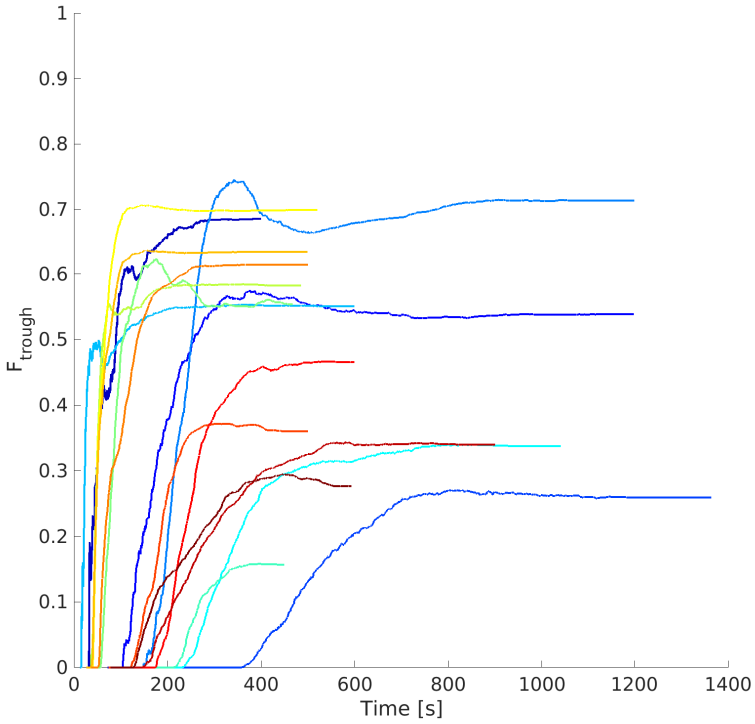


Figure 4. Fraction of particles in the trough box for all the barotropic experiments.

For the barotropic experiments two different behavior were observed, the flow was turning at the second corner and follows the slope between into the trough, or it splits in two one part entering the trough and another one flowing straight forward. In term of lagrangian particules circulation in the three parts defined in Figure 3(a), almost no particules were found on the shelf as the barotropic had to follow bathymetric contour and cannot raise on the shelf which was shallower. The study of either the trough (blue) or downtream (yellow) box would be enough to infer the type of behavior found in the experiment. The stationary fraction of particles found in the trough box is shown in Figure 5. For these experiments both the experiments with the round and square corners agree and decrease in regard with the parameter $|h/\omega|$.

$$|\frac{h}{\omega}|=\frac{f\frac{\Delta H}{H}}{\frac{V}{L}}=\frac{\frac{\Delta H}{H}}{Ro}$$

ΔH is the depth difference between the continental shelf and the canyon ($\Delta H = 7.5\ cm$). H is the water column height, V the maximum velocity in the upstream flow, L the width of the upstream flow and f the Coriolis parameter were changed through the experiments. The values of those parameters are displayed in Table 1. h is non-dimensional and represents the height of the topography relative to the water depth (H). The higher it is, the larger the topography for the flow. $omega$ is also non-

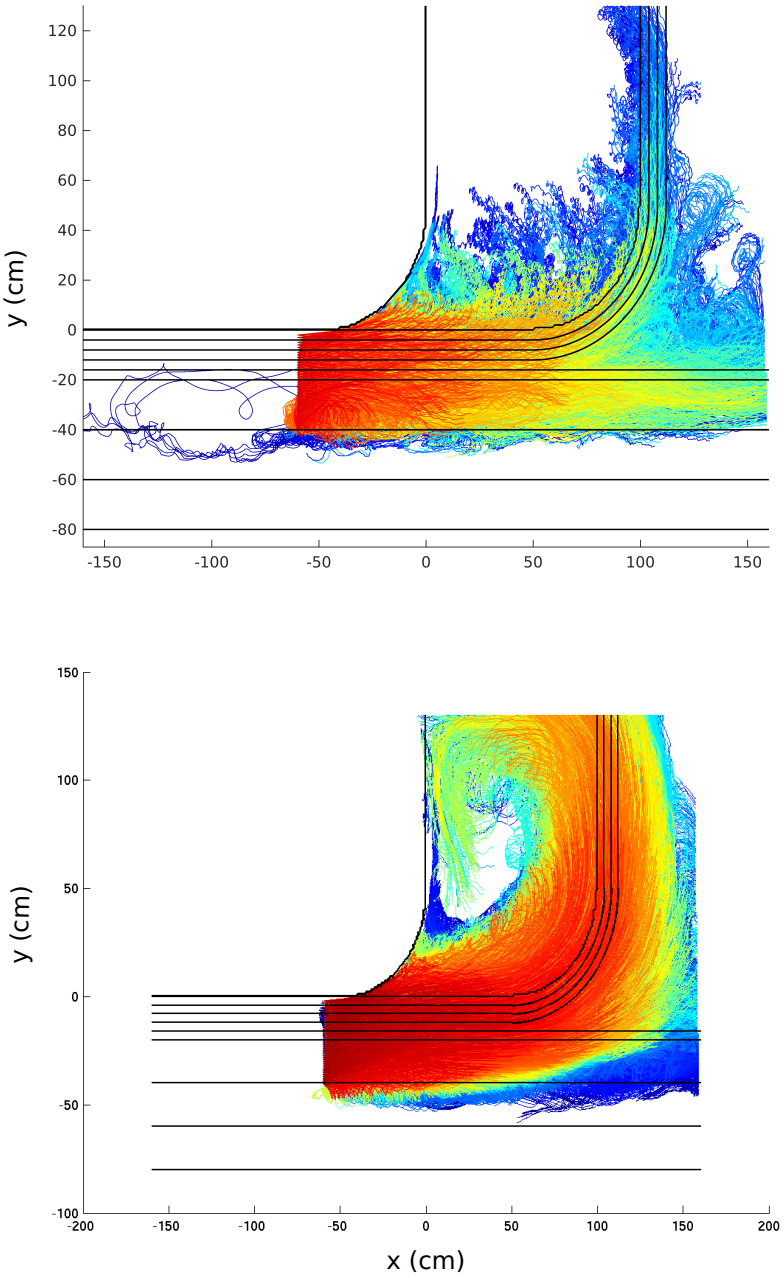


Figure 5. Particles trajectories for two round shaped corner barotropic experiments, with respectively (a) Q=10L min^{-1} and (b) Q=110L min^{-1}

10

dimensional and represents the mean flow rotational (strengh of the jet divided by its width) relative to the coriolis parameter. The parameter $|h/\omega|$ is therefore also non-dimensional, comparing the size of the topography (h) relative to the strength of the rotational of the current (largely related to its strength).

With increasing values of $|h/\omega|$ the fraction of the flow entering the depression is decreasing when the fraction following the slope downstream as well as the fraction going onto the shelf are increasing. For the round shaped corner experiments the fraction of particles entering the *canyon* seems to be constrained by a linear relation to the parameter $|h/\omega|$, by fitting we find that for the round shaped corner :

$$Frac_T = -0.329\,|\frac{h}{\omega}| + 0.643$$

This fitting has a correlation of 0.82 with the values and a p value of 0.023. No significant correlation has been found with the square corner values. Figure 7(a,b) shows the vorticity corresponding to the Figure 5(a,b) particles trajectories. Two barotropic experiments are shown as examples, to visualize the impact of the upstream jet velocity. The two experiments have every similar parameters (water height, topography, rotation rate) except for the outflow rate of the source which changes the upstream velocity. Figure 5(a) displays the particles tracks of an experiment with an outflow rate of the source of Q=$10L\ min^{-1}$, the experiment Figure 5(b) got a Q value of $110L\ min^{-1}$. The first case shows a splitting of the current at the opening between the shelf and the trough, with about 60% of the current flowing downstream in the stationary state. However the experiment with the larger outflow (Figure 5b) shows a different behavior with no downstream flow and a large flow following the bathymetric slope between the shelf and the trough and some of the trajectories are recirculating over the shallow shelf. About 60% of the particles are found in the *trough box* in the stationary phase (Figure 4).

It is shown by Figure 4 that there wasn't a single experiment that didn't get particles in the *trough box*. The third behavior has then not been seen in our experiments, however a mixed behavior of the 2nd and 3rd behavior is displayed in Figure 5(a).

The curl of the samexperiments is studied to understand the mechanisms creating these two behaviors. A standing vortex on the second corner (between the shelf and the depression) is present in the experiments, a snapshot is shown in Figure 7(b), this vortex has an impact on the transport in the trough. Two vortices, one on the corner shelf leading the current into the depression and one on the slope leading a fraction of the current to deeper isobaths and forcing the current downstream, are shown on the snapshot Figure 7(a).

3.1.4 Oscillations

In order to study the behavior of the flow at different locations of the circulation, ten virtual moorings have been set. The time series of the velocity along the y axis (V) are studied in the Fourier space, in order to investigate the possible development and propagation of waves.

Ten squares of 4 cm each have been virtually placed at different locations on the topography on the circulation of the inflow : seven on the slope, two on the shelf and one in the trough (Figure 8(a)). The surface velocity at each time have been used to recreate a Fourier Spectra and to find oscillation periods, for these barotropic experiments the surface velocity is a proxy for

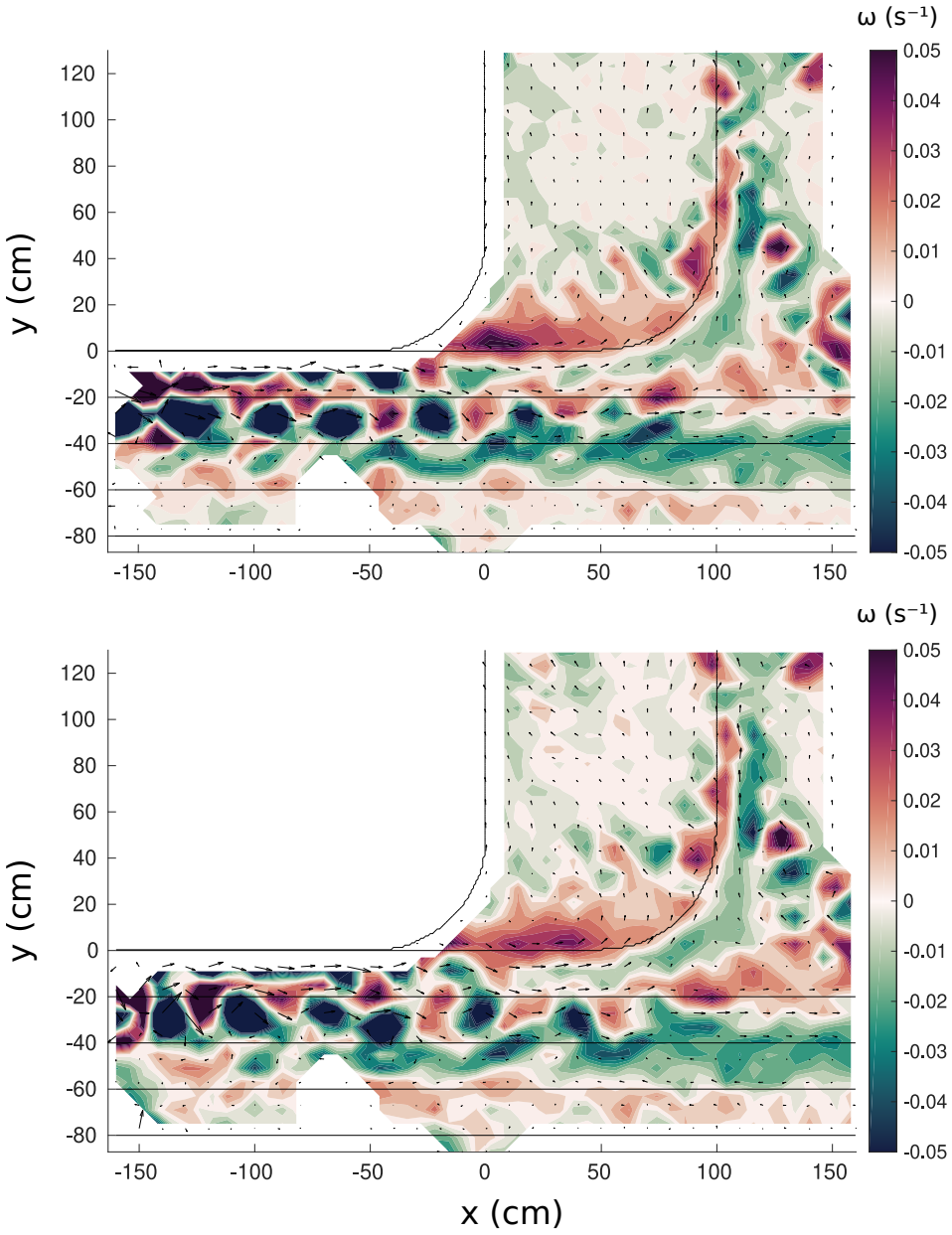


Figure 6. Snapshot of the curl for the same experiments as Figure 5(a). Snapshots are taken at (a) t=1150s and (b) t=1200s

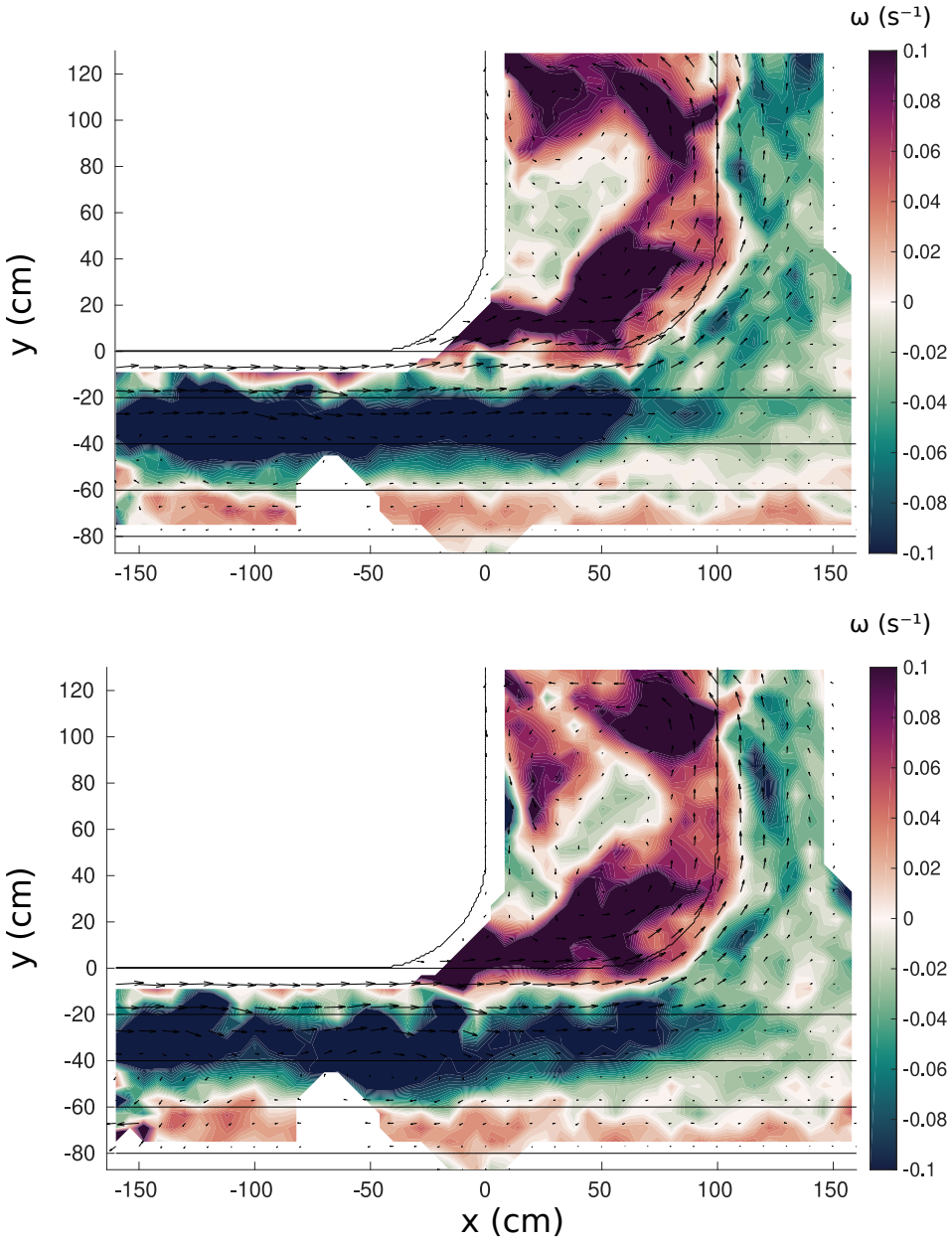


Figure 7. Snapshot of the curl for the same experiments as Figure 5(b). Snapshots are taken at (a) at t=400s and (b) t=480s

the entire column speed. For experiments with $T_{rot} = 30s$ the oscillations have a period of $T = 15s$ which seems to indicate inertial oscillations. However for the experiments with $T_{rot} = 50s$, the oscillations have a period of $T = 17s$ and should be of 25s to be inertial oscillations. The $T_{rot} = 30s$ experiments have more energetic oscillations than the $T_{rot} = 50s$ (about twice as much). Two examples are shown for the moorings number 2 and 4 respectively in Figure 9(a and b). For the moorings two placed in the upstream flow (number 1 and 2), the Fourier spectrum show no marked peaks. The box 4 placed on the slope after the first corner shows the two peaks cited before at 15 and 17s.

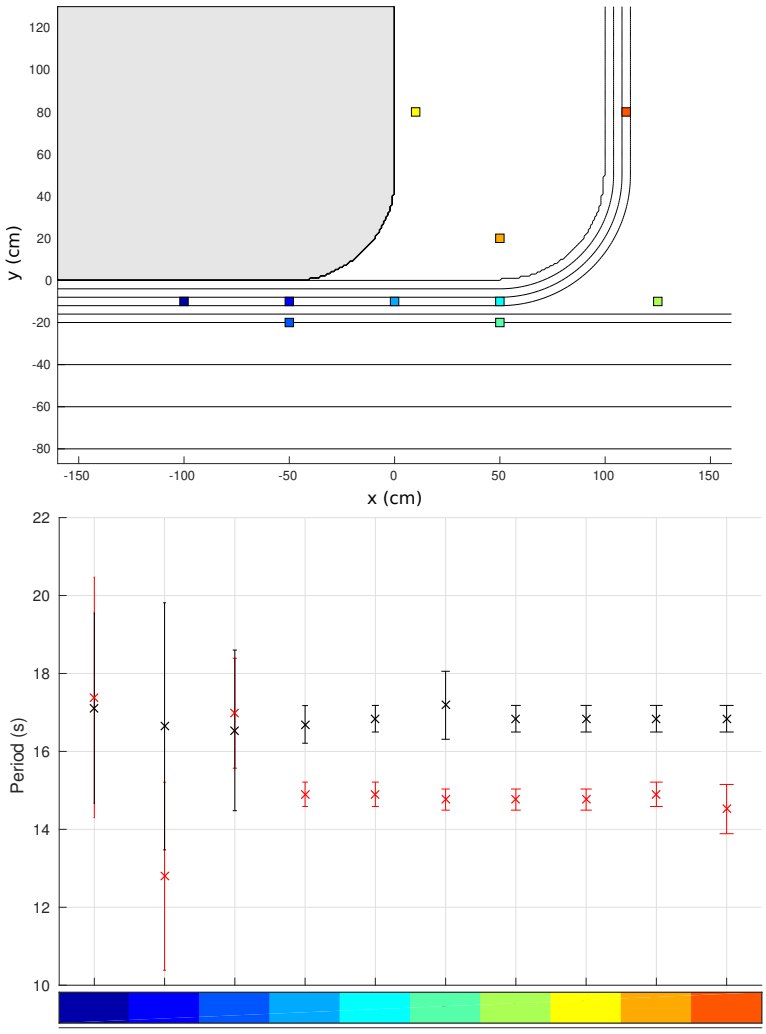


Figure 8. (a) Locations of the moorings on the topography. Topographic contours shown are each 10cm from 0 to 40cm and then 2cm to 60cm. The grey section is out of the water. (b) Period of the maximum of amplitude in the power spectrum at each location for all the barotropic experiments. The colors in the legend corresponds to the colors of the different moorings in the upper panel. The cross is the mean and the error bar shows the standard deviation. In red are shown the experiments with T_{rot}=30s and in black T_{rot}=50s.

The oscillations do not seem to be created only by the tank rotation as they are not found everywhere in the tank. In the first three locations used, in the slope before the opening of the continental shelf, no evidence of these oscillations are found (Figure 8(b)). These oscillations are found everywhere else downstream on the slope, on the shelf and in the trough, we then guess that these oscillations are produced by the interaction of the flow with the topography. The parameter $\delta H/H$ varied from 0.1291

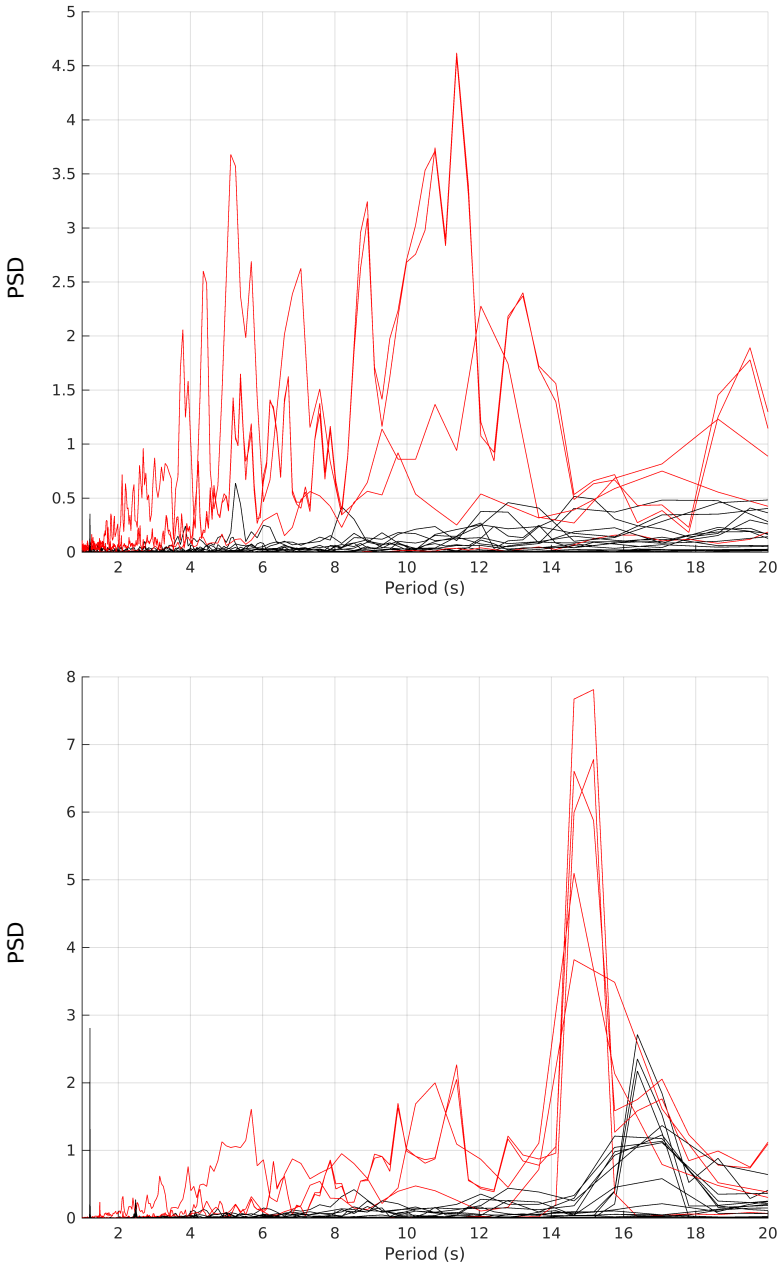


Figure 9. Fourier spectra of the v (y oriented) velocity with Power Spectral Density on y-axis. Red lines are for the experiments with $T_{rot} = 30s$, black lines with $T_{rot} = 50s$, (a) in the box 2 (b) in the box 4.

16

to 0.1183 (H=58.1 to 63.4 cm) during the barotropic experiments showed on Figure 8(b). These changes of relative heights show no impacts on the period of the oscillations. However in six experiments, all having a T_{rot} of 50s and a $\delta H/H$ of 0.1085 to 0.1098 (H=68.3 to 69.1 cm) (which was the highest δh applied), oscillations of $T = 50s$ are found at only one location : the furthest from the source on the slope (Figure not shown). This observation is corroborating the idea of oscillations created due to the interaction of the barotropic flow with the topography, with a higher water column height the oscillations are taking more time to be generated.

4 Discussion

4.1 Comparison to other experiments

The observations of our experiments support the pattern that has been observed by Williams et al. (2001a) for a barotropic jet flowing over the opening of a wide channel topography. The numerical model used by Williams et al. (2001a), is creating a single jet over a slope, flowing over a wide channel with square corner, thus this model is similar to our barotropic experiments. For a slow inflow speed, the jet flows around the edge of the channel following the flank of the channel, for faster inflow speed (twice as fast) the flow crosses the channel and flows downstream, ignoring the trough. The width and depth of the channel also have an influence on these two regimes. Unlike Williams et al. (2001a), our experiments shows a flow crossing the trough for a slower inflow speed and entering the depression for faster inflow speed. This is linked by the $|h/\omega|$ controlling the fraction of water entering the depression, unlike Williams et al. (2001a) in which this parameter also define the creation of a dipole that will propagate upstream. Cenedese et al. (2005) displays experiments of a current attached to a wall and encountering a change of topography (a slope), in two cases : positive and negative change of depth. In these experiments, for a inflow encountering a change of height to a shallower depth, for $|h/\omega| \geq 1$ the flow is not crossing the topography, it detaches from the wall and follows the slope and for $|h/\omega| < 1$ some part of the flow crosses the topography.

4.2 The Southern Weddell Sea

A simulation of an idealized model of the Southern Weddell Sea topography by Daae et al. (2017) explores the Warm Water circulation toward the ice shelf in a more detailed way than our experiences. The trough has been found to contribute to the transport of the flow as seen in our experiments. However in these experiments the flow was driven by the wind, instead of the water accumulation in the source. In the same article, the warm inflow is linked to the wind, which has an influence on the slope current. Increasing values of the wind stress leads to faster and broader slope current, the core of the current being also shifted to shallower isobaths and the impact of the trough topography is more important. The same dynamics has been seen in our barotropic experiments and quantified through the h/$|\omega|$ parameter. However the impact of the upstream speed on the shifting of the core of the jet to shallower isobaths has not yet been quantified, but it can be observed with the vorticity snapshots. The presence of an inflow on the western side of the depression in this study is impossible to inspect as the cameras of the experiments were only watching the side of the trough corresponding to the eastern side of the Filchner Depression. The

circulation on the western side of the depression is considered to be one of three regimes, with the southern transport on the eastern flank of the trough and the flow westward that we can compare to our downstream flow. These regimes are a response to the "effects of mean potential vorticity conservation and eddy shedding at the trough opening".

4.3 Oscillations

A possible explanation for the oscillations seen in the barotropic experiments could be continental shelf waves (CSW). CSW are propagating with the coast on the left in the Southern Hemisphere, created by the effect of rotation and variable water depth. In these experiments the oscillations are generated at the corner where the continent ends and the shelf begins. The variable water depth and the topographic changes could be the main trigger of these waves. In the Weddell Sea these waves have been expressed as a possible explanation to the oscillations observed on moorings placed on the slope and in the opening of the Filchner Depression (Darelius et al., 2009). These CSW have an exponentially decreasing amplitude away from the shelf break; in our experiments we do observed higher amplitudes on the shelf and in the trough than on the slope.

5 Conclusions

Experiments were conducted in a rotating tank, with a topography similar to the southwestern Weddell Sea continental shelf. A barotropic current is generated upstream of the topographic elements, adjusting on the continental slope, similar to the Antarctic Slope Current in the Weddell Sea. The current then encounters two topographic elements : a shallow continental shelf and a canyon. In this study we analyze the response of a varying barotropic slope current to varying topographic size parameters. We find that the transport of particles from the deep ocean onto the topography are strongly influenced by both the geometry of the topography and the strength of the current. We find that the smaller the topographic obstacle (height of the shelf, canyon or slope relative to the water depth), the larger is the particle transport from the deep ocean to the continental shelf. But this topographic obstacle often generates a stronger and sharper slope current, which increases the transport of particles onto the continental shelf.

In the Weddell Sea, at seasonal to millennial time-scales the size of the topography does not change, so our results suggest that changes in the strength and sharpness of the slope current dictate important change in the transport of warm waters onto the continental shelf. In particular, at seasonal scale, satellite altimetry analysis shows that the slope current intensifies and sharpens in fall, in particular in the southern Weddell Sea (from March to May; Armitage et al. (2018), Auger et al., in prep). This is consistent with our results and the observed larger inflow of Warm Deep Water in the same season (Ryan et al., 2017). The use of surface moorings data on the slope is not possible, due to the presence of icebergs in this region, which does not allow us to conduct a comparison with in-situ data.

We note that however, beyond this consistency, our experiences are highly idealized and that further analysis and more realistic setups need to be investigated before being conclusive on the dominant processes at play in the real ocean.

References

Armitage, T. W., Kwok, R., Thompson, A. F., and Cunningham, G.: Dynamic topography and sea level anomalies of the Southern Ocean: Variability and teleconnections, Journal of Geophysical Research: Oceans, 123, 613–630, 2018.

Årthun, M., Nicholls, K. W., Makinson, K., Fedak, M. A., and Boehme, L.: Seasonal inflow of warm water onto the southern Weddell Sea continental shelf, Antarctica, Geophysical Research Letters, 39, 2012.

Cenedese, A., Vigarie, C., and Visconti di Modrone, E.: Effects of a topographic gradient on coastal current dynamics, Journal of Geophysical Research: Oceans, 110, 2005.

Daae, K., Hattermann, T., Darelius, E., and Fer, I.: On the effect of topography and wind on warm water inflow—An idealized study of the southern Weddell Sea continental shelf system, Journal of Geophysical Research: Oceans, 122, 2622–2641, 2017.

Darelius, E., Smedsrud, L., Østerhus, S., Foldvik, A., and Gammelsrød, T.: Structure and variability of the Filchner overflow plume, Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 61, 446–464, 2009.

Darelius, E., Makinson, K., Daae, K., Fer, I., Holland, P. R., and Nicholls, K. W.: Hydrography and circulation in the Filchner depression, Weddell Sea, Antarctica, Journal of Geophysical Research: Oceans, 119, 5797–5814, 2014.

Darelius, E., Fer, I., and Nicholls, K. W.: Observed vulnerability of Filchner-Ronne Ice Shelf to wind-driven inflow of warm deep water, Nature communications, 7, 1–7, 2016.

Nicholls, K. W., Østerhus, S., Makinson, K., Gammelsrød, T., and Fahrbach, E.: Ice-ocean processes over the continental shelf of the southern Weddell Sea, Antarctica: A review, Reviews of Geophysics, 47, https://doi.org/10.1029/2007RG000250.

Paolo, F. S., Fricker, H. A., and Padman, L.: Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating, Science, 348, 327–331, 2015.

Pereira, A. F., Beckmann, A., and Hellmer, H. H.: Tidal mixing in the southern Weddell Sea: Results from a three-dimensional model, Journal of Physical Oceanography, 32, 2151–2170, 2002.

Pritchard, H., Ligtenberg, S. R., Fricker, H. A., Vaughan, D. G., van den Broeke, M. R., and Padman, L.: Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves, Nature, 484, 502–505, 2012.

Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., van den Broeke, M., van Wessem, M. J., and Morlighem, M.: Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017, Proceedings of the National Academy of Sciences, 116, 1095–1103, 2019.

Ryan, S., Hattermann, T., Darelius, E., and Schröder, M.: Seasonal cycle of hydrography on the eastern shelf of the Filchner Trough, Weddell Sea, Antarctica, Journal of Geophysical Research: Oceans, 122, 6437–6453, 2017.

Ryan, S., Hellmer, H. H., Janout, M., Darelius, E., Vignes, L., and Schröder, M.: Exceptionally Warm and Prolonged Flow of Warm Deep Water toward the Filchner-Ronne Ice Shelf in 2017, Geophysical Research Letters, n/a, e2020GL088 119, https://doi.org/10.1029/2020GL088119, e2020GL088119 2020GL088119, 2020.

Sutherland, D. A. and Cenedese, C.: Laboratory experiments on the interaction of a buoyant coastal current with a canyon: Application to the East Greenland Current, Journal of physical oceanography, 39, 1258–1271, 2009.

Wåhlin, A. K., Graham, A. G. C., Hogan, K. A., Queste, B. Y., Boehme, L., Larter, R. D., Pettit, E. C., Wellner, J., and Heywood, K. J.: Pathways and modification of warm water flowing beneath Thwaites Ice Shelf, West Antarctica, Science Advances, 7, https://doi.org/10.1126/sciadv.abd7254, 2021.

Williams, W. J., Gawarkiewicz, G. G., and Beardsley, R. C.: The adjustment of a shelfbreak jet to cross-shelf topography, Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 48, 373–393, 2001a.

Williams, W. J., Gawarkiewicz, G. G., and Beardsley, R. C.: The adjustment of a shelfbreak jet to cross-shelf topography, Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 48, 373–393, 2001b.

Wåhlin, A. K., Yuan, X., Björk, G., and Nohr, C.: Inflow of Warm Circumpolar Deep Water in the Central Amundsen Shelf, Journal of Physical Oceanography, 40, 1427–1434, https://doi.org/10.1175/2010JPO4431.1, 2010.

20

3 Conclusion et ouvertures

Dans ce chapitre, je présente les expériences effectuées sur la plateforme Coriolis du LEGI (Grenoble), avec lesquelles je propose d'étudier l'interaction d'un courant ayant des paramètres variables avec une topographie particulière, dans une configuration idéalisée mais proche de celle du sud-ouest de la mer de Weddell.

Les premiers résultats de l'étude qui sont présentés dans ce chapitre ouvrent de nombreuses questions. Par exemple, nos expériences montrent un comportement du courant de pente différent de l'étude de [Williams *et al.* 2001a] qui étudiait l'évolution d'un jet barotrope sur une pente rencontrant un canyon perpendiculaire à cette pente. Pour une topographie similaire à la nôtre, avec deux modélisations ayant pour unique différence la vitesse du jet circulant sur la pente, nous observons que pour la vitesse la plus lente le jet se sépare en deux à l'endroit de la divergence topographique (Figure IV.2a), chaque partie du jet étant contrainte à suivre le contour topographique au dessus duquel il évoluait. Pour le second cas, où la vitesse du jet est deux fois plus importante que pour le premier cas, [Williams *et al.* 2001a] observe qu'une partie bien plus importante du jet ignore la divergence bathymétrique et continue de s'écouler le long de la pente. La faible partie du jet qui rentre dans le canyon ne le pénètre pas sur toute sa longueur mais en ressort rapidement (Figure IV.2b), cette circulation étant bien moins contrainte par la topographie.

De manière similaire aux expériences numériques de [Williams *et al.* 2001a], nous avons fait varier la vitesse du courant de pente dans nos expériences en cuve. Mais nos résultats dans le cas d'un courant barotrope décrivent un comportement contraire aux conclusions de [Williams *et al.* 2001a]. Pour des vitesses de courant de pente plus importantes, une plus grande quantité de particules pénètre dans le canyon au niveau de la deuxième divergence bathymétrique (celle entre le plateau continental et le canyon), en suivant le contour bathymétrique sur lequel le courant évolue. Au contraire, pour des vitesses plus faibles, le courant de pente a tendance à se contraindre à suivre la pente même dans les zones de divergences bathymétriques et à ignorer la dépression topographique. Les premières observations semblent montrer que pour une vitesse plus faible, le courant aurait tendance à se placer sur des isobathes plus profonds et donc à être moins influencé par la présence du canyon.

Ayant d'abord pensé que nos expériences présentaient un problème au niveau de la stabilité du courant, à la possibilité que le courant ne soit pas barotrope par exemple, nous avons décidé de reculer la source du courant étudié de 2 m, en étendant le mur représentant le continent antarctique, pour laisser plus de distance au courant généré par la source pour se stabiliser le long de ce mur. Après ces modifications, les résultats de nos expériences n'ont pas changé. Cela ouvre donc un certain nombre de questions : Sommes-nous bien certains que nous sommes en présence d'un courant barotrope et géostrophique ? Quelles sont les différences avec les modélisations de [Williams *et al.* 2001a] dans notre étude qui impliquent que nos résultats soient contraires aux leurs ?

Après environ un an de travail sur les données de cette étude, que cela soit du travail de mise en forme des données, ou d'analyse, il est devenu clair que cette analyse ne serait complète que par la mise en place d'un modèle numérique simplifié qui reproduirait les conditions de notre étude. C'est ce que nous planifions à l'heure actuelle en collaboration avec nos partenaires norvégiens (Elin Darelius et son équipe). Nous prévoyons également de mettre les résultats de nos expériences en perspective avec des observations *in-situ* de mouillages instrumentés, grâce à la récupération en février 2021 d'un réseau de mouilllages (déployés en 2017 lors de la campagne WAPITI). Ces mouillages ont échantilloné 4 ans de données de courant et de caractéristiques de l'océan sur la pente en amont de la Dépression de Filchner, ainsi que sur le talus continental au nord-ouest de la Dépression de Filchner, et permettront d'aborder une comparaison entre les expériences et la situation réelle (Figure V.2a, en conclusion).

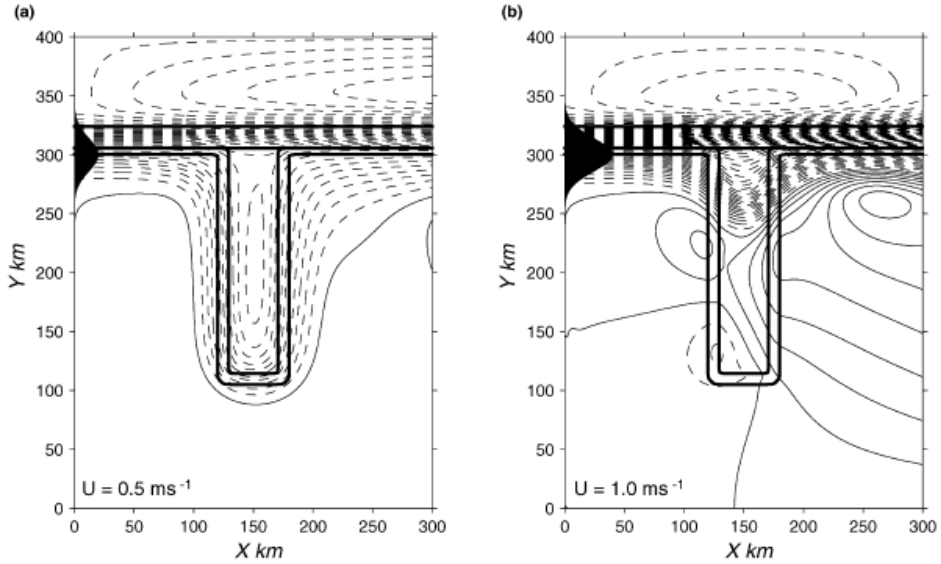


FIGURE IV.2: Lignes de courants (pointillés) pour deux versions du modèle "canal large" de [Williams *et al.* 2001a]. Les lignes épaisses marquent la topographie : le canal, le haut et le bas de la pente. La gausienne noire à gauche montre la circulation injectée. La largeur de la pente au niveau du canal est de 10km, la largue de la partie plate du canal est de 50km, la profondeur du canal est de 150m, celle du plateau est de 100m et le largeur du courant injecté est de 20km avec une vitesse de 0.5 et 1.0 m/s pour, respectivement, la figure (a) et (b). D'après [Williams *et al.* 2001a]

En parallèle du travail de modélisation simplifié que nous prévoyons, nous continuerons à travailler sur les expériences elles-mêmes. Par exemple, une étude pourra être conduite sur la stabilité du courant barotrope grâce aux données de la caméra filmant la structure verticale de la circulation à la sortie de la source, ainsi que la nappe laser créant une visualisation 3D de la circulation stationnaire. Il serait également souhaitable de continuer à travailler sur les oscillations observées et les lier aux interactions du courant de pente avec la topographie, et une possible propagation d'ondes au fond de la colonne d'eau, sous forme d'ondes de Rossby topographiques par exemple. Finalement, l'étude des expériences baroclines n'a pas encore été amorcée, mais les premières observations montrent la mise en place d'un courant côtier, similaire à la circulation des ESW au niveau de la mer de Weddell. Ce courant côtier est en place dans toutes les expériences baroclines, mais sa largeur semble dépendre de la géométrie au niveau de la première divergence bathymétrique, entre le continent et le plateau continental. Il peut être également très intéressant d'étudier la structure verticale du courant barocline (sa profondeur, sa largueur et sa forme) et la dépendance de cette structure aux paramètres de l'expérience. Pour cette analyse nous avons utilisé des sondes de conductivité, effectuant des profils en continu sur la pente, le long du continent, qui nous permettront d'avoir une résolution plus fine de la circulation en amont des éléments topographiques.

Une des limites de ces expériences se trouve dans la simplification extrême de la géométrie et de la dynamique de la mer de Weddell, la simplification la plus importante étant l'absence de l'export d'eaux denses depuis le canyon. En effet, en mer de Weddell des Ice Shelf Water s'écoulent vers le nord, sur la pente au niveau de la Dépression de Filchner, puis le long de la pente continentale. Or cet export d'eaux denses a une importance potentiellement majeure dans la dynamique de remontée des eaux chaudes vers le plateau [Thompson *et al.* 2018]. Il est donc intéressant de se demander dans quelle mesure l'omission de cette présence de ISW peut impacter la circulation sur la pente. Il est probable que l'absence de cet écoulement d'eaux denses permette à une plus grande proportion d'eaux WDW de s'inflitrer dans le canyon de la Dépression de Filchner [Daae *et al.* 2020], mais cet export d'eaux denses peut aussi être un facteur accroissant le transport de WDW sur le plateau

continental [Stewart & Thompson 2015, Morrison *et al.* 2020]. Dans une future expérience, il serait donc intéressant de quantifier l'impact d'un ajout d'un courant dense en provenance du plateau.

Ces limitations sont cependant nécessaires à une première étude, représentant une simplification extrême de la région. L'influence de ces limitations seront testées et quantifiées à l'aide du modèle numérique simplifié que nous comptons mettre en place.

Chapitre V

Conclusions et perspectives

Contents

1 Conclusion générale 121
2 Limitations 122
3 Perspectives 124
4 Conclusion 131

La marge continentale antarctique est une région sous échantillonnée et dont la dynamique est encore peu comprise [Newman *et al.* 2019]. C'est cependant une région centrale pour la compréhension du fonctionnement du climat terrestre, et de sa modification par le changement climatique. C'est en effet sur la marge continentale antarctique que résident les plateformes glaciaires stabilisant la calotte glaciaire antarctique dont la perte de masse a des conséquences importantes sur le niveau des mers [Meredith *et al.* 2019]. C'est également dans cette région du pourtour antarctique que se forment les eaux les plus denses trouvées sur la planète, les AABW, qui sont ensuite exportées vers l'ensemble des bassins océaniques [Jullion *et al.* 2010, Talley 2013]. En particulier, la mer de Weddell se démarque par la présence de la plus grande plateforme glaciaire du continent antarctique, le Filchner-Ronne Ice Shelf, ainsi que par la production d'eaux denses la plus importante du pourtour antarctique [Orsi *et al.* 1999, Jullion *et al.* 2010].

Au niveau du plateau continental de la mer de Weddell, des échanges de masses d'eaux s'effectuent avec un export d'eaux denses vers le large, et un import d'eaux chaudes depuis le gyre de Weddell vers le plateau. Notamment, les CDW circulant au sein l'ACC et atteignant le nord du plateau continental de FRIS via le gyre de Weddell sont transportées saisonnièrement sur le plateau continental [Thompson *et al.* 2018, Årthun *et al.* 2012]. Pendant leur circulation le long de la branche sud de la gyre de Weddell, les CDW sont modifiées, leur salinité et leur température diminuent et elles se retrouvent sous la forme de WDW [Ryan *et al.* 2016]. S'écoulant le long de la pente continentale, une partie de ces WDW s'élève sur le plateau continental et circule vers le sud en direction de la cavité glaciaire de FRIS. Cette circulation participe à un transport de chaleur depuis le nord, en direction de FRIS, susceptible de menacer la plateforme glaciaire de fonte basale [Hazel & Stewart 2020, Darelius *et al.* 2016, Hellmer *et al.* 2012, Hellmer *et al.* 2017].

Contrairement à certaines plateformes glaciaires du pourtour antarctique qui ont perdu d'importantes quantités de masse au cours des dernières décennies, FRIS est une région dont le bilan de masse est relativement stable [Rignot *et al.* 2019, Paolo *et al.* 2015]. Les intrusions d'eaux chaudes dans cette région n'entraînent donc pas, à ce jour, d'importantes fontes basales. Cependant certaines études ont montré que cet équilibre est potentiellement instable [Hellmer *et al.* 2012, Hellmer *et al.* 2017, Hazel & Stewart 2020, Daae *et al.* 2020]. Ma thèse s'intéresse aux conditions qui définissent cet équilibre, et notamment aux processus qui contrôlent le transport de chaleur entre le gyre de Weddell et les cavités glaciaires. J'aborde cette question sous deux angles : (i) est-ce que la chaleur transportée par les WDW sur le plateau continental peut-être évacuée (**Chapitre II**) ou redirigée (**Chapitre III**), ou bien l'ensemble de la chaleur arrive-t-elle fatalement jusqu'aux cavités glaciaires ? (ii) quels sont les paramètres structurants en terme de bathymétrie et de structure du courant de pente, qui conditionnent le transport de chaleur vers le plateau continental (**Chapitre IV**) ?

La zone du plateau continental sud-ouest de la mer de Weddell étant difficile d'accès, l'étude de l'interannualité et de la saisonnalité est très difficile dans cette région. Les navires de recherche n'ayant accès à cette région qu'en été, il existe un manque important d'observations *in-situ* en hiver dans la région de la Dépression de Filchner (la Dépression Centrale étant sous-documentée sur l'ensemble de l'année à cause de la couverture de glace continue dans cette zone). Les seules données présentes en hiver dans la Dépression de Filchner sont échantillonnées par des prédateurs instrumentés de capteurs CTD, ainsi que par un nombre très réduit de mouillages instrumentés (Figure V.2, mouillages historiques en vert). La nouvelle utilisation en 2017 de flotteurs autonomes, sur le plateau continental, comble en partie ce manque d'observations (**Chapitre III**). Une motivation de ma thèse a ainsi été de compléter l'effort observationnel de la région, pour participer à son étude et sa compréhension.

1 Conclusion générale

Ma thèse porte sur l'étude de la dynamique océanique et de l'hydrographie de la zone du plateau continental de Filchner-Ronne en abordant trois approches différentes pour observer les mécanismes influant sur la circulation de la zone. Ces approches démontrent être complémentaires et apportent de nouvelles informations nécessaires à la compréhension du pourtour antarctique. Dans cette conclusion générale, je rappelle les trois questions scientifiques posées dans les différentes études composant cette thèse ainsi qu'une synthèse des résultats importants des trois études.

1) Quels sont les mécanismes permettant la diminution de chaleur, apportée par les MWDW, sur le plateau continental ? Quelle est l'influence de la saisonnalité de la formation de glace de mer sur la circulation profonde de MWDW ?

En compilant les données *in-situ* sur le plateau continental de la mer de Weddell, j'ai pu obtenir une représentation de la climatologie permettant d'étudier la saisonnalité de la zone. Nous proposons une dynamique saisonnière responsable de la diminution de chaleur profonde. Les observations nous permettent de démontrer que c'est bien l'impact de la saisonnalité atmosphérique, via la formation de glace de mer, qui est le principal moteur de la diminution de chaleur observée sur la veine de circulation chaude au niveau de la Dépression Centrale en automne et hiver. Cependant nos résultats montrent également que la dynamique est différente dans la Dépression de Filchner, et si une diminution saisonnière du contenu de chaleur profond est également observée dans cette région, elle n'est pas entraînée par la saisonnalité atmosphérique. Des pistes sur les dynamiques en jeu au niveau de cette veine de circulation sont proposées, et motivent en partie ma deuxième question.

2) Quels sont les chemins de circulation de la MWDW à l'est du plateau continental de FRIS, leurs échelles de temps, et atteignent-ils la cavité ?

Le plateau continental du sud-ouest de la mer de Weddell a été, en 2017, observé de nombreuses façons : des mouillages placés sur la pente est de la Dépression de Filchner ont observé une circulation de MWDW plus chaude et plus prolongée que les années précédentes [Ryan *et al.* 2020], des phoques de Weddell portant des capteurs CTD ont pu échantillonner ces eaux chaudes en hiver au nord-est du plateau continental [Labrousse *et al.* 2021], la campagne WAPITI durant l'été 2017 a effectué des mesures CTD dans la Dépression de Filchner jusqu'à l'entrée de FRIS ainsi que des mesures isotopiques [Sallee 2018, Akhoudas *et al.* 2020]. C'est également pendant cette campagne qu'ont été déployés sept flotteurs autonomes dont je présente les premiers résultats dans le **Chapitre III**.

Grâce à ces flotteurs j'ai pu, en complément des études précédentes, affiner la représentation de la circulation en 2017 dans la zone du plateau continental de FRIS. Les sept flotteurs, donc cinq déployés dans le chemin d'arrivée de MWDW au nord du plateau continental et deux plus au sud sur le bord est de la Dépression de Filchner, permettent, grâce à leur capteur CTD couplé à leur positionnement acoustique pendant leur dérive, de détailler la circulation et les caractéristiques des masses d'eaux sur l'intégralité de la colonne d'eau et ce même dans des zones couvertes de banquise. Nous avons pu ainsi affiner la dynamique de circulation des MWDW et des ISW en 2017. Nous documentons notamment deux passages principaux d'arrivées des eaux MWDW sur le plateau continental, dont un n'avait jamais encore été démontré comme un passage efficace. Les deux passages apparaissent comme majeurs dans l'import de MWDW avec des échelle de temps de $\sim$2 mois entre la pente continentale et l'arrivée des MWDW à 76°S. L'ensemble de nos flotteurs qui ont échantillonné ces passages d'eaux chaudes depuis le large vers le plateau continental a été, in fine, entraîné dans des recirculations vers le nord, en se mélangeant aux ISW circulant sur la pente est de la Dépression de Filchner. Ainsi, nous mettons en lumière l'importance de l'équilibre

entre export d'ISW vers le nord et l'import de MWDW vers le sud. Tant que l'import de MWDW restera limité, nos observations semblent suggérer qu'elles n'atteindront pas les cavité de FRIS. Les paramètres déterminant le transport de MWDW sur le plateau continental paraissent ainsi fondamentaux à mieux comprendre, et c'est le sujet que je présente dans ma troisième question.

3) Quelles sont les dynamiques en jeu sur la pente continentale permettant l'intrusion des WDW sur le plateau continental ?

Après avoir présenté deux études sur le plateau continental de FRIS, la troisième est située plus au nord au niveau de la pente continentale et se penche sur les arrivées de MWDW sur le plateau continental. La question de la dynamique de la pente est un sujet clé de l'étude de la zone subaustrale car il s'agit d'une des zones où le contenu de chaleur qui accède aux plateformes glaciaires est régulé. Ce sujet a été étudié par des études de modélisation [Stewart & Thompson 2015, Stewart & Thompson 2016, Daae *et al.* 2017], et des observations à différentes longitudes le long de la pente de la mer de Weddell [Hattermann 2018]. C'est un sujet d'étude primordial dans le contexte du changement climatique, où des modifications de régimes au niveau de l'océan Austral pourraient avoir un impact important sur la fonte basale des plateformes glaciaires antarctiques et donc sur l'élévation du niveau de mer global. Pour aborder cette question je présente les résultat d'une expérience effectuée en cuve tournante pour essayer de déterminer les paramètres qui contraignent le transport de MWDW sur le plateau continental de FRIS.

Ces expériences, basées sur une topographie simplifiée du plateau continental de FRIS, étudient l'ajustement d'un courant barotrope, puis barocline, sur la pente continentale et son interaction avec différents éléments bathymétriques : un plateau continental peu profond puis un canyon. Nous montrons que le transport de masse d'eau vers le plateau continental est fortement influencé à la fois par la géométrie de la topographie et par l'intensité du courant. Plus l'obstacle topographique est petit (hauteur du plateau, du canyon, de la pente, par rapport à la hauteur totale de la colonne d'eau), plus le transport de l'océan profond vers le plateau continental est important. Mais cet obstacle topographique peut être compensé par un courant de pente plus fort et plus prononcé, qui augmente le transport vers le plateau continental. Bien que nos expériences soient hautement idéalisées, nous notons la cohérence de nos résultats avec les observations montrant que le transport de MWDW augmente à l'automne [Ryan *et al.* 2017], à la saison ou le courant de pente est le plus intense (de mars à mai ; [Armitage *et al.* 2018], [Auger et al, en révision]). Ces résultats sont cependant en contradiction avec une étude de modélisation précédemment réalisée sur l'interaction d'un jet topographique avec un canyon, dans une configuration similaire à la nôtre [Williams *et al.* 2001b]. Afin de clarifier les raisons de ce désaccord, je propose une expérience numérique idéalisée permettant de réconcilier, ou de mieux comprendre les divergences entre les deux études.

2 Limitations

Le travail présenté dans cette thèse participe à l'effort de documentation et d'étude des régions du pourtour antarctique, mais de nombreuses limites associées à ces travaux demeurent. Ces limites sont discutées dans cette section, dans la section suivante les perspectives liées à ces limites seront présentées.

Cette thèse se base sur l'étude de données *in-situ* complémentaires les unes des autres et les limitations majeures de cette thèse proviennent de l'utilisation de ces données dans une région sous-échantillonnée. En effet le manque de données peut induire de larges biais. Par exemple, l'utilisation d'une grande base de données permet d'obtenir une représentation de la saisonnalité de la région

mais il reste une grande incertitude liée au manque de représentation interannuelle. En particulier pour la partie centrale du plateau continental de FRIS où les données sont tellement rares que les conditions des années où un navire a pu s'y rendre [Nicholls *et al.* 2003] ou bien, un phoque a pu échantillonner [Nicholls *et al.* 2008] ou encore un flotteur a pu dériver [Vignes et al, en révision], peuvent prévaloir sur la saisonnalité que nous essayons d'étudier. Toutes les analyses faites sur les données *in-situ* sont donc à remettre dans le contexte d'un manque de données important, surtout durant l'hiver austral, pouvant inclure de larges biais par rapport à l'année d'étude, la localisation de l'instrument ou la période d'échantillonnage. Afin de palier à ce biais, nous avons utilisé dans l'étude du **Chapitre II**, en complément de notre base de données *in-situ*, un flotteur autonome, ayant circulé au nord de la Dépression Centrale dans une année ayant des conditions de banquise différentes des années où des missions océanographiques ont été possibles [Nicholls *et al.* 2003], renforçant la cohérence de notre étude.

Un autre défi rencontré durant l'étude du **Chapitre II** a été de lier les observations aux mécanismes physiques. Des données satellitaires au niveau du plateau continental de la mer de Weddell ont été utilisées pour étudier les forçages par la glace de mer, afin de lier la saisonnalité de la production de glace de mer dans les zones de circulation des MWDW et la saisonnalité du contenu de chaleur en profondeur. Le produit de [Tamura *et al.* 2008] a été utilisé (non montré) et présente des incertitudes qui ont été limitantes sur les zones sélectionnées pour cette étude. Ces incertitudes proviennent d'erreurs potentielles dans les observations d'épaisseurs de glace de mer ainsi que dans les données atmosphériques utilisées pour calculer la production de banquise (vitesse du vent et température de l'air). Des incertitudes sur la production de glace de mer peuvent aussi émerger dues à l'absence de flux de chaleur océanique sous la glace dans les calculs du produit [Tamura *et al.* 2008]. Il n'a donc pas été possible de faire explicitement le lien entre la formation de banquise et la diminution du contenu de chaleur sur le plateau continental sud-ouest de la mer de Weddell.

Nous rencontrons le défi de l'observabilité encore une fois dans le **Chapitre III** de cette thèse, où l'utilisation de flotteurs nous fournit des données très précieuses mais difficiles à utiliser car la position et la période d'échantillonnage varient en même temps. Dans une région où tellement d'éléments dynamiques restent mal compris, avoir une seule variable évoluant dans le temps permet une analyse plus simple, deux variables dépendantes du temps ouvrant de nouvelles incertitudes. Pour palier à ce problème, [Porter *et al.* 2019] regroupe les flotteurs dans des zones du plateau continental de la mer de Ross, afin d'éliminer l'incertitude liée à la variable de la position. Nous nous efforçons cependant dans cette thèse de tirer le maximum d'informations de ces flotteurs, en les comparant avec des instruments fixes comme des mouillages instrumentés par exemple.

Dans le **Chapitre IV** de cette thèse, je présente une expérience en plateforme tournante, qui est un moyen de plus d'étudier les processus physiques prenant place dans la région du plateau continental de FRIS. Une deuxième expérience a ensuite été conduite dans cette cuve tournante portant sur les processus liés à une autre barrière topographique, à l'entrée d'une plateforme glaciaire où l'abrupt changement d'épaisseur de la colonne d'eau contrôle la dynamique. Ces expériences ont pu être complétées par des données de mouillages à l'entrée de Getz Ice Shelf, ainsi qu'une étude de modélisation numérique [Wåhlin *et al.* 2020]. Dans notre étude, aucun travail de modélisation n'a encore été effectué par manque de temps. De plus, le système de mouillages de la mer de Weddell n'est pas encore assez dense pour estimer les différentes fractions du transport de MWDW empruntant les différents chemins de circulation. Cependant le déploiement récent de nouvelles sections de mouillages visibles sur la Figure V.2, pourrait rendre estimable ce transport.

3 Perspectives

Pendant les quatre années où j'ai pu travailler sur la zone du plateau continental de FRIS je me suis spécialisée sur la dynamique et l'hydrographie de la région, c'est grâce à ces connaissances que j'ai pu me pencher ensuite sur les nombreux challenges et questions qu'elle soulève. Ce travail de thèse a abouti à étudier différents processus via de nombreux systèmes d'observations mais m'a également amené à réfléchir sur le devenir de l'étude de cette zone enclavée, les perspectives de recherche que j'entrevoie ainsi que les futures questions que je souhaiterai étudier.

Quel est le futur de la mer de Weddell dans un océan en pleine modification ?

Si le changement climatique a, à ce jour, des impacts déjà visibles sur l'état des océans et du climat, ils le sont moins au niveau de la région de la marge antarctique. Au niveau global le changement climatique a, par exemple, déjà un impact sur la structure des océans avec une modification de caractéristiques de surface. Je présente en **Annexe C** une étude à laquelle j'ai participé en tant que co-autrice, portant sur les évolutions de la surface des océans à l'échelle globale et montrant une augmentation de la stratification ainsi qu'un approfondissement de la couche de mélange de surface en été. Cette étude se base sur des observations *in-situ* collectées entre 1970 et 2018. Les changements à long terme sur les plateaux antarctiques et en mer de Weddell sont plus compliqués à appréhender du fait de la faible densité de données. Les changements qui y sont observés sont eux-mêmes compliqués à comprendre du fait de nombreuses interactions en jeu dans les régions du pourtour antarctique.

Un des impacts important que pourrait avoir le changement climatique se joue au niveau de l'écoulement de la calotte glaciaire, entraîné par une déstabilisation liée à la perte de masse des plateformes glaciaires l'entourant [Rignot *et al.* 2019]. La perte de masse des glaciers d'Antarctique est hétérogène, avec des larges pertes au niveau de la Péninsule Antarctique et un équilibre de masse au niveau de l'Antarctique de l'est. L'EAIS correspond à lui seul à environ 85% du volume de glace présent sur le continent et les modifications sur cette partie de l'Antarctique seraient donc dramatiques pour le niveau global des océans. Pour l'heure, malgré les larges incertitudes liées à la dynamique de perte de masse de la calotte antarctique, les observations lui attribuent tout de même une large part de l'augmentation du niveau des océans et les projections lui attribuent également une part de l'augmentation moyenne des océans dans des proportions différentes selon les modèles [Oppenheimer & Hinkel 2019]. Ces différentes proportions proviennent en grande partie des incertitudes sur la dynamique océanique des plateaux continentaux antarctiques qui forcent la perte de masse de l'Antarctique par fonte basale [Oppenheimer & Hinkel 2019]. La fonte basale diminue l'effet arc-boutant que joue les plateformes glaciaires sur la calotte polaire antarctique, diminuant de ce fait sa stabilité, cette fonte provenant des interactions entre l'océan et les plateformes glaciaires.

Dans le **Chapitre II** de ma thèse, j'ai discuté de la régulation du contenu de chaleur des CDW sur le plateau continental de la mer de Weddell, au niveau de la Dépression Centrale, en montrant qu'elle est liée à la variabilité de la glace de mer dans cette région. La couverture totale de glace de mer antarctique n'a pas montré de tendance significative entre 1979 et 2018 [Ludescher *et al.* 2019], malgré une augmentation globale de la couverture moyenne de glace de mer jusqu'à 2015 [Comiso *et al.* 2017], les années 2016 à 2018 ont montré une forte anomalie négative de couverture de banquise (Figure V.1 ; [Turner *et al.* 2017, Meehl *et al.* 2019, Wang *et al.* 2019]). Or, sur cette même figure, nous pouvons voir que l'année 2020 représente une anomalie positive de couverture de glace de mer durant l'hiver austral et les premières observations de 2021 montrent que la couverture de banquise est plus importante que la moyenne, et ce dès mars. Cette variabilité interannuelle pourrait donc entraîner à son tour une large variabilité du contenu de chaleur accédant

à FRIS via la Dépression Centrale [Vignes et al, en révision]. Mais une potentielle diminution de la couverture de glace antarctique dans le futur pourrait avoir un effet direct sur la quantité de chaleur atteignant FRIS. Or, en Antarctique, les nombreux processus couplés entachent les projections d'évolution de la glace de mer de larges incertitudes [Meredith *et al.* 2019]. En effet, les modèles actuels ont du mal à reproduire les changements de banquises observés au cours des dernières décennies, apportant peu de confiance dans les projections futures de la banquise antarctique. Ainsi, les futurs scénarios possibles pour le plateau continental ainsi que la plateforme glaciaire de FRIS sont très difficiles à estimer.

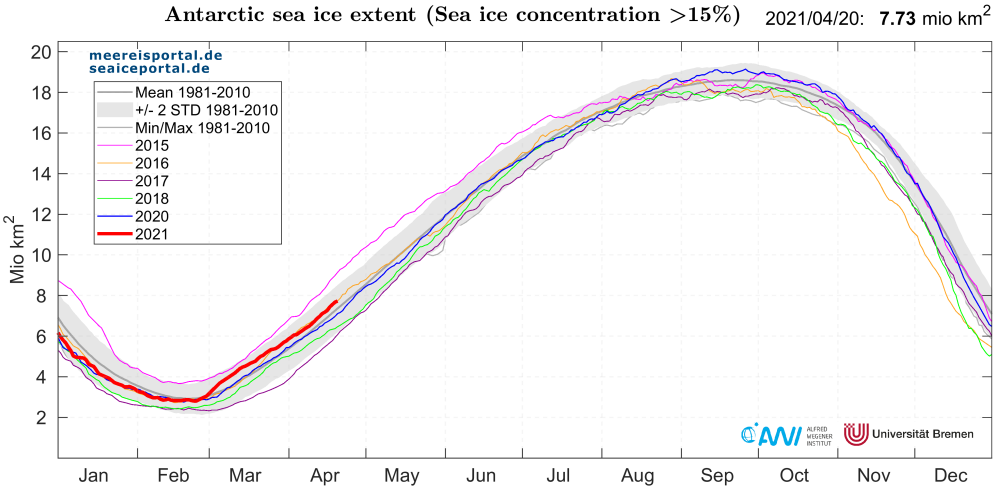


FIGURE V.1: Étendu de la couverture de glace de mer antarctique avec en gris clair la moyenne entre 1981 et 2010 et en ombre grise autour la standard deviation, chaque ligne de couleur correspond à une année différente [Treffeisen *et al.* 2015].

En plus de ces incertitudes sur le contenu de chaleur accédant à la cavité glaciaire de FRIS, il y a également des nombreuses projections sur la réponse de la plateforme glaciaire elle-même au changement climatique. [Naughten *et al.* 2021] a montré que la réponse de FRIS à un scénario d'augmentation du CO_2 atmosphérique pourrait être dans un premier temps une baisse de la fonte basale liée au ralentissement de la circulation sous-glaciaire, donnant lieu à un début de la période de fonte plus tardif que précédemment estimé [Nicholls *et al.* 1997, Hellmer *et al.* 2012].

La mer de Weddell est-elle arrivée à un point de bascule ?

Dû à un manque de données *in-situ* cité à plusieurs reprises, l'interannualité de l'état de la mer de Weddell est difficile à estimer et en découle donc de larges incertitudes sur sa stabilité. Quel est l'état de base de la mer de Weddell ? Est-ce que nous observons aujourd'hui une mer de Weddell encore non atteinte par le signal du changement climatique ? Est-ce que la variabilité interannuelle prévaut encore sur les variations dues au changement climatique ? Toutes ces questions sont toujours ouvertes et impliquent des suppositions sur l'état actuel et futur de la mer de Weddell. Au niveau du plateau continental de FRIS, [Hellmer *et al.* 2012] a montré que pour une intrusion de chaleur via la Dépression de Filchner atteignant la cavité glaciaire de FRIS, une rétroaction positive se mettrait en place et l'accès des eaux chaudes à la cavité serait auto-entretenu. L'étude en **Annexe A**([Ryan *et al.* 2020]) présente une anomalie importante de température sur le plateau continental de FRIS en 2017, via l'arrivée prolongée temporellement de MWDW plus chaudes que les années précédentes. Dû au manque d'échantillonnage cette année-là, aucune observation au niveau de l'entrée de FRIS n'a pu montrer si la circulation d'eaux chaudes avait réussi à atteindre la plateforme et possiblement la cavité glaciaire. En effet, le flotteur circulant dans cette veine de

MWDW ayant été le plus au sud n'a atteint que ∼77°S ([Vignes et al, en préparation] - **Chapitre III**) et la section CTD ayant été effectuée en face de l'entrée de FRIS durant l'été austral, n'a pas échantillonné de MWDW [Darelius & Sallée 2018].

La question de ce point de bascule s'est donc légitimement posée à la suite de cette étude. Sommes-nous arrivés à ce moment où les eaux chaudes arriveraient à pénétrer sous la plateforme de FRIS via la Dépression de Filchner ? Sur la Figure V.3 est montrée la série temporelle d'un instrument placé sur un mouillage situé sur le bord est de la Dépression de Filchner (74.4°S, 31°W) à 100m au dessus du fond. Sur cette figure nous observons en 2017 une arrivée de chaleur importante sur le plateau continental liée à des températures supérieures à ∼-1.5°C même pendant l'hiver austral, indiquant une arrivée de MWDW continue alors que normalement durant cette période l'afflux d'eaux chaudes laisse place à l'export d'eaux froides du plateau vers la pente continentale [Ryan *et al.* 2017]. En 2018 des eaux encore plus chaudes sont mesurées durant l'été austral avec des températures atteignant jusqu'à 0.5°C mesurées en mars 2018, mais dès avril 2018 les températures décroissent pour approcher du point de congélation de surface en juin 2018, le cycle saisonnier classique de cette région se mettant à nouveau en place. En 2019 et 2020 les MWDW observées accédant au bord est de la Dépression de Filchner sont plus froides qu'en 2017 et 2018 et elles ne sont observées que sur des périodes plus courtes qu'en 2017 (entre décembre et mai). Une étude plus approfondie de l'ensemble des données de mouillages présents sur le plateau continental de FRIS (Figure V.2a) qui ont échantillonné de 2017 à début 2021 pour la plupart, va pouvoir affiner cette tendance. Cependant, les premiers résultats ne semblent pas indiquer que l'on ait dépassé un point de bascule pour le plateau continental et la plateforme de FRIS.

Après ces questions, je présente deux aspects que j'ai peu intégrés dans ma thèse.

La place de la mer de Weddell dans le pourtour antarctique. L'étude de cette zone très restreinte géographiquement qu'est le plateau continental de FRIS s'est focalisée sur sa partie est, centrée sur la Dépression Centrale et la Dépression de Filchner. Ce sujet a été très dense à étudier, de part le grand nombre de questions encore ouvertes, ou bien encore les interactions très complexes qui ont lieu dans cette région. Cependant ma vision de la marge continentale est restée très locale, n'apportant aucun élément de comparaison avec d'autres plateaux continentaux, ou bien aucune intégration du plateau continental dans le contexte plus large de la mer de Weddell, du pourtour antarctique ou bien, encore plus large, de l'océan Austral.

Une étude à laquelle j'ai participé en tant que co-autrice m'a permis d'avoir une vision plus globale, aussi bien spatialement que temporellement ([Sallée *et al.* 2021] - **Annexe C**). A part cela ma thèse est centrée sur une échelle locale, que cela soit à travers les trois études principales que j'ai présentées dans les trois chapitres précédents, où bien à travers les deux autres études auxquelles j'ai participé en temps que co-autrice qui portent sur l'étude de l'export de ISW sur le plateau et la pente continentale de FRIS ([Akhoudas *et al.* 2020] - **Annexe B**) et de la dynamique de cette même région en 2017 ([Ryan *et al.* 2020] - **Annexe A**). L'étude des dynamiques étudiées pendant ma thèse pourrait être comparée à différentes zones du pourtour antarctique pour essayer de comprendre les différences d'interactions et processus sur la marge continentale antarctique. Également, l'utilisation de flotteurs autonomes et du système RAFOS qui a prouvé son efficacité sur le plateau continental de la mer de Weddell pourrait être généralisé aux autres plateaux continentaux antarctiques afin d'affiner nos observations et nos connaissances de ces zones. Plusieurs études pourraient être encore possibles en mer de Weddell grâce à ces flotteurs autonomes, avec par exemples des déploiements d'un plus grand nombre de flotteurs dans certaines masses d'eaux clés afin de pouvoir étudier statistiquement les trajectoires suivies par ces flotteurs.

Forçages. Durant cette thèse je me suis beaucoup penchée sur les processus océanographiques,

la circulation des masses d'eaux et l'hydrographie du plateau continental de FRIS, mais peu sur les forçages de la zone et leurs observations. L'exploitation des données de concentration et de production de glace de mer, ainsi que les données de vent sont autant d'observations qui seraient importantes à ajouter à ces études afin de quantifier l'action de ces forçages sur les mécanismes décrits dans les différentes études. Cette approche a uniquement été abordée dans les études auxquelles j'ai participé en tant que co-autrice, [Akhoudas *et al.* 2020](**Annexe B**) avec comme élément de forçage la plateforme glaciaire de FRIS et son apport en eau douce à l'hydrographie de la région via la formation de ISW, ainsi que [Ryan *et al.* 2020](**Annexe A**) avec l'étude des anomalies de concentration de glace de mer et de vent pour tenter d'expliquer l'anomalie de température en 2017.

L'appui des études dynamiques du plateau continental de FRIS sur les données liées aux forçages de la zone apporterait une vision plus globale des processus et des interactions dans cette région.

Observations. Une majeure partie des limitations listées pendant cette thèse se trouve au niveau des observations. Le sous-échantillonnage des plateaux continentaux antarctiques laissant encore de grandes zones d'ombres sur de nombreux processus ayant lieu dans ces régions.

Dans les derniers mois de ma thèse j'ai eu la chance de participer à une campagne en mer de deux mois sur le plateau continental de FRIS en février et mars 2021 (COSMUS/PS129 [Hellmer 2020]). Pendant ce travail de terrain j'ai pu observer toutes les nouvelles données collectées ainsi que l'ensemble des nouveaux moyens d'observation déployés qui seront autant de nouvelles façons de compléter les jeux de données dans le futur.

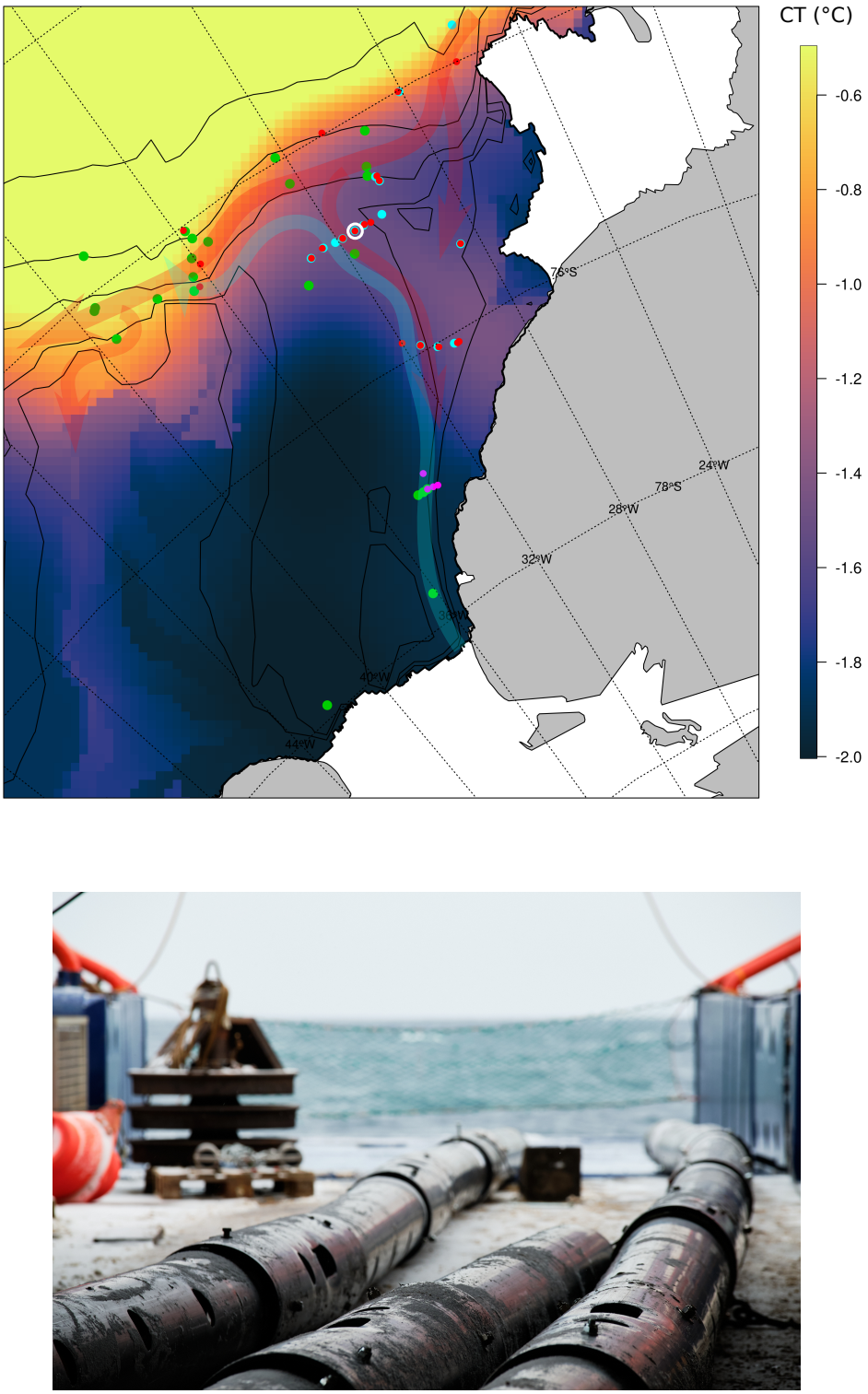


FIGURE V.2: a)Carte de la région de la Dépression de Filchner représentant le position des mouillages instrumentés de la région. La couleur en fond représente la température conservative moyenne entre 360 and 420 m, provenant de [Jourdain *et al.* 2020]. Les contours bathymétriques sont dessinées tous les 1000m, avec en plus les contours de 300, 400 et 500 m de profondeur. Les ronds colorées représentent les positions de mouillages historiques (vert), de ceux récupérés (bleu clair) et déployés (rouge) durant PS124 [Hellmer 2020], ainsi que les bouées LoTUS (rose ; capteur de température au fond de l'océan) déployées pendant cette même campagne. Les ronds ont des tailles variables afin de visualiser les redéploiements sur les mêmes sites. Les flèches en transparence montrent les principaux chemins de circulations des WDW et MWDW (rouge) et des ISW (bleu). b) Photographie d'un "mouillage tuyau" avant son déploiement pendant PS124 avec en fond l'ancre et le largueur à la base du mouillage. Photographie de Tim Kalvelage.

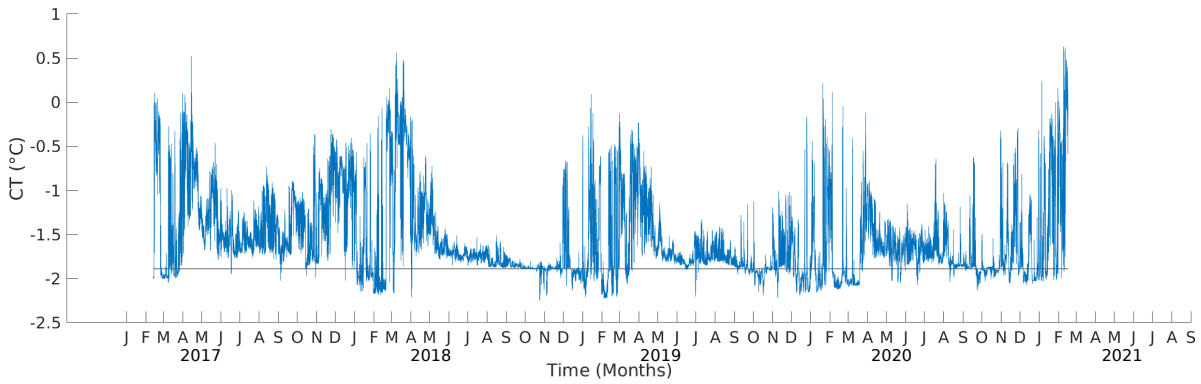


FIGURE V.3: Série temporelle de la température conservative à 465m de profondeur, sur le mouillage P1 à 74°651S, 31°04W, représenté cerclé de blanc sur la Figure V.2. La ligne noire horizontale représente le point de congélation à la surface.

Pendant cette mission un nombre important d'opérations de mouillages ont été effectuées et sont montrées sur la Figure V.2 avec en vert les mouillages historiques de la région, principalement placés dans la zone d'export de ISW sur la pente afin d'étudier la formation des WDBW et la dynamique sur pente continentale. En bleu clair sont montrés les mouillages récupérés durant PS129, au nombre de 15, qui sont principalement placés dans l'arrivée de WDW/MWDW au niveau de la pente continentale, de la Dépression de Filchner et du plateau continental est. Deux lignes de mouillages situées à 74°50S et à 76°S vont pouvoir estimer la variabilité saisonnière et interannuelle de la circulation de MWDW vers le sud, ainsi que celle de ISW vers le nord. Les différences entre ces deux lignes de mouillages seront également très intéressantes pour déterminer la dynamique entre ces deux latitudes. La ligne la plus au nord du plateau continental pourra également être comparée avec deux mouillages norvégiens placés sur la pente continentale à 29° donnant des informations sur les MWDW accédant au plateau, en lien avec l'étude du **Chapitre IV**. La ligne située à 76°S échantillonne grâce à trois mouillages depuis 2014, permettant donc au retour de cette mission d'avoir sept années consécutives de données de température, salinité et vitesse. Cette ligne de mouillages va pouvoir nous permettre d'observer l'interannualité de la pente est de la Dépression de Filchner. En supplément un mouillage situé dans la Petite Dépression à l'est de la Dépression de Filchner va pouvoir étudier ce chemin d'arrivée de MWDW très peu étudié pour l'instant. Ce mouillage est présenté dans le **Chapitre III** avec l'utilisation des données de l'année 2017, mais certains instruments ont pu échantillonner jusqu'à mars 2021.

Le campagne PS124 a aussi donné lieu à de nombreux déploiements de nouveaux instruments (en rouge et rose sur la Figure V.2), que ce soit en terme de localisation ou de moyens d'observation. Le maintien des lignes de mouillages à 74°50S et à 76°S par redéploiement des lignes, offrant plusieurs années supplémentaires d'observations quand elles seront récupérées. Trois mouillages ont été déployés sur la pente continentale au niveau de la zone d'export de ISW, proche des localisations de mouillages historiques, lourdement instrumentés au fond de la colonne d'eau. Ils pourront apporter des informations précieuses sur l'export de DSW et la comparaison avec les mouillages présents précédemment pourra possiblement donner une estimation des changements d'export d'eaux denses depuis le plateau continental de FRIS. Le déploiement de quatre bouées LoTUS à 77°S qui vont mesurer la température à la base de la colonne d'eau, vont pouvoir encore une fois renseigner sur la saisonnalité de la zone, ainsi que sur de potentielles arrivées de MWDW qui sont rarement observées à cette latitude.

En plus de ces nombreux instruments, de nouveaux équipements ont été déployés dans la zone. Pour pallier au déficit de données de surface causé par la présence d'icebergs obligeant à placer les mouillages uniquement en profondeur, deux nouveaux types d'instruments ont été déployés durant PS124. Tout d'abord ce que nous pourrions traduire par des "mouillages tuyaux" (*pipe moorings*), la photographie Figure V.2b montrant l'un de ces trois mouillages sur le pont avant son déploiement lors de PS124. Ces mouillages sont constitués d'une ligne de mouillage classique dont les 300 premiers mètres sont enfermés dans des tubes de plastique les protégeant du potentiel passage des icebergs, les tubes sont percés pour laisser l'eau s'écouler librement et ne pas entraver l'échantillonnage. Ces designs de mouillages sont déjà utilisés au Groenland dans des régions de passage d'icebergs [Holfort & Meincke 2005, Bacon *et al.* 2014]. Ces trois mouillages viennent compléter la ligne déjà déployée à 76°S avec des instruments proches du fond, et pourront donc donner des informations sur plusieurs années sur l'intégralité de la colonne d'eau, apportant de nombreux éléments cruciaux pour la compréhension de cette région.

Fort de l'expérience des déploiements de flotteurs autonomes en 2017, trois nouveaux flotteurs ont été déployés par l'Alfred-Wegener-Institut, cette fois-ci dans la pente du plateau continental de FRIS. Trois sources acoustiques pour le positionnement de ces flotteurs par le système RAFOS ont également été déployés au nord de la pente continentale, alignés à 72°S (Figure V.2). Ces flotteurs ont été placés sur une même longitude, sur trois contours de bathymétrie différents, et ont leur profondeur de dérive fixée en dessous du contour bathymétrique sur lequel ils ont été placés. Après avoir effectué leur profil hebdomadaire, ces flotteurs vont donc se poser sur le fond et rester immobiles. Ils vont donc pouvoir échantillonner et possiblement transmettre chaque semaine, selon la couverture de glace, un profil complet de la colonne d'eau dans la pente continentale, devenant un flotteur-mouillage. Ces flotteurs sont placés ainsi pour échantillonner le courant de pente antarctique et l'ASF de manière régulière et télétransmettre leurs données, ce qui permet également de les récolter au fur et à mesure, dès que la couverture de glace le permet. En effet les mouillages placés dans la pente continentale, comme ceux sur le plateau, échantillonnent uniquement en subsurface, manquant les premières centaines de mètres de la colonne d'eau et possiblement des variations saisonnières de l'ASC et de l'ASF [Hattermann 2018, Pauthenet *et al.* 2021].

En complément, douze phoques de Weddell ont été équipés de capteur CTD durant PS124 et vont pouvoir compléter les données des nombreux dispositifs listés ci-dessus, jusqu'à la prochaine mue des animaux.

Les nombreuses données récoltées en début d'année 2021 ainsi que celles qui seront récupérées à la prochaine mission sur le plateau continental de la mer de Weddell vont apporter une visualisation plus précise et plus complète de la zone, qui vont nous permettre d'explorer et possiblement de lever une partie des nombreuses incertitudes présentes dans cette région.

Modélisation régionale. Pour compléter les données in-situ, l'utilisation de modèles régionaux incluant les interactions atmosphère-océan-glace ainsi qu'une large gamme de forçage (marées et vent par exemple) est un atout majeur. La plupart des modèles de la mer de Weddell n'incluent pas tous ces éléments, comme FESOM par exemple qui n'inclut pas les marées. Mais [Hausmann *et al.* 2020] a présenté un nouveau modèle régional de la mer de Weddell incluant la circulation sous la cavité de FRIS et présentant pour la première fois l'impact des marées dans l'interaction entre l'océan et la plateforme glaciaire dans un modèle avec un couplage entre l'océan et la glace de mer. Ce modèle pourrait aider à compléter efficacement l'étude de la zone.

Interdisciplinarité L'opportunité de participer à une campagne interdisciplinaire m'a permis d'ouvrir mon questionnement scientifique et mes perspectives de recherche. En effet en participant à PS124 j'ai pu, pour la première fois, échanger avec de nombreux groupes travaillant sur la même

zone géographique mais sur des sujets totalement différents et tous interconnectés. Nous étions 48 scientifiques à bord, répartis dans 10 groupes scientifiques différents, étudiant les conditions océanographiques, l'écosystème et l'habitat des phoques de Weddell, la bathymétrie, la glace de mer, la biogéochimie, l'atmosphère, la faune benthique ou encore les microplastiques. Durant de nombreux échanges scientifiques j'ai pu me rendre compte à quel point les sujets étaient tous interconnectés et à quel point les observations océanographiques que nous obtenions pouvaient être importantes pour les autres groupes scientifiques. Par exemple, les flotteurs que je présente dans le **Chapitre III** échantillonnent en hiver dans des zones sous la glace de mer et parfois même dans des zones où la banquise est en train de se former. Ces informations, couplées au positionnement des flotteurs et à des observations satellites de la couverture de glace de mer donneraient des informations très précieuses sur la dynamique de la couche de surface pendant la formation de glace de mer à la surface et pourraient documenter le couplage océan-banquise encore mal compris. En écologie, la distribution des phoques de Weddell, mais également celle des poissons sur le plateau continental de FRIS sont associées à la circulation des masses d'eaux [La Mesa *et al.* 2019, Labrousse *et al.* 2021]. Un mouillage doté d'instruments océanographiques et d'une caméra à sa base à notamment été déployé durant PS124 dans une zone abondante en "Jonah's icefish" (*Neopagetopsis ionah*) et en nids dans lesquels ils pondent et gardent leurs oeufs, ce mouillage pourra potentiellement lier l'occurrence de ces animaux et les caractéristiques des masses d'eaux [Emilio *et al.* 2017].

Cette approche interdisciplinaire peut ouvrir des perspectives sur de nombreuses études qui, en mer de Weddell, sont encore rares ou absentes.

4 Conclusion

Cette thèse m'a permis d'étudier certains aspects du plateau continental sud-ouest de la mer de Weddell, une zone si isolée, d'une taille négligeable quand on regarde l'océan dans son ensemble et pourtant si fondamentale dans la dynamique de l'océan Austral et de la circulation globale. J'ai étudié pendant quatre ans cette zone, sur laquelle je porte maintenant un regard plus aguerri mais qui n'a eu de cesse de soulever de nouvelles questions.

J'ai également eu la chance de pouvoir effectuer une mission en mer de Weddell, sur la plateau continental de FRIS jusqu'à Ekström Ice Shelf, et j'ai pu me rendre compte de la difficulté d'acquérir des données *in-situ* dans cette région, et donc de la valeur de chaque mesure. J'ai aussi pu prendre conscience de l'importance de maintenir un système de données pérenne dans cette région où l'interannualité et l'impact du changement climatique sont encore si mal connus.

Des données très récentes viennent de revenir de la mer de Weddell, elles ont déjà données des premières observations, des premières discussions scientifiques et des premières questions qui vont être passionnantes à étudier.

Annexes

Annexe A

Etude de la circulation de MWDW en direction de la plateforme glaciaire de Filchner-Ronne en 2017

Résumé

Dans cette section je présente une étude dirigée par Svenja Ryan, à laquelle j'ai participé en tant que co-autrice. Cette étude porte sur l'hydrographie du plateau de Filchner-Ronne en 2017 grâce à trois mouillages instrumentés placés sur la pente est de la Dépression de Filchner. Ces mouillages ont échantillonné le fond de la colonne d'eau de 2014 à 2017 et montrent une circulation de MWDW provenant de la pente continentale plus chaude et plus prolongée temporellement en 2017 que les trois années précédentes. Cette étude compare également l'année 2017 en terme de concentration de glace de mer et de tension du vent avec les années précédentes au niveau de la Dépression de Filchner et de la pente continentale en amont du plateau continental de Filchner-Ronne. Si la tension du vent le long de la pente continentale ne montre pas d'anomalie négative en 2017, qui aurait été responsable d'une relaxation de l'ASF, les résultats suggèrent une anomalie négative de couverture de glace de mer durant cette année. L'hypothèse proposée pour expliquer l'origine de cette anomalie de banquise est celle d'une advection d'une eau de surface peu dense depuis la région en amont, provenant potentiellement d'une fonte de banquise importante le long de la côte de Dronning Maud Land. Cette anomalie de densité à la surface, modifie la structure de la partie supérieure de la colonne et permettant une relaxation importante de la thermocline au niveau de la pente continentale. Cette relaxation permet une remontée de MWDW plus profonde et plus chaude au niveau de la pente continentale que les années précédentes.

1 Article : *Exceptionally Warm and Prolonged Flow of Warm Deep Water Toward the Filchner-Ronne Ice Shelf in 2017*

Check for updates

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER
10.1029/2020GL088119

Exceptionally Warm and Prolonged Flow of Warm Deep Water Toward the Filchner-Ronne Ice Shelf in 2017

Svenja Ryan[1,2], Hartmut H. Hellmer[1], Markus Janout[1], Elin Darelius[3], Lucie Vignes[4], and Michael Schröder[1]

[1]Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany, [2]Now at Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA, USA, [3]Geophysical Institute, University of Bergen, Bergen, Norway, [4]Laboratoire d'Océanographie et du Climat, Sorbonne Université/CNRS, Paris, France

Key Points:
- Three 4-year-long mooring time series show anomalously warm and prolonged inflow along the eastern flank of the Filchner Trough in 2017
- Warm water persists on the shelf throughout winter and is associated with a fresh anomaly that leads to changes in the shelf density structure
- We hypothesize that the fresh anomaly originated from anomalous summer sea ice melt upstream and caused shoaling of shelf break thermocline

Supporting Information:
- Supporting information S1
- Figure S1
- Figure S2
- Figure S3

Correspondence to:
S. Ryan,
sryan@whoi.edu

Citation:
Ryan, S., Hellmer, H. H., Janout, M., Darelius, E., Vignes, L., & Schröder, M. (2020). Exceptionally warm and prolonged flow of Warm Deep Water toward the Filchner-Ronne Ice Shelf in 2017. *Geophysical Research Letters*, *47*, e2020GL088119. https://doi.org/10.1029/2020GL088119

Received 24 MAR 2020
Accepted 3 JUN 2020
Accepted article online 9 JUN 2020

©2020. The Authors.
This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Abstract The Filchner-Ronne Ice Shelf, fringing the southern Weddell Sea, is Antarctica's second largest ice shelf. At present, basal melt rates are low due to active dense water formation; however, model projections suggest a drastic increase in the future due to enhanced inflow of open-ocean warm water. Mooring observations from 2014 to 2016 along the eastern flank of the Filchner Trough (76°S) revealed a distinct seasonal cycle with inflow if Warm Deep Water during summer and autumn. Here we present extended time series showing an exceptionally warm and long inflow in 2017, with maximum temperatures exceeding 0.5°C. Warm temperatures persisted throughout winter, associated with a fresh anomaly, which lead to a change in stratification over the shelf, favoring an earlier inflow in the following summer. We suggest that the fresh anomaly developed upstream after anomalous summer sea ice melting and contributed to a shoaling of the shelf break thermocline.

1. Introduction

The ice shelves fringing the Antarctic continent are central to the stability of the Antarctic Ice Sheet, whose mass balance is largely controlled by the interaction of the ice shelves with the ocean (Fürst et al., 2016). Enhanced basal melt rates and ice shelf thinning have been observed widely during the last decade, in particular in the Bellingshausen and Amundsen Seas (e.g., Paolo et al., 2015; Rignot et al., 2013). These changes have mostly been attributed to an increased transport of warm middepth Circumpolar Deep Water (CDW) onto the continental shelf (Nakayama et al., 2013; Pritchard et al., 2012). The exchange of water masses across the continental shelf break is largely controlled by dynamics and characteristics of the near-circumpolar Antarctic Slope Front (ASF; Jacobs, 1991) and the associated Antarctic Slope Current (ASC; see Thompson et al., 2018, for a review). The ASF and cross-slope exchange respond to local wind forcing (Gill, 1973; Graham et al., 2013; Stewart & Thompson, 2015)-mainly the along-coast component of the Antarctic easterlies-but also to buoyancy forcing, which is dominated by the seasonal sea ice cycle next to local input of glacial melt water (Hattermann, 2018; Núñez-Riboni & Fahrbach, 2009; Nøst et al., 2011). Furthermore, earlier studies suggest that complex processes such as dense water overflows, tides, and baroclinic instabilities can significantly influence the cross-slope and cross-shelf transport (Nøst et al., 2011; Stewart & Thompson, 2015; Stewart et al., 2018; St-Laurent et al., 2013).

The southeastern Weddell Sea, home of the large Filchner-Ronne Ice Shelf (FRIS), is of great climatic importance as dense water production on the 400 km broad continental shelf contributes significantly to the formation of Weddell Sea Deep and Bottom Waters (Nicholls et al., 2009). Both water masses are precursors of the globally relevant Antarctic Bottom Water (Foldvik, 2004), which ventilates the abyssal ocean (Reid & Lynn, 1971) and supplies the lower limb of the global overturning circulation (Sloyan & Rintoul, 2001). The Filchner Trough (FT, Figure 1) connects the deep ocean with the FRIS cavity, serving as outflow pathway of the potentially supercooled Ice Shelf Water (ISW; Darelius et al., 2014; Foldvik & Gammelsrød, 1988). ISW is formed by the interaction of High Salinity Shelf Water with the ice shelf base, resulting in temperatures below the surface freezing point (θ<−1.9°C). The trough also provides a potential inflow pathway for Modified Warm Deep Water (MWDW), a product of mixing at the ASF where open-ocean, middepth Warm Deep Water (WDW)-a derivative of CDW-mixes with the overlying Winter Water (WW). Seasonal intrusions of MWDW are observed at depth (~200–400 m) along FT's eastern flank and over the shallower eastern shelf (depth ~<450 m) during summer and autumn (approximately January–May; Årthun et al., 2012; Ryan et al.,

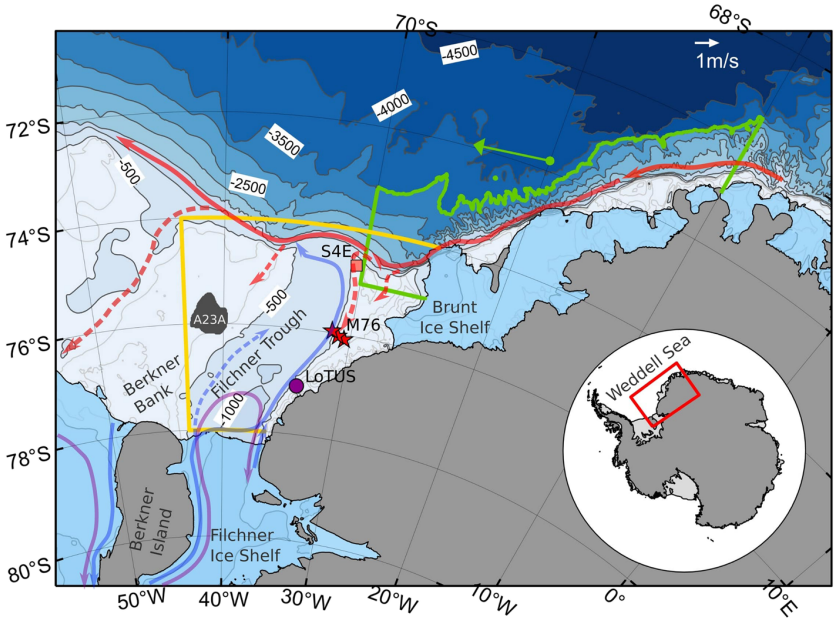


Figure 1. Bathymetric map of the study region and schematic ocean circulation after Darelius et al. (2014), Darelius and Sallée (2018), and Nicholls et al. (2009). Arrows represent the flow of Warm Deep Water (solid red), intrusions of Modified Warm Deep Water (dashed red), and Ice Shelf Water (blue and purple), with dashed blue indicating potential pathways. The positions of moorings (M76) and LoTUS buoy are labeled. Wind stress (ERA-Interim) and sea ice concentration (SSMI) are averaged within the green (Box_{ups}) and yellow (Box_{loc}) boxes with each box bounded by the coast. Ice shelves are marked in light blue and grounded ice/land in gray. Bathymetry is shown in blue shading with contours every 500 m (dark gray) and every 100 m in regions shallower than 1,000 m (light gray). The green arrow shows direction and strength of the mean (2002–2018) wind stress in Box_{ups}. The inset shows the location of the study region.

2017). The seasonality has been linked to weaker along-coast wind stress during summer (all seasons are austral seasons), driving a shoaling of the ASF. Mooring data from the eastern shelf from 2013–2016 show a cessation of the warm inflow around June, followed by temperatures persisting around the surface freezing point or below throughout winter and spring (Ryan et al., 2017). In 2013, MWDW was observed in the vicinity of the Filchner Ice Shelf (FIS) front at the end of summer, as a results of a strengthened wind-driven coastal current (Darelius et al., 2016). While basal melt rates have been stable under FRIS to date (Paolo et al., 2015; Rignot et al., 2019), numerical model simulations predict that in a future warming climate MWDW may irreversibly enter the continental shelf via the FT and ultimately fill the FRIS cavity causing enhanced basal melting (Hellmer et al., 2012; Timmermann & Hellmer, 2013). FRIS is by volume the largest Antarctic ice shelf and buttresses several ice streams draining the Antarctic Ice Sheet (east and west) and therefore can potentially contribute several meters to sea level rise. Additionally, increased freshwater input from enhanced melting would ultimately affect the local dense water formation as shelf waters would become more buoyant leading to a shutdown of Ice Shelf Water formation and a flushing of the ice shelf cavity with MWDW (Hellmer et al., 2017). Thus, continuous efforts are being undertaken to monitor the warm inflow and understand key processes in the region.

This paper presents three extended mooring time series from the eastern flank of the FT that were installed from 2014 to 2018. The data reveal a particularly warm and prolonged inflow in 2017, compared to previous years. Hydrographic properties and possible forcing mechanisms of this event are investigated in this study.

2. Data

Three moorings were operated on the southeastern Weddell Sea continental shelf (Figure 1) between 2014 and 2018. They were oriented zonally along 76°S at depths between 450 m ($M_{30.5W}$ at 30.47°W, 76.09°S; M_{31W} at 30.99°W, 76.05°S) and 580 m ($M_{31.5W}$ at 31.48°W, 75.96°S). Temperature, salinity, and pressure were recorded at two depth levels (330 m and at bottom), with additional temperature measurements from 2016 to

2018. (For details on mooring deployment see supporting information Table S1 and Janout et al., 2019; Schröder & Wisotzki, 2014; Schröder et al., 2016).

Conductivity-temperature-depth (CTD) profiles were collected during deployment and recovery cruises as well as during the ES060 (RRS *Earnest Shackleton* Darelius & Fer, 2015) and WAPITI (JR16004, RSS *James Clark Ross* Sallée, 2018) expeditions in 2013 and 2017, respectively. A Long Term Underwater System (LoTUS) buoy was deployed at 77.09°S, 33.77°W (~384 m depth) during 2017 (see Table S1 for details Darelius & Kuttenkueler, 2018).

Wind velocity at 10 m above sea level was obtained from the ERA-Interim reanalysis product with a horizontal resolution of 0.75° (Dee et al., 2011) and used to derive the surface wind stress following the method by Andreas et al. (2010), which implements changes to the drag coefficient depending on the sea ice concentration (see supporting information for more details on calculation). For consistency in the horizontal grid ERA sea ice concentrations are used for the calculation. For Box_{ups} (green in Figure 1), the coordinate system is rotated to 245° to obtain the along-coast component. An extended time series (2002–2017) of polynya ice production rates derived for winter (April–September) is used (Paul et al., 2015b), which were computed from daily Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) median thin-ice thickness composites. Daily SSMI-SSMIS sea ice concentration data were obtained as a 5-day median-filtered and gap-filled product from the Integrated Climate Data Center in Hamburg (ICDC), Germany.

3. Results

3.1. Prolonged and Exceptionally Warm Inflow in 2017

The hydrography along the eastern flank of the FT typically shows a distinct seasonal cycle with MWDW inflow during summer/autumn ($-1.5 \leq \theta \leq -1$°C), followed by a decrease to near-freezing temperatures in winter, driven by a combination of seasonal suppression of the shelf break thermocline and local surface freezing and the development of deep mixed layers (Ryan et al., 2017; Figure 2). The seasonality is generally a robust feature in the 4-year record from 2013–2016. In 2017, an unprecedented strong and long warm inflow was observed across the whole mooring array (Figures 2a–2c) with maximum temperatures exceeding those previously observed by up to ~0.5°C (i.e., $\sigma > -1$°C). The maximum temperatures are also associated with higher salinity (and density, Figures 2d–2f), which suggests the inflow to be composed of denser WDW, commonly found at greater depths over the continental slope. Alternatively, there has been less mixing with the overlaying WW during the cross-slope exchange.

In stark contrast to the previously observed seasonal cycle, temperatures at $M_{30.5W}$ and M_{31W} remain above freezing until October, around −1.7°C and −1.5°C at ~330 and ~430 m, respectively. Thus, warmest water is found along the bottom. Cold and saline spikes between July and October near the bottom at M_{31W} (Figures 2b and 2h) suggest lateral/vertical movement of the ISW/MWDW interface past the mooring. The absence of these spikes at $M_{30.5W}$ (Figures 2a and 2g) suggest that the interface remains to the east of it. Temperatures above freezing (~−1.7°C), are also found over the slope at $M_{31.5W}$ during winter (Figures 2c and 2i), however, the temperature is generally lower than at M_{31W} and $M_{30.5W}$, suggesting that the core of prolonged warm inflow is confined to the shallower eastern shelf. Observations at ~77°S-384 m (Figure 2c, yellow line) show maximum temperatures above −1.5°C in autumn, which is close to the temperatures observed at this latitude during the strong warm inflow observed in 2013 (see $\mathrm{M77}_{NORTH}$Darelius et al., 2016). In agreement with the observations at 76° S, temperatures remain above freezing between July and October. The LoTUS buoy was located at approximately 384 m depth; mooring observations in 2013 indicate that the main warm core follows the 400–500 m isobath and might therefore not have been fully captured by the LoTUS buoy. These results suggests that MWDW may have reached the FIS front in 2017, similarly to 2013 (Darelius et al., 2016).

3.2. Fresh Anomaly

After peak temperatures are reached in late autumn, decreasing temperatures are generally associated with a continuous freshening (Figures 2g–2i), due to increased entrainment of upper-layer WW as the shelf break thermocline deepens (Årthun et al., 2012). In 2014–2016, salinity on the eastern shelf ($M_{30.5W}$ and M_{31W}) reached a minimum in June/July (~34.4) in concert with the cessation of the warm inflow and followed by a gradual salinity increase during winter. In 2017, however, the increase in salinity is absent and

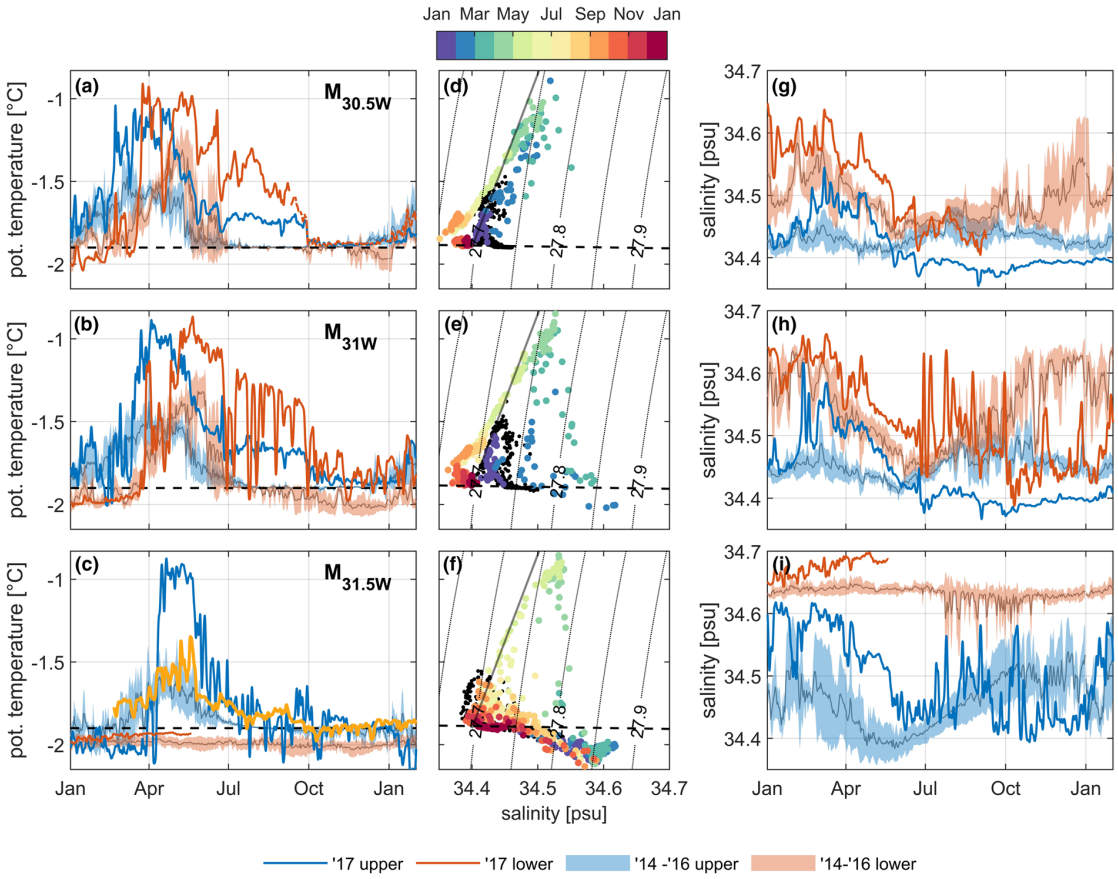


Figure 2. Low-pass filtered (3 days) potential temperature (a–c) and salinity (g–i) time series at all three moorings for 2017 and the mean seasonal cycle from 2014–2016 (shading) for the upper (blue) and bottom (red) instruments at $M_{30.5W}$ (330 and 430 m), M_{31W} (340 and 430 m), and $M_{31.5W}$ (330 m [380 m second deployment] and 565 m). (d–f) TS diagram of 2017 upper sensor data (daily mean values) with time in color and mean annual cycle (2014–2016) as black points. Yellow line in (c) is time series of LoTUS buoy in 2017, and the gray line in (d)–(f) is a reference for the MWDW mixing line. The bottom sensor at $M_{30.5W}$ stopped working in September; temperature from the thermistor above (415 m) is shown (dashed line in a) for the remainder of the year.

continuous freshening is observed instead over the eastern shelf. The salinity minimum is reached around October ($S \leq 34.4$) and coincides with the termination of the warm signal on the eastern shelf (31°W, 30.5°W). The freshest water is found at middepth (upper sensors) on the eastern shelf, particularly at $M_{30.5W}$, suggesting advection by the coastal current as a potential source of the freshening.

In Temperature-Salinity (TS) space, MWDW lays on the mixing line between WDW and WW (gray line in Figures 2d and 2e). The MWDW observed on the eastern shelf during winter in 2017 indicates mixing with a slightly fresher end-member than in previous years (Figures 2d and 2e). These properties resemble Eastern Shelf Water (ESW), which is generally found upstream of the FT on the narrow continental shelf, where Ekman-driven downwelling transports surface water, further freshened by input of glacial meltwater, to greater depth (Fahrbach et al., 1994). Thus ESW typically has lower salinities compared to WW, while both have temperatures close to the freezing point ($34.28 \leq S \leq 34.40$; Carmack, 1974).

In 2014–2016, the ISW layer (cold, saline) extended onto the eastern shelf along the bottom from about October onward, with ISW being observed at M_{31W} almost continuously every autumn, while reaching as far as $M_{30.5W}$ sporadically (Ryan et al., 2017; Figures 2a, 2b, 2g, and 2h). This is not observed in 2017. The combination of the freshening signal and the absence of salinification during winter, leads to significantly fresher conditions on the eastern shelf at the beginning of the following summer (December 2017) compared to previous years at this time.

Hence, 2017 was not just characterized by a warmer and prolonged warm inflow but also a pronounced fresh anomaly. In the next section, the resulting changes in the vertical density structure and implications are investigated further.

4. Modified Shelf Density Structure

A Hovmoeller diagram of temperature at $M_{31.5W}$ from 2016 to 2018 (Figure 3a) shows that generally the upper interface of ISW (−1.9°C isotherm), lays above 380 m during summer and deepens in the presence of the warm intrusions, extending down to a depth of approximately 500 m in late autumn. In 2016, temperatures between ∼380- to 500-m depth decrease in late autumn and reach the surface freezing point in August, indicated by a sharp jump and subsequent vanishing of the −1.9°C isotherm. At the same time, ISW appears in the bottom layer at M_{31W} (not shown) in agreement with the seasonal cycle described by Ryan et al. (2017).

In 2017, significantly warmer temperatures (>-1.2°C) are present (Figure 3a) and extend down to 500 m in May/June. In contrast to 2016 (and likely to previous years), the ISW interface shoals only gradually while warmer water remains present at middepth throughout winter. In January 2018, the ISW layer ultimately extends to above the upper sensor, that is, ∼380 m. CTD profiles in the FT (depth >500 m) from February 2018 show that the upper 400 m of the water column remain about 0.1 kg m^{-3} lighter (∼0.5–1 psu fresher) compared to 2013 and 2016 (Figure 3b). This indicates that the observed fresh water anomaly during winter 2017 altered the density structure over the FT significantly. This is also visible in the comparison of CTD sections along 76°S from different years (2013, 2014, 2016, 2018; see Figure S1).

MWDW entering the continental shelf in summer typically covers a density range between 27.7 and 27.8 kg m^{-3} (Figures 2d–2f). The bottom layer over the eastern shelf and at middepth (∼400 m) in the FT (at 76°S) had densities above 28.0 kg m^{-3} in summers (January/February) of 2013, 2014, and 2016 (Figures 3c and S1), thus "blocking" the lighter MWDW at these depth levels. In 2018 however, the hydrographic section at 76°S suggests that the modified density structure in the upper 400 m allows for an earlier warm water inflow at greater depth, in particular over the FT (Figure S1) but also over the eastern shelf where in previous years MWDW did not appear at the lower sensor of M_{31W} until the second half of March (Figure 2 Ryan et al., 2017). This could potentially lead to larger southward heat transport in 2018, however no data extending beyond February 2018 is available yet.

5. Wind and Sea Ice as Dominant Drivers

5.1. Shoaled Thermocline

CTD profiles at the shelf break east of the FT (Figures 4a and 4b) show that in 2014 the thermocline is suppressed below the shelf break depth (∼600 m) close to the Brunt Ice Shelf (yellow), while in 2017, profiles at similar positions, suggest a shallower thermocline (Δ∼50–100 m, orange). Profiles in both years were obtained in the first half of February (8–10 February). In addition, warm temperatures of up to −0.5°C are observed along the bottom further south within a small trough cutting across the continental shelf between the FT and Brunt Ice Shelf (blue). In contrast, nearby profiles from 2014 (purple) show temperatures below −1.5°C, suggesting weaker or no warm inflow via this trough. CTD casts only provide snapshots in time, however, the combination of the shallower thermocline and the presence of warmer water on the shelf further south, indicate that a stronger heat flux onto the continental shelf is already occurring east of the FT in 2017, due to a shoaled thermocline.

To investigate upstream versus local wind forcing, we define two near-shore boxes (see Figure 1). The along-slope wind stress at the end of 2016/beginning of 2017 in both boxes does not show a strong negative anomaly, which would support a relaxation of the ASF, compared to climatological values (Figure 4c). There is even a general tendency to above-average easterly wind stress between November and February, thus, neither local nor remote wind forcing is favoring a shoaling of the thermocline during summer (Figure 4c). Below-average wind stress is found in both boxes during March and April, potentially leading to a relaxation of the thermocline. A 3-year time series from a shelf break mooring located at the mouth of the FT between 2007 and 2009 (S4E, Figure 1; Årthun et al., 2012) indicates that the thermocline generally reaches its shallowest position toward the end of March. Afterward it deepens rather rapidly within 1 month

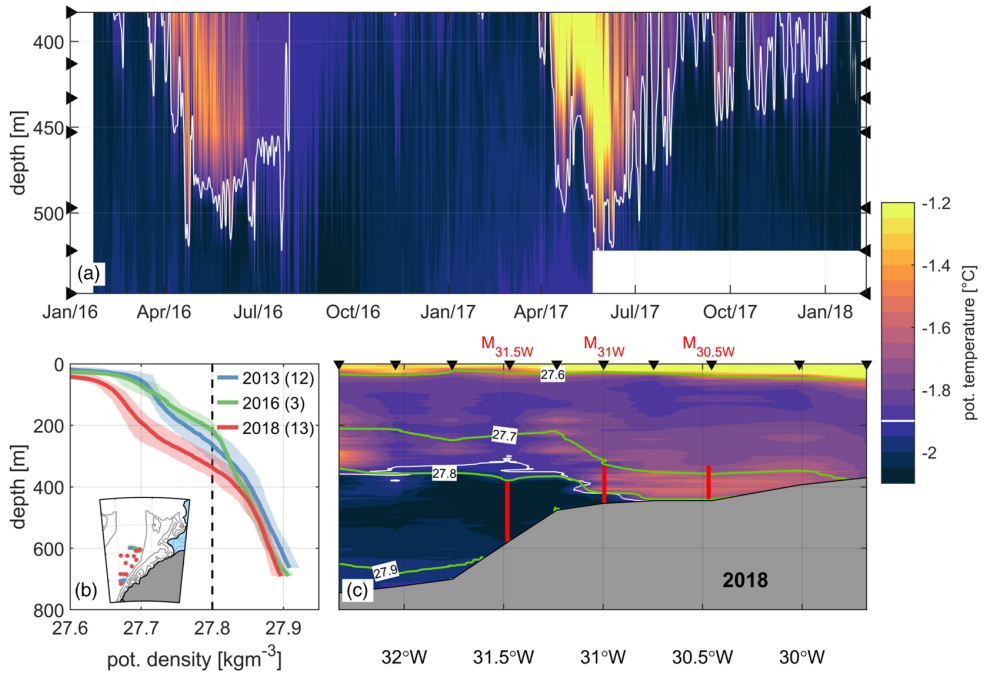


Figure 3. (a) Hovmoeller diagram of potential temperature at $M_{31.5W}$ (2016–2017). The white contour marks the −1.9°C isotherm, and black triangles mark the depth of sensors. (b) Means and associated standard deviation (shading) of selected density summer profiles from 2013, 2016, and 2018 from the Filchner Trough. (c) Hydrographic temperature section along 76°S in February 2018. The positions of the moorings (red lines), isopycnals (green contour lines), and the −1.9°C isotherm (white line) are shown. Black triangles mark stations used for the plotting the section.

below the shelf break depth of around 450 m (Ryan et al., 2017), "shutting off" the WDW supply. Interannual variability at S4E shows that weak wind stress in autumn (April–June) 2007 is associated with a longer and shallower presence of WDW at the shelf break (Årthun et al., 2012; Figure S3). Thus, the autumn wind stress anomalies in 2017 potentially contributed to a shallower thermocline depth and a prolonged inflow, however, this remains speculative as no shelf break observation are available yet during this time. While the along-coast wind forcing in autumn 2017 was favorable for a prolonged onshore flow and southward transport of MWDW, the high temperature of the inflow and the suggested thermocline shoaling upstream of the FT cannot be explained by the wind stress.

5.2. Thermocline Preconditioning due to Sea Ice Melt

It has been suggested that, in addition to wind forcing, sea ice and the associated seasonal freshwater input during summer melting have an impact on thermocline dynamics by counterbalancing the wind-driven Ekman downwelling (Daae et al., 2017; Hattermann, 2018; Stewart & Thompson, 2016; Zhou et al., 2014).

A middepth fresh anomaly is observed at all moorings during the second half of 2017 (Figures 2g–2i), resulting in modifications of the vertical density structure on the shelf. This winter freshening is in contrast to the steadily increasing salinity at freezing point temperatures in the previous years (Figures 2g–2i), which had been attributed to a deepening of the mixed layer associated with brine rejection from winter sea ice production (Ryan et al., 2017). Estimates of 2017 (April–September) polynya ice production off Brunt Ice Shelf were not significantly below the multiyear average (Figure 4e). Reduced local sea ice formation and associated reduced salt input during winter are thus likely not the source of the observed fresh anomaly. We hypothesize that this anomaly has been advected into the region from further upstream via the coastal current. This is supported by the difference in the MWDW mixing line suggesting mixing with ESW instead of WW.

Exceptionally low sea ice conditions were observed in summer 2016/2017 in Box_{ups} and Box_{loc} (Figure 4d). Maps of sea ice concentration (Figure S4) show early melting at the Greenwich Meridian in November and continuous melting along the coast with almost no sea ice cover in the southeastern Weddell Sea in

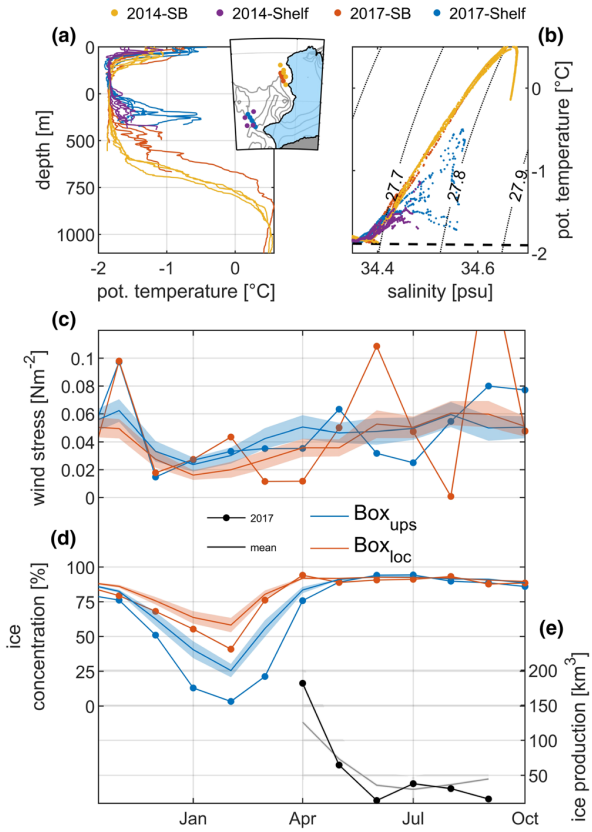


Figure 4. Potential temperature profiles (a) and TS properties (b) of selected stations from 2014 and 2017 in the southeastern Weddell Sea (see inset). Monthly mean along-coast wind stress (c) and mean sea ice concentration (d) in Box$_{ups}$ and Box$_{loc}$ for 2016/2017 compared to long-term mean (solid line). Ice production rates for the eastern shelf for 2017 (e) compared to the long-term mean (2002–2017, solid line). Shading in (c)–(e) denotes the standard error. SB = shelf break.

February. The large-scale melting is likely to induce a freshwater anomaly along the coast due to Ekman transport of the fresh surface layer toward the coast. This is consistent with findings by Graham et al. (2013), who suggest that during summer a fresh anomaly develops near the Fimbul Ice Shelf (0–5°W) which then propagates southwestward along the coast. Assuming a coastal current velocity of 0.1–0.3 m s^{-1} (Graham et al., 2013) and 0.03 m s^{-1} for the Filchner inflow (Darelius et al., 2016; Ryan et al., 2017) the advective time scale from Greenwich Meridian to the mooring location at 76°S ranges from 4–7 months. This is consistent with our observations which show the onset of the fresh anomaly in June/July and maximum in October. Furthermore, large-scale melting occurred along the whole coast upstream, likely causing a freshening of the entire continental shelf along the coast of Dronning Maud Land. Increased baroclinic instabilities along the ASF, due to larger horizontal density gradients, can drive a shoaling of the thermocline (Hattermann, 2018; Nøst et al., 2011) upstream of the FT, consistent with our shelf break observations.

6. Conclusions

Two years of additional mooring observations from the southern Weddell Sea continental shelf (76°S) show an unprecedented long-lasting and warm inflow of MWDW along the eastern flank of the FT in 2017, reaching at least as far south as 77°S. At all moorings, maximum temperatures exceeded −1.0°C, and temperatures around −1.5°C persisted on the continental shelf throughout winter. In contrast, previous observations

showed a return to near-freezing conditions during winter/spring. Shelf break CTD profiles from February 2017 indicate a shoaled thermocline, which likely lead to the onshore transport of deeper and thus warmer MWDW. Darelius et al. (2016) attribute a strong warm inflow in 2013 to persistent below-average alongcoast wind stress that relaxed the shelf break thermocline. These conditions were not observed in 2017. Instead, we propose that freshened shelf waters from upstream along the coast of Dronning Maud Land contributed to the observed shoaling of the thermocline, via increased baroclinic instabilities.

TS properties of the MWDW suggest mixing of WDW with fresher ESW, typically found upstream on the narrow eastern Weddell Sea (Graham et al., 2013), in 2017 instead of WW. In addition, salinities observed in the FT associated with the prolonged inflow, were significantly below the 2014–2016 average. We hypothesize that the low salinity anomaly is an advected rather than a locally forced signal, as estimates of sea ice production in the FT area in the previous winter only showed average values. The anomaly possibly originated from enhanced summer sea ice melting upstream along the coast of Dronning Maud Land, from where it was transported southward within the ASC and ultimately contributed to a shoaling of the thermocline (Daae et al., 2017; Hattermann, 2018; Stewart & Thompson, 2016; Zhou et al., 2014). However, due to the lack of observations upstream, this remains speculative.

Our results suggest that the modified density structure on the continental shelf with lighter densities in the upper 400 m favors an earlier onset of onshore flow of MWDW at greater depth in 2018. This mechanism is different from the processes proposed by Hellmer et al. (2017), who suggested that less sea ice formation on the southern Weddell Sea continental shelf and associated decrease in ISW density, cause an irreversible flow of MWDW into the FT toward the end of this century. Our study shows that the projected upper ocean freshening, either by enhanced melting of sea ice or fringing ice shelves, along the coast of the eastern Weddell Sea might be an additional if not an earlier threat to the stability of FRIS and highlights a sensitivity to upstream processes, which are more susceptible to the changing climate. Therefore, in addition to continuing the hydrographic monitoring in the FT, upstream observations are urgently needed to constrain our proposed hypothesis and provide a better estimate on the vulnerability of the Antarctic Ice Sheet.

Data Availability Statement

The time series of sea ice production rates up to 2015 is available under https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.848612(Paul et al., 2015a), and the extension will be provided upon request by Dr. Stephan Paul at the Ludwigs-Maximilian University Munich (stephan.paul@lmu.de). ERA-Interim data are available online (from https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/). Sea ice data can be downloaded online (at ftp://ftp-icdc.cen.uni-hamburg.de/asi_ssmi_iceconc/ant/). All data supplied by the Alfred Wegener Institute and the Geophysical Institute can be accessed through the PANGAEA database as follows: PS82 (https://doi.org/10.1594/PANGAEA.833319), PS96 (https://doi.org/10.1594/PANGAEA.859040), PS111 (https://doi.org/10.1594/PANGAEA.897280), ES060 (https://doi.org/10.1594/PANGAEA.845032), WAPITI (https://doi.org/10.17882/54012), LoTUS buoy (https://doi.org/10.1594/PANGAEA.890139), and moorings $M_{30.5W}$, M_{31W}, $M_{31.5W}$ (https://doi.org/10.1594/PANGAEA.903104, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.903315, https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.903317).

Acknowledgments

The authors would like to express their gratitude to the officers and crews of RV *Polarstern* (cruises PS92 [Grant AWI_PS82_02], PS96 [Grant AWI_PS96_01], and PS111 [Grant AWI_PS111_01]), RRS *Ernest Shackleton* (Cruise ES060), and RSS *James Clark Ross* (Cruise JR16004) for their efficient assistance. Special thanks to Andreas Wisotzki and Gerd Rohardt for the outstanding care with the data sampling and processing. Furthermore, thank you to two anonymous reviewers for their constructive comments that improved the manuscript. E. D. received funding from the project TOBACO (267660), POLARPROG, Norges Forskningsrd. The authors thank the University of Trier, Germany, and Stephan Paul for providing capacities to process the additional daily sea ice production rates for the years 2015 to 2017 following the approach by Paul et al. (2015b).

References

Andreas, E. L., Horst, T. W., Grachev, A. A., Persson, P. O. G., Fairall, C. W., Guest, P. S., & Jordan, R. E. (2010). Parametrizing turbulent exchange over summer sea ice and the marginal ice zone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *136*(649), 927–943. https://doi.org/10.1002/qj.618

Årthun, M., Nicholls, K. W., Makinson, K., Fedak, M. A., & Boehme, L. (2012). Seasonal inflow of warm water onto the southern Weddell Sea continental shelf, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, *39*, L17601. https://doi.org/10.1029/2012GL052856

Carmack, E. C. (1974). A quantitative characterization of water masses in the Weddell Sea during summer. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, *21*(6), 431–443. https://doi.org/10.1016/0011-7471(74)90092-8

Daae, K., Hattermann, T., Darelius, E., & Fer, I. (2017). On the effect of topography and wind on warm water inflow—An idealized study of the southern Weddell Sea continental shelf system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *122*, 2622–2641. https://doi.org/10.1002/2016JC012541

Darelius, E., & Fer, I. (2015). Physical oceanography from CTD in the Filchner depression (Weddell Sea, Antarctica) during Ernest Shackleton Cruise ES060. https://doi.org/10.1594/PANGAEA.846962

Darelius, E., Fer, I., & Nicholls, K. W. (2016). Observed vulnerability of Filchner-Ronne Ice Shelf to wind-driven inflow of Warm Deep Water. *Nature Communications*, *7*, 12,300. https://doi.org/10.1038/ncomms12300

Darelius, E., & Kuttenkueler, J. (2018). Bottom temperature from the southern Weddell Sea measured using an autonomous LoTUS buoy. PANGAEA. https://doi.org/10.1594/PANGAEA.890139

Darelius, E., Makinson, K., Daae, K., Fer, I., Holland, P. R., & Nicholls, K. W. (2014). Hydrography and circulation in the Filchner depression, Weddell Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *119*, 5797–5814. https://doi.org/10.1002/2014JC010225

Darelius, E., & Sallée, J. B. (2018). Seasonal outflow of ice shelf water across the front of the Filchner Ice Shelf, Weddell Sea, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, *45*, 3577–3585. https://doi.org/10.1002/2017GL076320

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(656), 553–597. https://doi.org/10.1002/qj.828

Fürst, J. J., Durand, G., Gillet-Chaulet, F., Tavard, L., Rankl, M., Braun, M., & Gagliardini, O. (2016). The safety band of Antarctic ice shelves. *Nature Climate Change*, *6*(5), 479–482. https://doi.org/10.1038/nclimate2912

Fahrbach, E., Peterson, R. G., Rohardt, G., Schlosser, P., & Bayer, R. (1994). Suppression of bottom water formation in the southeastern Weddell Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *41*(2), 389–411. https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)90010-8

Foldvik, A. (2004). Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, *109*(2), C02015. https://doi.org/10.1029/2003JC002008

Foldvik, A., & Gammelsrød, T. (1988). Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *67*(1), 3–17. https://doi.org/10.1016/0031-0182(88)90119-8

Gill, A. E. (1973). Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, *20*(2), 111–140. https://doi.org/10.1016/0011-7471(73)90048-X

Graham, J. A., Heywood, K. J., Chavanne, C. P., & Holland, P. R. (2013). Seasonal variability of water masses and transport on the Antarctic continental shelf and slope in the southeastern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *118*, 2201–2214. https://doi.org/10.1002/jgrc.20174

Hattermann, T. (2018). Antarctic thermocline dynamics along a narrow shelf with easterly winds. *Journal of Physical Oceanography*, *48*(10), 2419–2443. https://doi.org/10.1175/jpo-d-18-0064.1

Hellmer, H. H., Kauker, F., Timmermann, R., Determann, J., & Rae, J. (2012). Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current. *Nature*, *485*, 5–8. https://doi.org/10.1038/nature11064

Hellmer, H. H., Kauker, F., Timmermann, R., & Hattermann, T. (2017). The fate of the southern Weddell Sea continental shelf in a warming climate. *Journal of Climate*, *30*(12), 4337–4350. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0420.1

Jacobs, S. S. (1991). On the nature and significance of the Antarctic slope front. *Marine Chemistry*, *35*(1-4), 9–24. https://doi.org/10.1016/S0304-4203(09)90005-6

Janout, M., Hellmer, H. H., Schröder, M., & Wisotzki, A. (2019). *Physical oceanography during POLARSTERN cruise PS111 (ANT-XXXIII/2)*, Bremerhaven, Pangaea: Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research. https://doi.org/10.1594/PANGAEA.897280

Núñez-Riboni, I., & 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. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.06.005

Nakayama, Y., Schröder, M., & Hellmer, H. H. (2013). From circumpolar deep water to the glacial meltwater plume on the eastern Amundsen shelf. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *77*, 50–62. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2013.04.001

Nicholls, K. W., Østerhus, S., Makinson, K., Gammelsrød, T., & Fahrbach, E. (2009). Ice-ocean processes over the continental shelf of the southern Weddell Sea, Antarctica: A review. *Reviews of Geophysics*, *47*(3), 1–23. https://doi.org/10.1029/2007RG000250

Nøst, O. A., Biuw, M., Tverberg, V., Lydersen, C., Hattermann, T., Zhou, Q., et al. (2011). Eddy overturning of the Antarctic slope front controls glacial melting in the eastern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, *116*(11), C11014. https://doi.org/10.1029/2011JC006965

Paolo, F. S., Fricker, H. A., & Padman, L. (2015). Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. *Science*, *348*(6232), 327–332. https://doi.org/10.1126/science.aaa0940

Paul, S., Willems, S., & Heinemann, G. (2015a). Daily MODIS composites of thin-ice and ice-surface temperatures for the southern Weddell Sea. PANGAEA, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.848612

Paul, S., Willmes, S., & Heinemann, G. (2015b). Long-term coastal-polynya dynamics in the southern Weddell Sea from MODIS thermal-infrared imagery. *The Cryosphere*, *9*(6), 2027–2041. https://doi.org/10.5194/tc-9-2027-2015

Pritchard, H. D., Ligtenberg, S. R. M., Fricker, H. A., Vaughan, D. G., Broeke, M. R. V. D., & Padman, L. (2012). Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, *484*(7395), 502–505. https://doi.org/10.1038/nature10968

Reid, J. L., & Lynn, R. J. (1971). On the influence of the Norwegian-Greenland and Weddell Seas upon the bottom waters of the Indian and Pacific Oceans. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, *18*(11), 1063–1088. https://doi.org/10.1016/0011-7471(71)90094-5

Rignot, E., Jacobs, S., Mouginot, J., & Scheuchl, B. (2013). Ice-shelf melting around Antarctica. *Science*, *341*(6143), 266–270. https://doi.org/10.1126/science.1235798

Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., Van Den Broeke, M., Van Wessem, M. J., & Morlighem, M. (2019). Four decades of Antarctic ice sheet mass balance from 1979–2017. *Proceedings of the National Academy of Science*, *116*(4), 1095–1103. https://doi.org/10.1073/pnas.1812883116

Ryan, S., Hattermann, T., Darelius, E., & Schröder, M. (2017). Seasonal cycle of hydrography on the eastern shelf of the Filchner trough, Weddell Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *122*, 6437–6453. https://doi.org/10.1002/2017JC012916

Sallée, J. B. (2018). *Hydrological and current data for the southern Weddell Sea, collected as part of the WAPITI oceanographic survey (jr16004)*, Paris: SEANOE. https://doi.org/10.17882/54012

Schröder, M., Ryan, S., & Wisotzki, A. (2016). Physical oceanography during POLARSTERN cruise PS96 (ANT-XXXI/2 FROSN). https://doi.org/10.1594/PANGAEA.859040

Schröder, M., & Wisotzki, A. (2014). Physical oceanography during POLARSTERN cruise PS82 (ANT-XXIX/9). https://doi.org/10.1594/PANGAEA.833299

Sloyan, B. M., & Rintoul, S. R. (2001). The Southern Ocean limb of the global deep overturning circulation*. *Journal of Physical Oceanography*, *31*(1), 143–173. https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031%3C0143:TSOLOT%3E2.0.CO;2

St-Laurent, P., Klinck, J. M., & Dinniman, M. S. (2013). On the role of coastal troughs in the circulation of warm circumpolar deep water on Antarctic shelves. *Journal of Physical Oceanography*, *43*(1), 51–64. https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-0237.1

Stewart, A. L., Klocker, A., & Menemenlis, D. (2018). Circum-Antarctic shoreward heat transport derived from an eddy- and tide-resolving simulation. *Geophysical Research Letters*, *45*, 834–845. https://doi.org/10.1002/2017GL075677

Stewart, A. L., & Thompson, A. F. (2015). Eddy-mediated transport of warm circumpolar deep water across the Antarctic shelf break. *Geophysical Research Letters*, *42*, 432–440. https://doi.org/10.1002/2014GL062281

Stewart, A. L., & Thompson, A. F. (2016). Eddy generation and jet formation via dense water outflows across the Antarctic continental slope. *Journal of Physical Oceanography*, *46*(12), 3729–3750. https://doi.org/10.1175/jpo-d-16-0145.1

Thompson, A. F., Stewart, A. L., Spence, P., & Heywood, K. J. (2018). The Antarctic slope current in a changing climate. *Reviews of Geophysics*, *56*, 741–770. https://doi.org/10.1029/2018RG000624

Timmermann, R., & Hellmer, H. H. (2013). Southern Ocean warming and increased ice shelf basal melting in the twenty-first and twenty-second centuries based on coupled ice-ocean finite-element modelling. *Ocean Dynamics*, *63*(9-10), 1011–1026. https://doi.org/10.1007/s10236-013-0642-0

Zhou, Q., Hattermann, T., Nøst, O. A., Biuw, M., Kovacs, K. M., & Lydersen, C. (2014). Wind-driven spreading of fresh surface water beneath ice shelves in the eastern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *119*, 3818–3833. https://doi.org/10.1002/2013JC009556

Annexe B

Fonte de la plateforme glaciaire et influence sur les eaux denses sur le plateau continental de FRIS

Résumé

Dans cette section je présente une étude dirigée par Camille Akhoudas, à laquelle j'ai participé en tant que co-autrice. L'étude porte sur la caractérisation des ISW formées par interaction avec la glace basale de la plateforme de FRIS. Cet export de ISW a été échantillonné pendant la campagne WAPITI en 2017, grâce à des sections océanographiques à la sortie de la plateforme de FRIS, dans la Dépression de Filchner, et à travers la pente continentale. Des mesures de salinité, température et pression mais également des mesures de δ^{18}O ont été effectuées. Deux types de ISW sont identifiés grâce à leurs caractéristiques physiques, alimentées par deux sources de HSSW aux propriétés distinctes, provenant de la Dépression de Ronne et du Berkner Bank. Ces HSSW circulant sous FRIS vont interagir avec la cavité glaciaire par fonte basale et être à l'origine de la formation des ISW. Cette étude apporte des éléments additionnels dans la compréhension de la circulation sous-glaciaire de la région, une dynamique encore peu documentée. Les résultats de cette étude permettent également d'appréhender des taux de fonte basale et de regel de la plateforme de glace. Ces ISW, une fois formées, ont également pu être observées pendant leur circulation vers le nord sur le plateau continental, ainsi que leurs mélanges avec les masses d'eaux environnantes, conférant au front de la plateforme de glace de Filchner-Ronne un rôle clé de barrière d'échange entre l'eau de la cavité glaciaire et le reste du plateau continental.

1 Article : *Ice Shelf Basal Melt and Influence on Dense Water Outflow in the Southern Weddell Sea*

HAL
archives-ouvertes.fr

Ice Shelf Basal Melt and Influence on Dense Water Outflow in the Southern Weddell Sea

Camille Akhoudas, Jean-Baptiste Sallée, Gilles Reverdin, Giovanni Aloisi, Marion Benetti, Lucie Vignes, Maria Gelado

▶ **To cite this version:**

Camille Akhoudas, Jean-Baptiste Sallée, Gilles Reverdin, Giovanni Aloisi, Marion Benetti, et al.. Ice Shelf Basal Melt and Influence on Dense Water Outflow in the Southern Weddell Sea. Journal of Geophysical Research. Oceans, Wiley-Blackwell, 2020, 125 (2), pp.e2019JC015710. 10.1029/2019JC015710 . insu-02521455

HAL Id: insu-02521455

https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-02521455

Submitted on 27 Mar 2020

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.

JGR Oceans

RESEARCH ARTICLE
10.1029/2019JC015710

Ice Shelf Basal Melt and Influence on Dense Water Outflow in the Southern Weddell Sea

Camille Akhoudas[1], Jean-Baptiste Sallée[1], Gilles Reverdin[1], Giovanni Aloisi[2], Marion Benetti[3], Lucie Vignes[1], and Maria Gelado[4]

[1]Sorbonne Université, CNRS/IRD/MNHN (LOCEAN UMR 7159), Paris, France, [2]Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ Paris Diderot, UMR 7154 CNRS, Paris, France, [3]Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Reykjavik, Iceland, [4]Chemistry Department, University of Las Palmas de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria, Spain

Key Points:
- Water masses outflowing from beneath Filchner Ice Shelf in the Weddell Sea are identified and linked to two distinct inflow sources
- The two inflow sources interact with different ice shelf characteristics, with meltwater, being ∼0.4% of the outflowing water masses
- The freshest outflow mixes with ambient waters to ultimately sink along the continental slope and entrains overlying warmer waters

Correspondence to:
C. Akhoudas,
camille.akhoudas@locean-ipsl.upmc.fr

Citation:
Akhoudas, C., Sallée, J.-B., Reverdin, G., Aloisi, G., Benetti, M., Vignes, L., & Gelado, M. (2020). Ice shelf basal melt and influence on dense water outflow in the Southern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *125*, e2019JC015710. https://doi.org/10.1029/2019JC015710

Received 24 JUL 2019
Accepted 17 JAN 2020
Accepted article online 18 FEB 2020

©2020. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Abstract We use new observations of stable water isotopes from a research cruise in early 2017 to highlight ocean-ice interactions occurring under Filchner-Ronne Ice Shelf, the largest Antarctic ice shelf. In particular, we investigate the properties of Ice Shelf Water with temperature lower than the surface freezing point, in the Filchner Depression. We identify two main flavors of Ice Shelf Water emerging from beneath the Filchner Ice Shelf, which originate from High Salinity Shelf Water end members with distinct characteristics. Furthermore, these two High Salinity Shelf Water end members interact with areas of the ice shelves with different basal properties to produce different versions of Ice Shelf Water. These water masses are associated with different rates of basal melting and refreezing, which we quantify. Ice Shelf Water types that flow out of the ice shelf cavity are composed of 0.4% of mass from ice shelf (melt minus freeze) when sampled at the front of Filchner Ice Shelf. The slightly lighter Ice Shelf Water version mixes directly with ambient water masses as it flows northward on the continental shelf. The resulting Ice Shelf Water mixture with temperature below the surface freezing point ultimately sinks along the continental slope into the deep ocean, as a precursor of the Weddell Sea bottom waters.

1. Introduction

The Antarctic continent is surrounded by floating ice shelves, which represent the marine termination of land ice. Buttressing by ice shelves contributes substantially to the stability of the Antarctic Ice Sheet (Dupont & Alley, 2005), which represents the largest ice reservoir on Earth with a potential total of 58.3-m contribution to global averaged sea level rise (Vaughan et al., 2013). Over the past two decades, floating ice shelves have thinned at an increased rate compared to previous decades, which is primarily due to an increased ocean-induced basal melt (Paolo et al., 2015; Rignot et al., 2011). These changes raise pivotal questions on the future stability of the Antarctic Ice Sheet and the global sea level rise (DeConto & Pollard, 2016; Edwards et al., 2019; Hellmer et al., 2012). Understanding the ocean circulation and ocean-ice interactions around the Antarctic continent is required to forecast future sea level rise, which might be irreversible on human time scale, with potential widespread consequences for society, particularly in coastal regions.

Ocean circulation around the Antarctic continent is, also, a key element of Earth's climate, as it fuels the global overturning circulation by producing the Antarctic Bottom Water (AABW), the world's densest water mass lying at the bottom of the ocean. This process ultimately provides ventilation and sets the characteristics of the world's ocean deep layers (DeVries & Primeau, 2011; Foldvik et al., 1985; Orsi et al., 1999). The dense water masses that are the precursors of AABW form in some regions of the Antarctic continental shelves, notably in coastal and ice front polynyas. In polynyas where the production of sea ice is enhanced by atmospheric cooling and wind stress, very dense water (High Salinity Shelf Water, HSSW) is formed by intense brine rejection associated with sea ice production (Foldvik et al., 2001; Nicholls et al., 2009; Renfrew et al., 2002). In regions where HSSW forms, it tends to shield nearby ice shelf cavities from intrusions of relatively warm Circumpolar Deep Water and therefore reduces ice shelf basal melt (Darelius et al., 2016; Herraiz-Borreguero et al., 2015). In such regions, HSSW sinks under the ice shelf where it is transformed by ocean-ice interactions into a slightly lighter water mass called Ice Shelf Water (ISW). This type of ISW sourced by HSSW and characterized by temperatures below the surface freezing point flows out of the cavity to contribute to AABW formation.

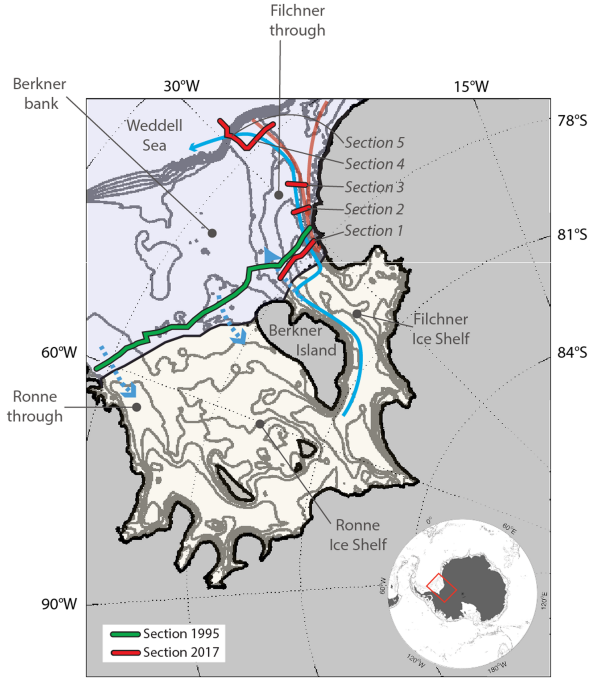


Figure 1. Map showing the position of the ship observation sections done in (red) 2017 and in (green) 1995. Schematic of the circulation in the region is superimposed on the map (Darelius et al., 2014; Nicholls et al., 2009): Dashed blue arrows correspond to possible water mass pathways between the ocean and the ice shelf cavity; blue arrows show the path of ISW, and the red arrows the southward flow of warmer mWDW. The ice shelves are shown in light yellow, the ocean in light blue, and the grounded ice in gray.

The Weddell Sea hosts the largest (by volume) Antarctic ice shelf, that is the Filchner-Ronne Ice Shelf (FRIS), and is the region producing the largest flux of AABW (Orsi et al., 1999). After accounting for recently discovered dense water formation sites around East Antarctica (Ohshima et al., 2013), it is estimated that the Weddell Sea produces about 50% of the total AABW formed around the Antarctic continent (Meredith, 2013). In this region, HSSW forms directly in front of FRIS and enters the cavity where it interacts with the ice shelf base. This interaction adds a small fraction of glacial meltwater to a much larger volume of ambient water (Huhn et al., 2018). Freshening by meltwater creates buoyant plume that rises along the ice shelf base, either refreezing or emerging from beneath the cavity (Darelius et al., 2009; Foldvik et al., 2004). HSSW is found in different parts of the continental shelf close to FRIS, with the densest varieties commonly found in the western corner of the Ronne Ice Shelf (Ronne Trough) as well as near Berkner Bank and into the Filchner Depression (Figure 1; Darelius et al., 2014; Mackensen, 2001b; Nicholls et al., 2009). ISW escapes the cavity into the Filchner Depression (Figure 1) where it travels northward, mixing with ambient waters. Ultimately, the end product of this mixing sinks down the continental slope into the deep ocean as AABW.

The main objective of this paper is to investigate the origin and the fate of different flavors of ISW emerging from underneath Filchner Ice Shelf on the southern Weddell Sea continental shelf. In particular, we examine the rate of basal melt associated with ISW production, and the relative contribution of glacial melt that composes the cold and dense waters formed on the Weddell Sea continental shelf. To this end, we use a new set of measurements of stable water isotope composition that is a robust and conservative tracer of freshwater sources. Precipitation becomes isotopically depleted toward the South Pole and at high altitudes, which results in a very negative isotopic composition of the Antarctic Ice Sheet ($-10‰ < \delta^{18}O < -60‰$; Masson-Delmotte et al., 2008). Thus, the $\delta^{18}O$ composition of Southern Ocean water masses is a valuable tracer of glacial ice mixed into the comparatively $\delta^{18}O$-rich ocean ($\delta^{18}O$ of oceanic waters is typically ~0‰; Mackensen, 2001b; Schlosser et al., 1990; Weiss et al., 1979; Weppernig et al., 1996). $\delta^{18}O$ is therefore used here to explore ocean-ice interactions and the rate of mixing of glacial meltwater with ambient water masses. We use observations from an oceanographic survey carried out in January–March 2017 in the southern sector of the Weddell Sea, in front of the Filchner Ice Shelf (Figure 1). Section 2 displays the data collection and laboratory analysis and introduces the main methods of the study. Section 3 presents the results which are then discussed and summarized in section 4.

2. Data and Methods

2.1. Data Collection and Analysis

The Wapiti expedition in the southern region of the Weddell Sea took place between 24 January and 13 March 2017 onboard the RRS James Clark Ross (Cruise JR16004). During the cruise, Conductivity-Temperature-Depth (CTD) profiles were usually collected from the sea surface to within 10 m of the bottom. An Oxygen Sensor SBE43 was interfaced with the CTD system and calibrated against bottle samples measured by Winkler titration. Sampling for stable water isotope analysis was performed throughout the cruise from surface to bottom with a ~100 to 200 m vertical resolution. All samples were drawn directly from the Niskin bottles into 30-ml glass sample vials and kept cool at 4 °C until further analysis on shore. Bottles were filled as much as possible to avoid exchange with water vapor but leaving enough air to allow for adequate mixing of the sample before measurement. The seawater samples were then analyzed at LOCEAN laboratory in Paris using a Picarro Cavity Ring-Down Spectrometer instrument (model L2130-i Isotopic H_2O) to measure for oxygen isotope composition ($\delta^{18}O$). All seawater samples were analyzed directly with the Picarro Cavity Ring-Down Spectrometer system using a stainless steel liner from Picarro that is inserted in the injection port to avoid salt accumulation in the vaporizer. The use of a liner has

the advantage of preserving the accuracy of the seawater isotope analyses as compared to direct injections into the vaporizer. The mesh traps about 80% of the seawater salt (Benetti et al., 2017), and the precision is estimated to be at least 0.06‰, which is sufficient to resolve isotopic variations observed in the Weddell Sea, that is, −0.8 to 0.2‰ (Brown et al., 2014; Mackensen, 2001b; Weiss et al., 1979; Weppernig et al., 1996).

The liner was replaced each day after one hundred injections. The analysis was performed by running at least six injections per sample. The first three injections were ignored to exclude potential memory effect between samples, and the remaining injections were averaged. To correct for an isotopic enrichment due to salt accumulation in the stainless steel liner, a reference freshwater was analyzed every three seawater samples. The data were then calibrated in the Vienna Standard Mean Ocean Water scale against three internal laboratory standards (δ^{18}O: 1.24‰, −0.77‰, and −3.26‰ and δD: 3.31‰, −4.43‰, and −21.32‰). These reference waters were calibrated using IAEA reference (Vienna Standard Mean Ocean Water) and stored in steel bottles with a slight overpressure of dry nitrogen to avoid exchange with ambient air. Once the data were calibrated, they were corrected for an analyzer-dependent "sea-salt effect" (δ^{18}O: +0.09‰ and δD: +0.17‰; Benetti et al., 2017).

2.2. Hydrographical Properties, Freezing, and Gade Line

Absolute salinity (unit: g/kg, notation: S_A), conservative temperature (unit: °C, notation: Θ), and surface freezing point have been determined from practical salinity, potential temperature, and pressure using the TEOS-10 thermodynamic equation of state of seawater (Millero et al., 2008). By considering the conservation of Θ, S_A, and the enthalpy of seawater when melting or freezing of ice occurs, the ratio of the changes in Θ over S_A can be inferred for the limit of a small amount of ice melting into a large mass of seawater (McDougall et al., 2014). In this paper we compute this ratio based on McDougall et al. (2014), using the Matlab function "gsw_melting_ice_SA_CT_ratio" provided in the TEOS-10 package. All the details of the equation are provided in McDougall et al. (2014). We note that this relationship is entirely comparable to that of Gade (1979), although it is more general because it is based on the rigorous conservation of three basic thermodynamic properties (mass, salt, and enthalpy), so that it applies without approximation at finite amplitude and also includes the dependence of seawater enthalpy on salinity. It is also compliant with TEOS-10, which is the most recent international standard for the equation of seawater used in this paper. Similarly to the approaches described by Gade (1979) and McDougall et al. (2014), the relationship depends on the core temperature of the ice shelf (T_0 in equation (25) in Gade (1979) ; t^{Ih} in equation (16) in McDougall et al. (2014), and the water mass Θ, S_A, and pressure at which melting or freezing occurs. In these relationships, the conductive heat flux into the ice is parameterized using the core temperature of the ice shelf, Θ^{ice}, so the slope of the changes of Θ versus S_A is sensitive to Θ^{ice}. For simplicity and consistency with previous studies terminology, in the remainder of this paper, we will refer to the ratio of the changes in Θ over S_A when ice melts or freezes as the "Gade line."

We computed the Gade line using $\Theta^{ice} = -20$ °C for representing it on all figures and use a range for Θ^{ice} of −5 to −30 °C, which covers likely core temperatures of the ice shelf for quantifying changes in water characteristics. The range of −5 to −30 °C corresponds to a range of Θ-S_A slopes between 2.4 and 2.8 °C·(g/kg)$^{-1}$, classically used in previous studies using the Gade (1979) framework (e.g., Nøst & Foldvik, 1994; Nøst & Østerhus, 1985; Jenkins, 1999). If, during this progressive melting and cooling in the interaction with the ice shelf, the water temperature drops to the in situ freezing temperature, the melt stops. If during uplift of the water parcel (e.g., as it approaches the outflow of the ice shelf where it is much thinner), temperature falls below the local freezing temperature (freezing temperature increases as pressure decreases), it might form ice, either as frazil ice in the water column or directly deposited on the base of the ice shelf (Oerter et al., 1992). Similarly, these considerations are applied for the evolution of δ^{18}O under the ocean-ice interaction (see section 2.5.2).

2.3. Historical Data

Ship-based observations of temperature, salinity, and pressure extracted from the World Ocean Database and PANGAEA have also been used. All profile observations located on the Weddell Sea continental shelf between 72°S and 80°S and between 24°W and 70°W that were available in these databases were considered. Only profiles that have a quality control flag of 1 or 2 were retained. In addition, we used temperature, salinity and pressure profiles derived from seal-mounted CTD tags from the MEOP database (Treasure et al., 2017).

We also used an earlier stable water isotope data set to provide a reference baseline in order to compare to our recent data. These historical data are from the cruise ANT-XII of RV Polarstern in 1995 and have been obtained from the PANGAEA database (Schröder, 2011, https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.756222; and Mackensen, 2001a, https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.55750).

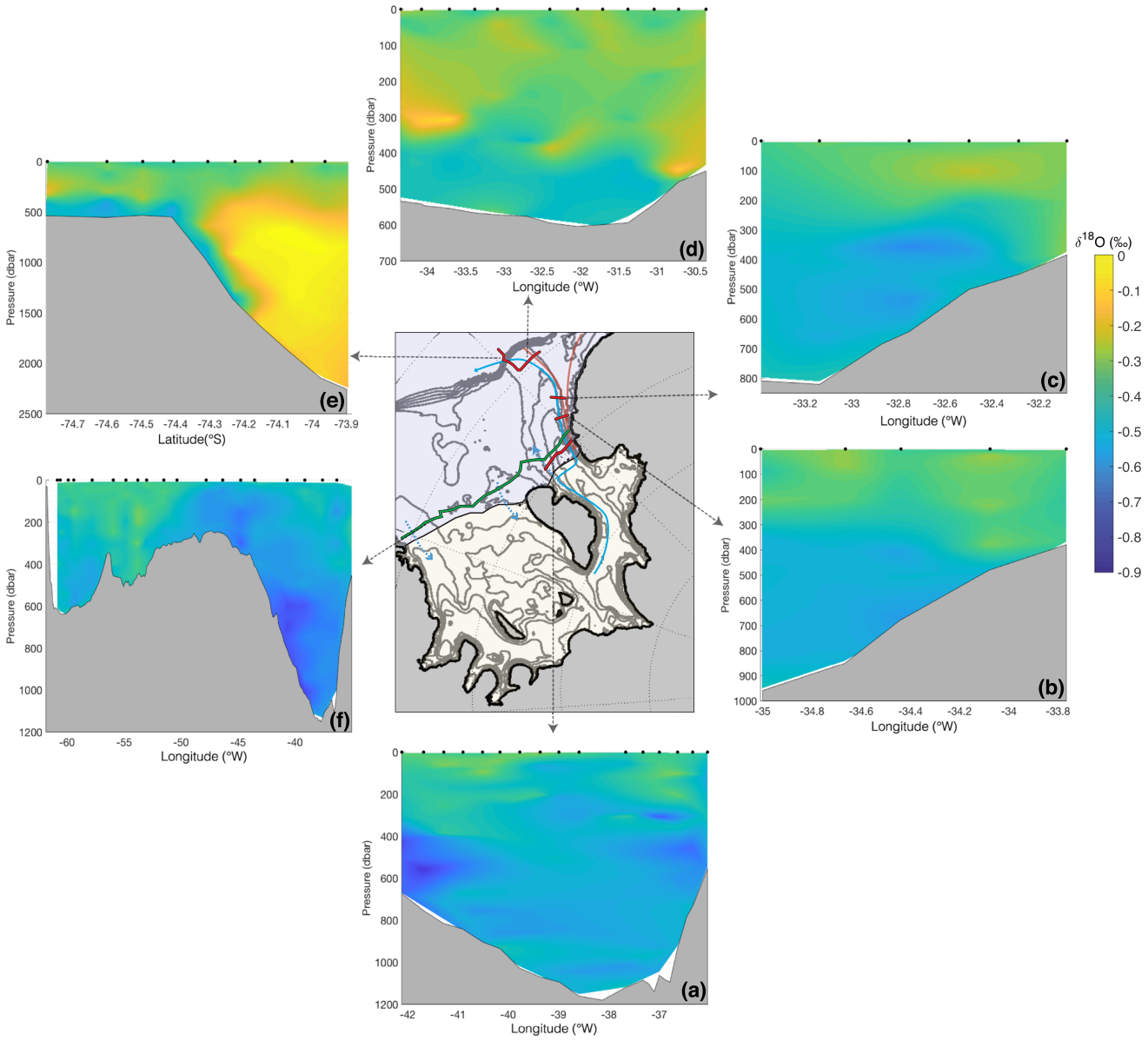


Figure 2. Vertical hydrographic sections of $\delta^{18}O$ (‰) sampled in 1995 and 2017: (a) 2017 section along Filchner Ice Shelf, (b and c) 2017 meridional sections on the eastern flank of the Filchner Depression, and (d and e) 2017 sections at the continental sill and slope of the Filchner Depression; (f) 1995 section along FRIS.

2.4. Water Masses in the Filchner Depression

A total of 296 water isotope samples was analyzed along five sections in the Filchner Depression. The locations of the sections were chosen to document water masses on the two main southward and northward meridional pathways between the continental shelf break and the front of Filchner Ice Shelf that lie on the eastern flank of the Filchner Depression (Figure 2). From south to north, hydrographic section 1 is located along the front of Filchner Ice Shelf (Figure 2a); hydrographic sections 2 and 3 are zonal sections on the eastern part of the Filchner Depression at about 77°S and 76.4°S, respectively (Figures 2b and 2c); hydrographic section 4 is a zonal section at about 74.5°S, directly south of the continental sill cutting the Filchner Depression from west to east (Figure 2d); and hydrographic section 5 is a meridional section along the continental slope at the eastern edge of the Filchner Depression (Figure 2e). These sections show a range of water masses

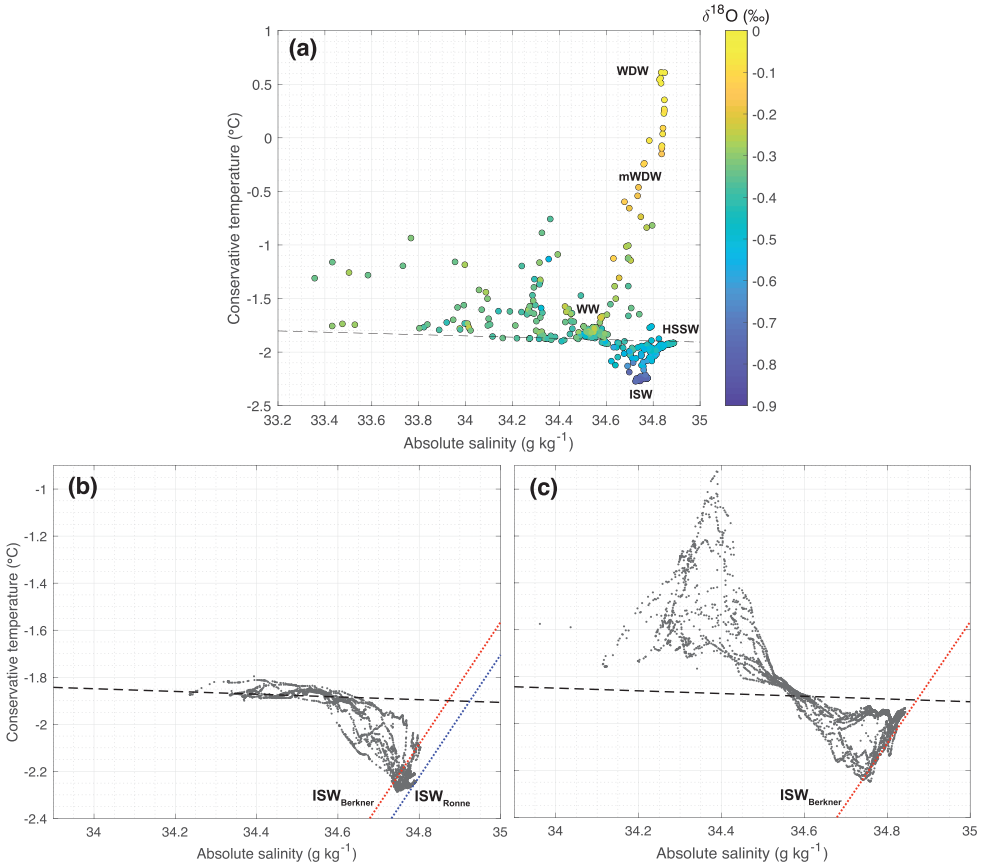


Figure 3. (a) Θ-S_A characteristics of all observations sampled in 2017 (observations corresponding to transects shown in Figures 2a–2e), with δ^{18}O values ‰ shown in color. Approximate Θ-S_A characteristics of the main water masses of the regions are indicated: Winter Water (WW), modified Warm Deep Water (mWDW), Warm Deep Water (WDW), High Salinity Shelf Water (HSSW), and Ice Shelf Water (ISW). (b, c) Θ-S_A diagrams in which we extracted only the observations acquired in front of Filchner Ice Shelf in 2017 (Figure 2a) and selecting profiles sampled on the (b) western (west of 40°W) and (c) eastern (east of 38°W) flanks of the Filchner Depression. Red and blue dashed lines in panels (b) and (c) represent the Gade lines. In all panels, the black dashed line represents the surface freezing line.

which are typically characterized by their Θ-S_A properties (Figure 3a). The warmest water mass found in our domain is the Warm Deep Water (WDW), at 0.47 ± 0.11 °C and 34.84 ± 0.01 g/kg (Figure 3a and Table 1). Winter Water (WW) forms in winter through the surface cooling and brine rejection from sea ice formation and is typically found in our data set at −1.81 ± 0.03 °C and 34.54 ± 0.03 g/kg (Figure 3a and Table 1). As WDW and WW mix, the resulting mixture is called modified Warm Deep Water (mWDW; Foster & Carmack, 1976). The saltiest version of the water mass at the surface freezing point, which is formed by winter brine rejection associated with sea ice formation, is referred to as HSSW. Finally, the coldest water mass of our domain, which flows from under the ice shelf, is referred to as ISW.

2.5. Ice Shelf Properties

In order to investigate how ocean-ice interactions affect δ^{18}O and dissolved oxygen (DO) characteristics of ocean water masses, one needs to determine the δ^{18}O and DO concentration of the ice shelf base that interacts with the ocean. The tools we use for that are both an observation-based range of δ^{18}O and DO of Antarctic ice, which we refer to as "glaciological constraint," and the observed change in ocean properties from upstream to downstream of the ice shelf cavity, which we refer to as "oceanographic constraint."

2.5.1. Glaciological Constraint for Ice Shelf Properties

There are only very limited and sparse δ^{18}O and DO observations of basal ice (e.g., Jenkins & Doake, 1991; Oerter et al., 1992). Therefore, instead of using such incomplete sets of observations, we will attempt to

Table 1
Characteristics of ocean water masses and ice-sheet used in mass balance estimates: Conservative Temperature (Θ), Absolute Salinity (S_A), Oxygen-18 ($\delta^{18}O$) and Dissolved Oxygen (DO)

	Θ (°C)	S_A (g/kg)	δ^{18}O (‰)	DO (μmol/kg)
$HSSW_{Berkner}$	-1.92 ± 0.00	34.87 ± 0.01	-0.46 ± 0.04	308 ± 8.02
WW	-1.81 ± 0.03	34.54 ± 0.03	-0.36 ± 0.05	316 ± 11.00
WDW	0.47 ± 0.11	34.84 ± 0.01	-0.06 ± 0.04	208 ± 5.65
$ISW_{Berkner}$	−2.18	34.74	−0.74	320
Ice sheet	−20	0	-21 ± 9	1,150

Note. Mean characteristics and associated errors of $HSSW_{Berkner}$, WW, and WDW are inferred from our set of 2017 observations. Characteristics of $ISW_{Berkner}$ are estimated by solving a mass balance system of equation (equation (11)). Ice sheet conservative temperature and absolute salinity are chosen based on previous work (Mellor, 1960; Robin, 1955), and ice sheet δ^{18}O and DO is estimated in section 3.2 (see Figure 5).

constrain a range of possible values for δ^{18}O composition and DO concentration of the ice shelf base. δ^{18}O and DO are related to the elevation where ice originally formed by snow compaction (Martinerie et al., 1992; Masson-Delmotte et al., 2008). Alternatively, ice can form by freezing of seawater with a very distinct δ^{18}O and DO composition (Oerter et al., 1992), but we are for now only interested into the δ^{18}O and DO composition of ice formed by snow compaction, which we will refer to in this paper as meteoric ice.

FRIS exhibits varying ice thickness ranging between ~200 and ~1,500 m (Lambrecht et al., 2007). It is fed by ice streams at various elevations (Bentley & Anderson, 1998; Lambrecht et al., 2007; Rippin et al., 2004; Slater et al., 2018) and by local solid precipitation on top of the ice shelf. As a result, it is difficult to precisely identify the δ^{18}O and DO properties of basal ice. In order to estimate a possible range of the glacial ice δ^{18}O/DO composition, we use a historical database of δ^{18}O (referred to as $\delta^{18}O^{icesheet}$) snow composition at the surface of the Antarctic Ice Sheet (Masson-Delmotte et al., 2008). This database is used to establish a relationship between the elevation H at the site where snow was sampled and $\delta^{18}O^{icesheet}$. The amount of air, and therefore DO, also depends on the elevation H, so by using an empirical relationship between V_{air} (volume of air in cm^3/g of ice) and H, we can ultimately link $\delta^{18}O^{icesheet}$ to $DO^{icesheet}$. We use the relation: $V_{air} = -1.7 \cdot 10^{-5} \cdot H + 0.14$, provided by Martinerie et al. (1992), which they derived from observations. Acknowledging that the volume of air is composed of 21% of oxygen, and based on the molar volume of a gas at standard temperature and pressure (273 K and 1 atm, respectively), we convert the latter relation into a linear relationship of DO in ice ($DO^{icesheet}$) as a function of H: $DO^{icesheet} = -0.16 \cdot H + 1,295$, which we then use to transform the observed $\delta^{18}O^{icesheet}$ as a function of H, into $\delta^{18}O^{icesheet}$ as a function of $DO^{icesheet}$. We note that while using basal ice observations would be more satisfying than estimating it from surface observation, the sparsity of direct observations of basal ice does not allow to document the spatial variability of ice composition at the base of the ice shelf.

2.5.2. Oceanographic Constraint for Ice Shelf Properties

When an ice shelf of properties ($S^{icesheet}$, $\delta^{18}O^{icesheet}$, and $DO^{icesheet}$) melts into the ocean, the characteristics of the water are altered (the salinity of the ice, $S^{icesheet}$, is 0 or close to 0, outside of basal marine ice layers. However, we derive the following equations in general terms, without assuming any given ice salinity value, keeping the variable $S^{icesheet}$): Water is cooled, tracers are diluted, and most dissolved gases are enriched (Jenkins, 1999). In order to evaluate the meltwater content in the resulting mixture, its characteristics must be compared with the characteristics of the source water. However, the source water might not be easy to define as it results from an arbitrary combination of different ambient waters, in the case of stratified water column (Jenkins, 1999). The problem considerably simplifies when the observed tracer content has weak vertical variability throughout the ambient water column compared to ocean-ice variability. This is the case for the water under Filchner Ice Shelf, where the incoming ambient water is not very stratified and shows weak vertical gradients compared to ocean-ice differences, at least for the tracers: salinity, δ^{18}O, and DO. For these tracers in the FRIS cavity, a simple linear mixing in temperature-salinity space can be assumed (Jenkins, 1999). In this paper we neglect the effect of possible subglacial runoff (Huhn et al., 2018; Jenkins, 2011), because our observations do not allow us to disentangle impact of ice melt and subglacial flow. Huhn

et al. (2018) found evidences of freshwater from subglacial runoff only at one of the six sites sampled for noble gas investigation beneath Filchner Ice Shelf. They established that, at this site, 13% of the total meltwater consisted of subglacial runoff versus 87% of glacial meltwater. These observations suggest that our approximation neglecting subglacial runoff will unlikely produce large errors in our analysis. However, we consider the impact of possible refreezing that will happen somewhere else along the water path under the ice shelf, either directly in contact with the ice shelf or by formation of frazil ice in the water column. Direct and satellite observations have shown the occurrence of marine ice at the base of FRIS (e.g., Bombosch & Jenkins, 1995; Grosfeld et al., 1998; Joughin & Padman, 2003; Lambrecht et al., 2007; Oerter et al., 1992), which is known to affect ISW characteristics (Huhn et al., 2018). Based on Jenkins (1999), we establish the following conservation equations by considering a mass budget of the water: The sum of the mass of the incoming water plus the mass added as glacial meltwater must equate the sum of the mass of the outgoing water plus the mass removed as frozen water. For conservative tracers, the conservation equation writes similarly (Jenkins, 1999):

$$Q_o \cdot S_o + Q_{freeze} \cdot S_{freeze} = Q_{melt} \cdot S^{icesheet} + Q_i \cdot S_i, \tag{1}$$

$$Q_o \cdot \delta^{18}O_o + Q_{freeze} \cdot \delta^{18}O_{freeze} = Q_{melt} \cdot \delta^{18}O^{icesheet} + Q_i \cdot \delta^{18}O_i, \tag{2}$$

$$Q_o \cdot DO_o + Q_{freeze} \cdot DO_{freeze} = Q_{melt} \cdot DO^{icesheet} + Q_i \cdot DO_i, \tag{3}$$

where the suffix "o" refers to the outgoing water, the suffix "i" refers to the ingoing water, the suffix "freeze" refers to the characteristics of the frozen water, and the suffix "melt" refers to glacial meltwater; Q refers to the mass of each water constituent and is overall conserved: $Q_o + Q_{freeze} = Q_{melt} + Q_i$. The frozen water has characteristics $(S_{freeze}, \delta^{18}\mathrm{O}_{freeze}, \mathrm{DO}_{freeze}) = (S^{icesheet}, \delta^{18}\mathrm{O}_i, \mathrm{DO}_i)$, assuming here that only the salinity of the water changes as water freezes. This also assumes that DO is conserved and that there is no fractionation for δ^{18}O during refreezing. Fractionation is on the order of 2‰ (Melling & Moore, 1995; Toyota et al., 2013; Pfirman et al., 2004) but is very uncertain due to unknown proportion of frazil ice and direct ice formation on the ice shelf basal surface; nevertheless, it is much less than the typical difference between water and ice δ^{18}O values (Lehmann & Siegenthaler, 1991). These assumptions are warranted due to the small percentage of net melt and the much higher contrast between seawater and ice shelf properties than in the terms we neglect.

We can now rewrite the previous system of equations (equations (1) to (3)) and introduce the notion of "fractions" of mass, f, by dividing all mass quantities by the mass of the outgoing water, Q_o, so that $1 + f_{freeze} = f_{melt} + f_i$. Equations (1) to 3 can therefore be rewritten by replacing $(S_{freeze}, \delta^{18}\mathrm{O}_{freeze}, \mathrm{DO}_{freeze})$ by their counterpart, and using $f_i = 1 + f_{freeze}$ - f_{melt} , as follows:

$$S_o + f_{freeze} \cdot S^{icesheet} = f_{melt} \cdot S^{icesheet} + (1 + f_{freeze} - f_{melt}) \cdot S_i, \tag{4}$$

$$\delta^{18}O_o + f_{freeze} \cdot \delta^{18}O_i = f_{melt} \cdot \delta^{18}O^{icesheet} + (1 + f_{freeze} - f_{melt}) \cdot \delta^{18}O_i, \tag{5}$$

$$DO_o + f_{freeze} \cdot DO_i = f_{melt} \cdot DO^{icesheet} + (1 + f_{freeze} - f_{melt}) \cdot DO_i. \tag{6}$$

We will also now refer to the incoming water as HSSW, and the outgoing water as ISW, and reorganize equations (4) to 6 into the following:

$$S^{ISW} = (f_{melt} - f_{freeze}) \cdot S^{icesheet} + (1 + f_{freeze} - f_{melt}) \cdot S_{HSSW}, \tag{7}$$

$$\delta^{18}O^{ISW} = f_{melt} \cdot \delta^{18}O^{icesheet} + (1 - f_{melt}) \cdot \delta^{18}O^{HSSW}, \tag{8}$$

$$DO^{ISW} = f_{melt} \cdot DO^{icesheet} + (1 - f_{melt}) \cdot DO^{HSSW}. \tag{9}$$

We then combine equations (8) and (9), to express $\delta^{18}O^{icesheet}$ as a function of $DO^{icesheet}$, depending on the observed ocean properties: $\delta^{18}O^{ISW}$, $\delta^{18}O^{HSSW}$, DO^{ISW}, and DO^{HSSW}:

$$\delta^{18}O^{icesheet} = \frac{\delta^{18}O^{HSSW} - \delta^{18}O^{ISW}}{DO^{HSSW} - DO^{ISW}} \cdot (DO^{icesheet} - DO^{HSSW}) + \delta^{18}O^{HSSW}. \tag{10}$$

In other words, the observed change of $\delta^{18}O$ and DO in seawater, as it flows in the cavity and is transformed from HSSW to ISW, constrains the range of possible values of $\delta^{18}O^{icesheet}$ and $DO^{icesheet}$ that interacted with the ocean. We will use this relationship in addition to the glaciological constraint (see section 2.5.1) to estimate the properties of the ice shelf base that interacted with the ocean. In this paper, we also compute the fraction of melt and freeze by solving a system of three equations composed of equations (7) and (8) and mass conservation (see section 3.2).

2.6. Mass Balance Calculations

We seek to determine the composition of ISW observed at the front of Filchner Ice Shelf, in the Filchner Depression and north of it (Figure 1) as a mixture of the different water masses on the continental shelf, namely: HSSW, ISW, WW, and WDW. We therefore solve for the following system of conservation equations:

$$\begin{cases} f_{HSSW} + f_{ISW} + f_{ww} + f_{WDW} = 1 \\ f_{HSSW} \cdot S_A^{HSSW} + f_{ISW} \cdot S_A^{ISW} + f_{ww} \cdot S_A^{WW} + f_{WDW} \cdot S_A^{WDW} = S_A^{obs} \\ f_{HSSW} \cdot \delta^{18}O^{HSSW} + f_{ISW} \cdot \delta^{18}O^{ISW} + f_{ww} \cdot \delta^{18}O^{WW} + f_{WDW} \cdot \delta^{18}O^{WDW} = \delta^{18}O^{obs} \\ f_{HSSW} \cdot DO^{HSSW} + f_{ISW} \cdot DO^{ISW} + f_{ww} \cdot DO^{WW} + f_{WDW} \cdot DO^{WDW} = DO^{obs} \end{cases} \tag{11}$$

where f corresponds to the estimated fraction. The end member characteristics (S_A, $\delta^{18}O$, and DO) for the water masses HSSW, ISW, WW, and WDW are estimated and set prior to solving the system of equations. In a few instances, the system of equations produced negative fractions, which is physically inconsistent. In such cases, the fraction of the given water mass was forced to 0 and other fractions adjusted to match mass balance.

3. Results

3.1. Circulation and Characteristics of HSSW and ISW

The coldest and most $\delta^{18}O$ depleted flavors of ISW emerge from beneath Filchner Ice Shelf at a depth between 400 and 600 dbar on both the eastern and western sides of the Filchner Depression (Figure 2a) where they are thought to flow northward (e.g., Darelius et al., 2014; Darelius & Sallée, 2018; Nicholls et al., 2009). These water masses are formed as HSSW interacts with the glacier ice on its pathway in the ice shelf cavity. We now explore how ISW forms from HSSW through ocean-ice interactions. To identify the properties of HSSW implicated in the ISW formation process, we first examine the water mass characteristics of the ISW observed in front of Filchner Ice Shelf (Figure 2a). For that we zoom onto the Θ-S_A characteristics of ISW emerging at the western (Figure 3b) and eastern flanks (Figure 3c) of the Filchner Depression, and use the Gade lines (see section 2.2) intersecting with water mass characteristics of the ISW. Because HSSW is formed from brine rejection as sea ice forms at the surface freezing temperature, the intersection of the Gade line with the surface freezing line gives us an estimate of the source salinity, for given ISW characteristics (Nøst & Østerhus, 1985).

On the eastern side of the Filchner Depression, the bulk of all ISW observations is aligned on one particular Gade line (Figure 3c). The intersection of the Gade line with the surface freezing line indicates a HSSW source water with an absolute salinity around ~34.87 g/kg, aligning with a version of ISW with an absolute salinity of ~34.74 g/kg (Figure 3c). On the western side of the Filchner Depression (Figure 3b), the coldest part of ISW is less well defined than on the eastern side, with a spread of absolute salinity ranging from ~34.74 to ~34.77 g/kg. Similar to what was done for the eastern ISW, we use the Gade lines to estimate that the western ISW is sourced from water of absolute salinity ranging from ~34.87 to ~34.93 g/kg. These results suggest that there are two main HSSW sources at absolute salinity around ~34.87 and ~34.93 g/kg; while the observed ISW at the eastern side of the Filchner Depression is formed only by the former, the observed ISW at the western side results from the two sources with their derived ISW being mixed together inside the cavity. One goal of this paper is to establish the amount and characteristics of the ice shelf that melts

into HSSW to form ISW. Based on the preceding analysis, to address this goal, we consider two HSSW end members at absolute salinity of ~34.87 and ~34.93 g/kg and investigate how they transform into two ISW types at respectively absolute salinity of ~34.74 and ~34.77 g/kg. The ISW observed at the western side of the Filchner Depression is a mixing product of the two resulting flavors of ISW. While here we assume that mixing occurs between them, we note that one alternative would be that the mixing occurs between the two identified HSSW end members, forming a range of HSSW that would then transform into a range of ISW as it interacts with the ice.

We now use historical observations to geographically locate where such HSSW end members could be found on the southern Weddell Sea continental shelf. A 1995 along-ice shelf section (Figures 2f and 4a) shows that the range of absolute salinity referred to the HSSW end member types was mostly found in two regions: the Ronne Trough (west of ~57°W) and the Berkner Bank (~48°W). We also used the compiled historical CTD stations (see section 2.3) from which we focused only at the front sector of FRIS and reported where absolute salinity of ~34.93 and ~34.87 g/kg are usually found. Both salinities are found at the western Ronne Ice Front for all available historical sections (Figures 4b and 4c). If we now use the complete set of historical CTD stations on the Weddell Sea continental shelf between ~72–80°S and between ~24–70°W, it is clear that most of the observations of water at S_A ~34.93 g/kg are found at the western side of the Ronne Trough (Figure 4d). However, water masses with salinities of ~34.87 g/kg are also regularly found near Berkner Bank and spreading in the Filchner Depression (Figure 4e; Foldvik et al., 1985; Darelius et al., 2014; Nicholls et al., 2001).

In summary, we show that the densest HSSW enters the ice shelf cavity via the western side of the Ronne Trough and the inflow of less saline version of HSSW occurs near the Berkner Bank where it reaches the cavity at the eastern side of Ronne Ice Shelf (Foldvik et al., 2001) or at the western side of Filchner Ice Shelf. Those two pathways, a salty one on the Ronne side and a less salty one on the Filchner side, circulate inside the cavity and interact with the basal ice where they are transformed in several flavors of ISW with temperatures below the surface freezing point before emerging at the front of Filchner Ice Shelf.

The historical salinity observations suggest, therefore, that the precursor of the most saline version of ISW observed at the western flank of the Filchner Depression corresponds to HSSW located in the Ronne Trough with absolute salinity around ~34.93 g/kg. We propose that this water mass penetrates southward under the ice shelf at this location before emerging as ISW at the western side of the Filchner Depression. Hereafter, we refer to this HSSW end member as $HSSW_{Ronne}$. This is consistent with multiyear under-ice shelf mooring observations at the southern side of Berkner Island that report water mass characteristics consistent with $HSSW_{Ronne}$ (T. Hattermann, personal communication, September 2018; Nicholls et al., 2001). This would indicate that this HSSW end member travels around Berkner Island arriving at the western side of Filchner Ice Shelf as a flavor of ISW with an absolute salinity of about ~34.77 g/kg, which is now referred as ISW_{Ronne}.

For the slightly lighter version of ISW observed at both front sides of Filchner Ice Shelf, the source location of HSSW end member is less clear, as two potential precursors are plausible (i.e., western Ronne Trough and Berkner Bank sources). Nevertheless, observations from multiyear moorings located under the ice shelf, at the southern side of the Berkner Island, have never reported water masses that could be associated with a source salinity around ~34.87 g/kg (T. Hattermann, personal communication, September 2018; Nicholls et al., 2001). It is, therefore, unlikely that a HSSW end member source water at ~34.87 g/kg would follow a similar path to $HSSW_{Ronne}$ with an absolute salinity around ~34.93 g/kg. An alternative hypothesis is that the end member source with an absolute salinity around ~34.87 g/kg is locally formed at the Berkner Bank, either traveling inside the cavity at the western side of the Berkner Island or filling the Filchner Depression, which is consistent with what has been discussed in past studies (e.g., Carmack & Foster, 1975; Darelius et al., 2014; Gammelsrød et al., 1994; Huhn et al., 2018). This HSSW end member is now referred to as $HSSW_{Berkner}$ which defines the production of the slightly lighter flavor of ISW, that is, $ISW_{Berkner}$.

Using the full-depth distribution of $\delta^{18}O$ from the Filchner Depression (sections 1–5) where $HSSW_{Berkner}$ was sampled, we determine its isotopic composition to be -0.46±0.04‰. Using $\delta^{18}O$ observations from Mackensen (2001a) that sampled the Ronne Trough, we determine the isotopic composition of $HSSW_{Ronne}$ as -0.52 ± 0.01‰. Now that the characteristics of the two flavors of ISW and of their HSSW end member

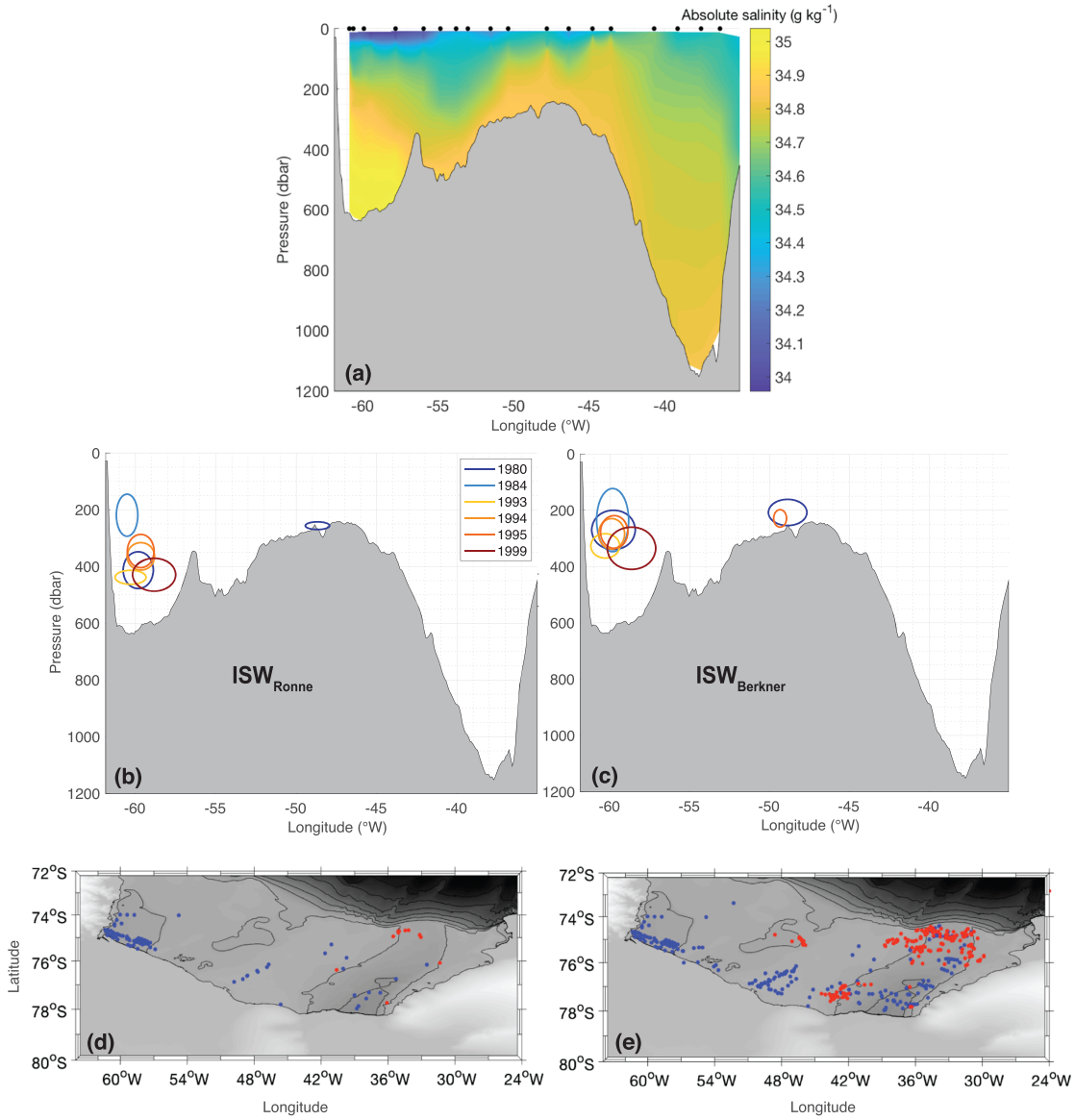


Figure 4. (a) Absolute salinity directly in front of FRIS sampled in 1995 (same transects as in Figure 2f). The black dots show the position of the sampled profiles before interpolation. (b, c) Ellipses of the longitude and depth location (mean ± standard deviation) of salinity observations at (b) $S_A = 34.92 \pm 0.01$ g/kg, and (c) $S_A = 34.87 \pm 0.01$ g/kg, along six historical transects in front of FRIS, in (dark blue) 1980, (light blue) 1984, (yellow) 1993, (orange) 1994, (light red) 1995, and (dark red) 1999. (d, e) Maps of the continental shelf showing the position of all measurements that have sampled water masses of salinity at (d) $S_A = 34.92 \pm 0.01$ g/kg, and (e) $S_A = 34.87 \pm 0.01$ g/kg, in the past. Blue dots correspond to ship-based measurements, and red dots correspond to the observations from instrumented seals.

sources are set, we can quantify how each HSSW end member source interacted with the ice shelf to form each flavor of ISW; that is, how much glacier ice has melted into HSSW$_{Ronne}$ (HSSW$_{Berkner}$) to form ISW$_{Ronne}$ (ISW$_{Berkner}$).

3.2. Fraction of Ice Melt and Freeze Into the Two Flavors of ISW

We first evaluate the range of possible ice shelf characteristics that potentially interacted with each HSSW end member. Equations (5) and (6) (section 2.5.2) provide the relationship between δ^{18}O and DO ice shelf characteristics based on the observed characteristics of the identified HSSW-ISW pairs (HSSW$_{Ronne}$

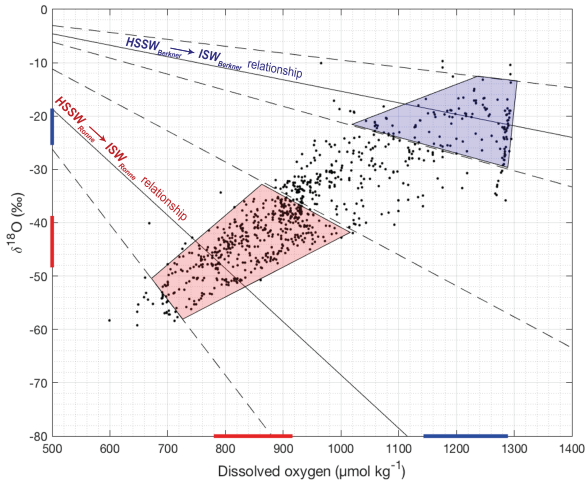


Figure 5. Scatter plot showing (back dots) the parameter space covered by the Antarctica Ice Sheet in δ^{18}O-DO space, estimated from glaciological historical observations (the glaciological constraint, see section 2.5.1; Martinerie et al., 1992; Masson-Delmotte et al., 2008). The ice sheet characteristics that interacted with $HSSW_{Ronne} \rightarrow ISW_{Ronne}$, and $HSSW_{Berkner} \rightarrow ISW_{Berkner}$, follow each a known relationship that is inferred from ocean observations, and which is superimposed as plain black line ± standard deviation envelops, as black dashed lines (the ocean constraint, see section 2.5.2). The mean and standard deviation of all points within the intersection of the glaciological constraint and the ocean constraint provide estimates of the characteristics of the ice that interacted with (red shading) $HSSW_{Ronne} \rightarrow ISW_{Ronne}$, and (blue shading) $HSSW_{Berkner} \rightarrow ISW_{Berkner}$.

to ISW_{Ronne}; $HSSW_{Berkner}$ to $ISW_{Berkner}$). These two relationships are shown in Figure 5 as black lines and represent the range of possible meteoric ice characteristics that $HSSW_{Ronne}$ or $HSSW_{Berkner}$ interact with, based on the oceanographic constraint. Notably, these two domains do not overlap. We also compute a standard deviation around the mean relationship based on the standard deviation of the two HSSW end members and of the two flavors of ISW characteristics. In addition, we derive the possible δ^{18}O-DO space for Antarctic ice (black dots in Figure 5) based on the relationship between δ^{18}O and DO estimated from glaciological constraint (see section 2.5.1). The range of possible ice shelves properties that interacted with $HSSW_{Ronne}$ or $HSSW_{Berkner}$ is defined as the mean and standard deviation of all black dots in Figure 5 within the intersection of the oceanographic and glaciological constraints.

The ice shelf that interacted with $HSSW_{Ronne}$ to form ISW_{Ronne} most likely had a δ^{18}O of −44 ± 5‰, associated with DO of 850 ± 70 µmol/kg (red shading in Figure 5). In contrast, the ice shelf that interacted with $HSSW_{Berkner}$ to form $ISW_{Berkner}$ most likely had a δ^{18}O of −22 ± 3‰, associated with DO of 1,220 ± 70 µmol/kg. This analysis suggests that $HSSW_{Ronne}$ interacted with an older ice, formed at higher altitude than the ice that interacted with $HSSW_{Berkner}$. Only very few ice cores have measured δ^{18}O on FRIS, but we note that δ^{18}O of order −40‰ are typical values recorded at depth in ice cores over the ice sheet (Casado et al., 2018) and that δ^{18}O of order −20‰ are values consistent with those recorded in an ice core near the front of FRIS (Graf et al., 1988). While much uncertainty exists in the spatial variability of basal δ^{18}O characteristics of ice, lower values of δ^{18}O could be associated with ice closer to the ice front (consistent with][and arguably because ice nearer the ice-front might locally form on the ice shelf by ice compaction ; Graf et al., 1988). This would be consistent with $HSSW_{Berkner}$ circulating less far in the ice shelf cavity than $HSSW_{Ronne}$.

We can now evaluate how those ice shelf δ^{18}O characteristics are consistent with salinity change from $HSSW_{Ronne}$ to ISW_{Ronne} and from $HSSW_{Berkner}$ to $ISW_{Berkner}$ (using equations (7) and (8) and mass conservation; section 2.5.2). We find that both ISW_{Ronne} and $ISW_{Berkner}$ are composed of the same amount of ice shelf net mass loss (f_{melt}-f_{freeze}), representing 0.4% of ISW mass. These fractions of mass contribution from the ice shelf for ISW_{Ronne} and $ISW_{Berkner}$ decompose however differently into f_{melt} and f_{freeze} (see section 3.2 and Figure 6). ISW_{Ronne} is associated with a melt of meteoric ice of 0.4 ± 0.004%, and a net freeze/melt of marine ice of 0.01 ± 0.004%. In contrast, we estimate that $ISW_{Berkner}$ is composed of 1.4 ± 0.04% of meteoric

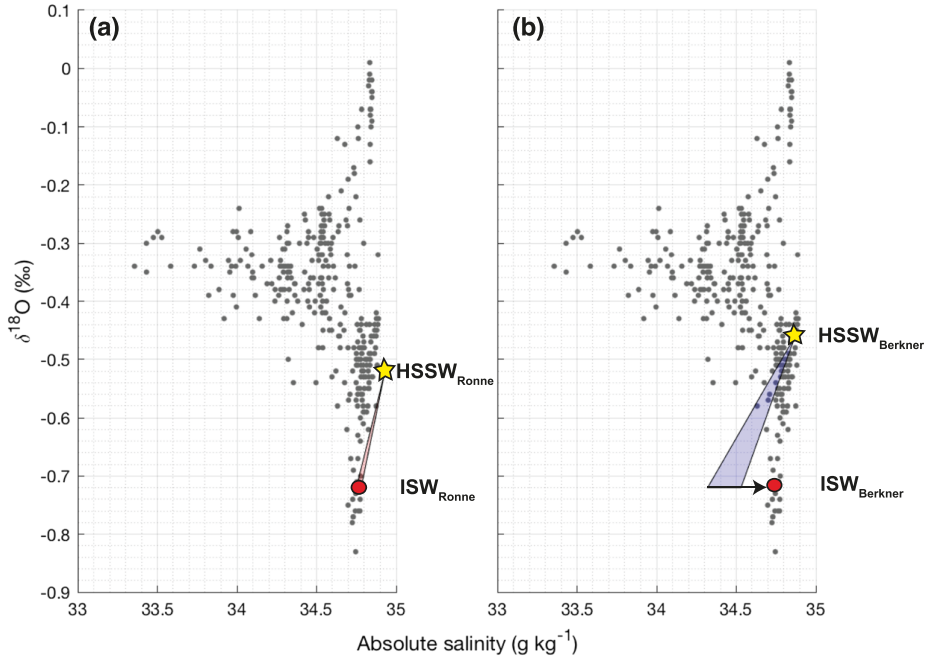


Figure 6. δ^{18}O-S_A characteristics of (gray dots) all observations sampled in 2017 (observations corresponding transects shown in Figures 2a–2e). The characteristics of (a) HSSW$_{Ronne}$ and ISW$_{Ronne}$ and (b) HSSW$_{Berkner}$ and ISW$_{Berkner}$ are superimposed as yellow star for HSSW and red dots for ISW. (a) An ice shelf of δ^{18}O of −44±5‰ melting into HSSW$_{Ronne}$ would transform the characteristics of HSSW$_{Ronne}$ following the red shaded polygon. The black right arrow represents the salinification that would need to occur as refreezing, for salinity of the resulting water mass to match the salinity of ISW$_{Ronne}$. (b) Similarly, an ice shelf of δ^{18}O composition of −22 ± 3‰ melting into HSSW$_{Berkner}$ would transform the characteristics of HSSW$_{Berkner}$ following the blue shaded polygon. The black right arrow represents the salinification induced by the refreezing that produces ISW$_{Berkner}$.

ice meltwater, and a net freeze/melt of marine ice of 1 ± 0.05% (i.e., freeze of marine ice dominating over melt of marine ice; Figure 6b).

3.3. Composition of the ISW Mixture on the Continental Shelf

We have described above how the two different flavors of ISW observed at the front of Filchner Ice Shelf are formed from different sources ranging between two HSSW end members, which originate from two main regions: Ronne Trough and Berkner Bank. We also find that the flavors of ISW are composed of a small proportion of meteoric ice meltwater and marine ice refreeze, the ice shelf contributing ultimately to 0.4% of ISW mass. We now focus on the fate of these outflowing ISW types during their northward pathways on the continental shelf. In particular, we seek to understand how the flavors of ISW emerging from under the ice shelf mix with other water masses on the continental shelf to form the ISW mixture traveling over the continental sill. Darelius et al. (2014) suggest that the core of ISW$_{Ronne}$ flowing along the western flank of the Filchner Depression does not reach the sill as previously thought (Foldvik et al., 2001; Nicholls et al., 2001). We will therefore retain only the eastern flavor of ISW characteristics observed at the front of Filchner Ice Shelf (ISW$_{Berkner}$), which is likely the flavor of ISW that feeds the ISW mixture we sampled as it flows northward along the eastern flank of the Filchner Depression (Darelius et al., 2014; Darelius & Sallée, 2018).

We now estimate the proportions of the four water mass end members: HSSW$_{Berkner}$, ISW$_{Berkner}$, WW, and WDW that mix together on the continental shelf to ultimately form the ISW mixture overflowing in the deep ocean on the continental slope. A simple system of equations describes linear mixing of a set of conservative tracers associated with each of these water masses (equation (11) and see section 2.6). Three conservative tracers are considered (S_A, δ^{18}O, and DO) in addition to mass conservation, to solve for ISW mixture composition as fractions of the four water mass end members. We solve this system of equations for each of the

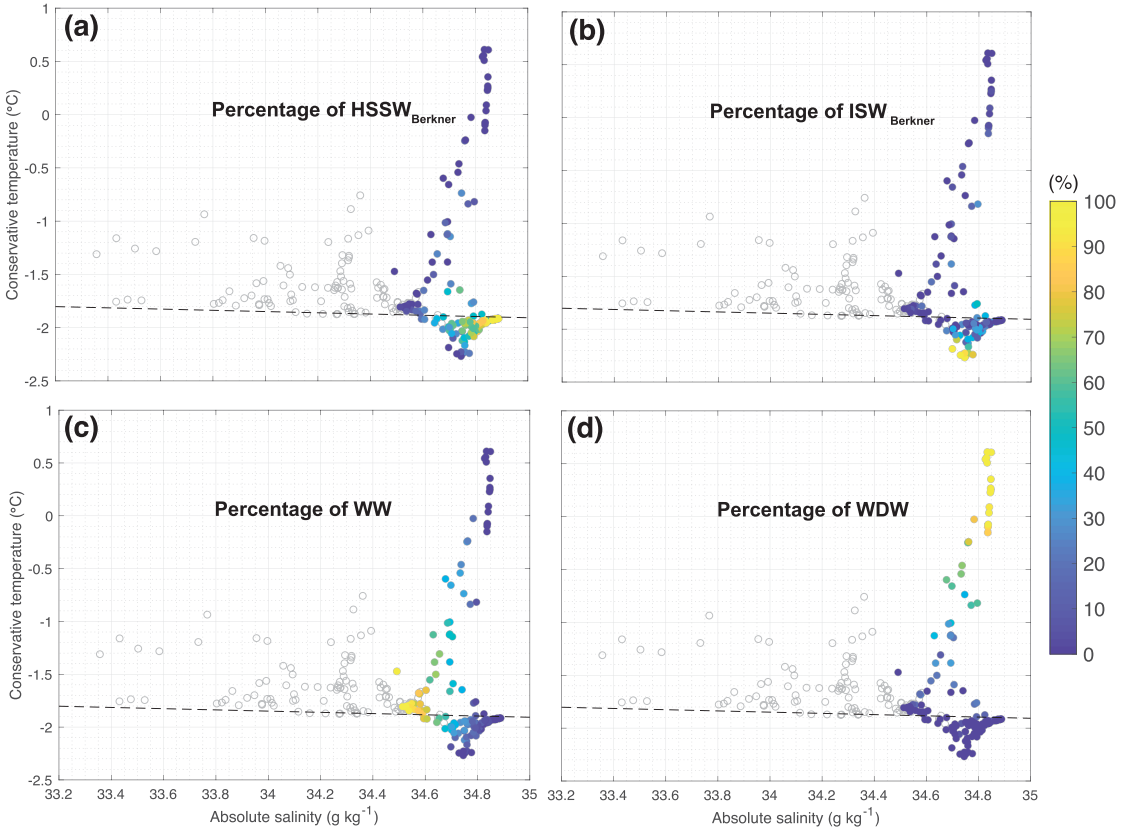


Figure 7. Θ-S_A characteristics of all observations sampled in 2017 (same as Figure 3a), but showing in color the percentage contribution of (a) $HSSW_{Berkner}$, (b) $ISW_{Berkner}$, (c) WW, and (d) WDW sources, within each observation sampled at depth deeper than 200 m, deduced from a mass balance system of equations (equation (11), see section 3.3). The gray circle shows Θ-S_A characteristics for observations shallower than 200 m, and the surface freezing line is given by the black dashed line.

water samples obtained on the continental shelf. The upper 200 m of the water column is excluded from this analysis, as DO, S_A, and $\delta^{18}O$ are unlikely to be conserved in this upper layer, as a result of biology affecting DO, and of sea ice and precipitation affecting salinity and $\delta^{18}O$. The definition of the characteristics of each water mass end member plays an important role in the outcome of this calculation. Definitions of $HSSW_{Berkner}$, $ISW_{Berkner}$, WW, and WDW are obtained from our set of observations and summarized in Table 1 (see also section 2.4).

After solving the system of equations (11), water mass fractions are represented in a Θ-S_A space in order to check the results (Figure 7). Overall, the system of equations provides consistent results with increasing fractions of each component when approaching their definitions in Θ-S_A space. Between each water mass end member, mixing can also be visualized: modified Warm Deep Water, being mostly composed of a mix of WDW and WW (Carmack & Foster, 1975; Foster & Carmack, 1976); ISW, resulting mainly from a balanced mix of $HSSW_{Berkner}$, $ISW_{Berkner}$, and WW (Figure 7). The mean composition of the ISW mixture on the continental shelf represents 61 ± 29% of $HSSW_{Berkner}$, 17 ± 24% of $ISW_{Berkner}$, 20 ± 25% of WW, and 1.5 ± 3% of WDW (Figure 8a). Now, acknowledging that $ISW_{Berkner}$ is a mixture of 99.6 ± 0.09% of $HSSW_{Berkner}$ and 0.4 ± 0.09% of glacial meltwater (defined here and thereafter as the net mass of ice shelf added to the ocean in the cavity, i.e., meteoric ice melt minus marine ice refreeze; see above), the ISW mixture cascading the continental slope is ultimately composed of 78 ± 53% of $HSSW_{Berkner}$, 0.1 ± 0.1% of ice shelf meltwater, 20 ± 25% of WW, and 1.5 ± 3% of WDW (Figure 8a). Interestingly, the proportion of WDW mixing into ISW is small but not 0. When looking at the meridional evolution of the WDW signal on the continental shelf, it is clear that its fraction increases northward, being mostly absent in the southernmost hydrographic sections (sections 1–3) and increasing up to 10 ± 4% for section 5, as ISW mixture sinks along the continental slope. This northward

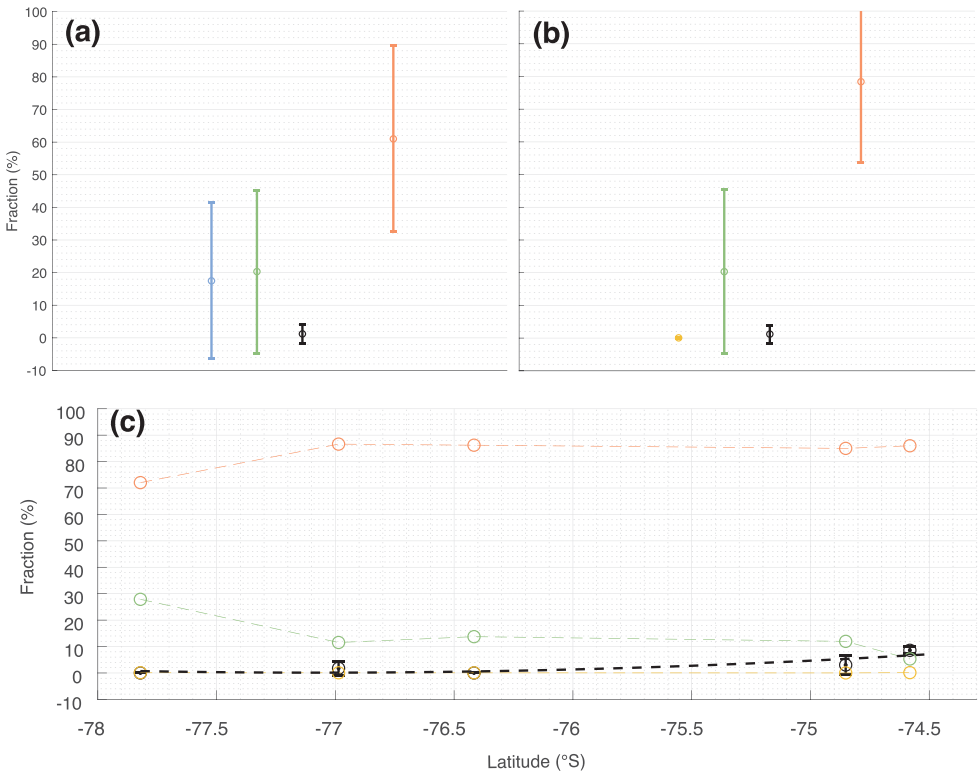


Figure 8. (a) Mean (± standard deviation) percentage of each constituent of ISW over the entire continental shelf: (blue) $ISW_{Berkner}$, (green) WW, (black) WDW, and (orange) $HSSW_{Berkner}$. (b) Same as (a) but with $ISW_{Berkner}$ converted into $HSSW_{Berkner}$ and (yellow) glacial meltwater. (c) Same as (b) but split up by transect and shown as a function of the mean latitude of each transect on the continental shelf.

increase suggests an entrainment of WDW into ISW near and along the continental slope. When considering the resulting fraction interpolated on the continental slope section (Figure 9b), the overflowing ISW is clearly highlighted as a mixture of the dense $HSSW_{Berkner}$ (Figure 9a) and $ISW_{Berkner}$ (Figure 9b), entraining above-lying WDW, as it descends the slope and exits the Filchner Depression (Figure 9d). We also clearly note a southward intrusion of WDW on the continental shelf, mixing with WW, directly above the northward flowing ISW.

As an estimate of the sensitivity of the mass balance calculation, we rerun the exact same system of equations (equation (11)) but replaced the DO equation by a conservative temperature equation (essentially replacing all DO into Θ, in equation (11)). The overall resulting ISW mixture decomposition falls within the standard deviation envelop of the results presented above, giving us confidence in the robustness of the decomposition.

4. Discussion and Conclusion

The influence of FRIS on the characteristics of cold and dense waters produced in the southern Weddell Sea is documented from a set of observations sampled in 2017. We first investigated how two different identified HSSW end members interacted with ice shelf to produce different flavors of ISW and then described how the slightly lighter version of ISW mixes with other water masses on the continental shelf to produce the ISW mixture, which ultimately sinks along the continental slope as a precursor of AABW.

Different flavors of ISW emerge from in the ice shelf cavity at the eastern and western sides of the Filchner Depression as an isotopically depleted and supercooled water mass (blue patches on Figure 2a). The eastern and western ISW types have, however, distinct characteristics and have been shown to be associated with

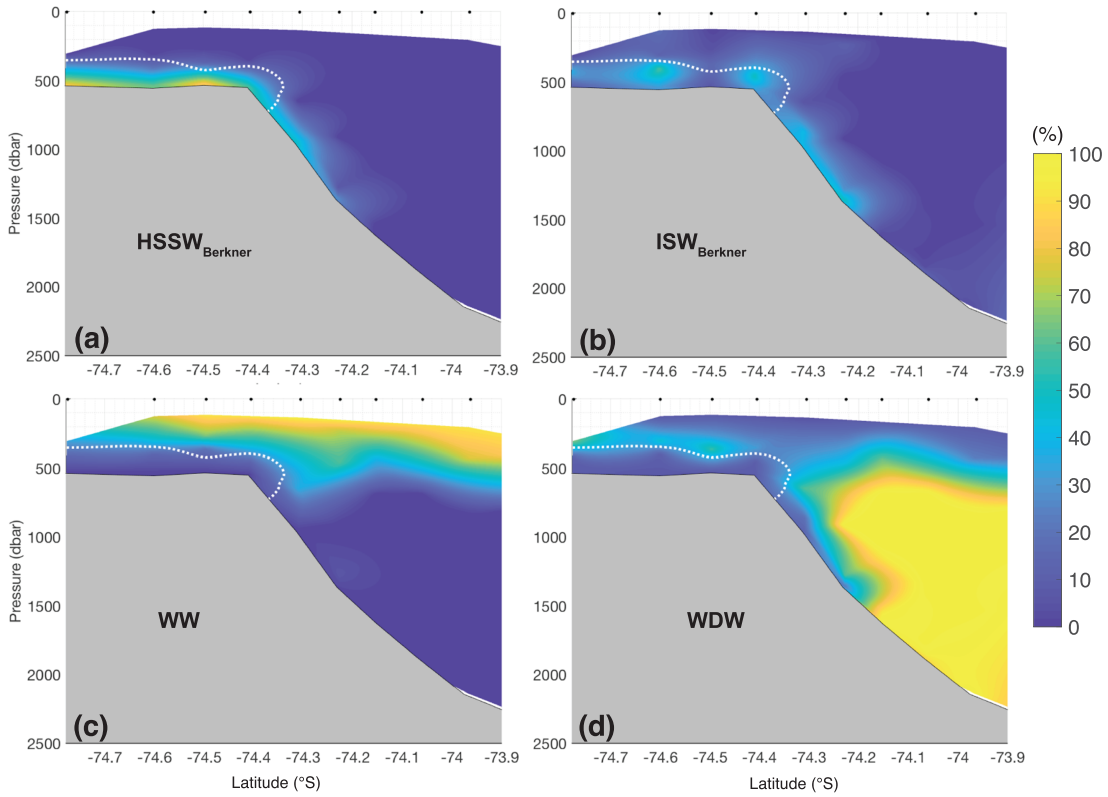


Figure 9. Percentage contributions of source water masses in the meridional section crossing the continental slope (corresponding to Figure 2e) shown as percentage of (a) $HSSW_{Berkner}$, (b) $ISW_{Berkner}$, (c) WW, and (d) WDW sources. In each panel, the white dashed line represents the upper boundary of the ISW mixture ($\Theta <$ surface freezing point), flowing on the continental slope.

distinct dynamics (Darelius & Sallée, 2018). We document two main flavors of ISW: the freshest version ($ISW_{Berkner}$), which we estimate to originate from a mix of ice shelf meltwater with a HSSW end member of absolute salinity around ~34.87 g/kg ($HSSW_{Berkner}$); and the saltiest version (ISW_{Ronne}), which we estimate to originate from a mix of ice shelf meltwater with a HSSW end member of absolute salinity around ~34.93 g/kg ($HSSW_{Ronne}$). While the ISW observed at the eastern side of the Filchner Depression has characteristics of $ISW_{Berkner}$, the ISW observed at the western side shows a range of characteristics suggesting that it results from a mixture of ISW_{Ronne} and $ISW_{Berkner}$, mixing presumably happening in the ice shelf cavity.

Using a combination of ocean and ice sheet observations of $\delta^{18}O$ and DO, we show that $HSSW_{Ronne}$ interacted with an ice shelf of significantly different characteristics than the ice shelf that $HSSW_{Berkner}$ interacted with. The mean ice shelf composition contributing to $HSSW_{Ronne}$ has significantly lower $\delta^{18}O$ composition and DO concentration (-44 ± 5‰; 850 ± 70 µmol/kg) than the ice shelf encountered by $HSSW_{Berkner}$ (-22 ± 3‰; $1{,}220 \pm 70$ µmol/kg). These results suggest that $HSSW_{Ronne}$ and $HSSW_{Berkner}$ interact with different basal ice characteristics and therefore might follow distinct pathways in the ice shelf cavity. In addition, the estimated ice shelf properties in $\delta^{18}O$ and DO that have contributed to each HSSW end member suggest that $HSSW_{Berkner}$ has been influenced by an ice shelf formed at lower altitude and latitude than $HSSW_{Ronne}$. We note, however, that due to the very sparse measurements of $\delta^{18}O$ in ice cores over FRIS we cannot conclude robustly on specific pathways based on basal ice characteristics estimates. We can only conclude that the production of $ISW_{Berkner}$ and ISW_{Ronne} is directly defined by two distinct sources and does not follow the same pathway within the cavity. Consistent, sub-ice shelf observations in the southern Filchner Ice Shelf cavity, far from the ice front, do not show any hint of water masses consistent with $HSSW_{Berkner}$, while they are consistent with $HSSW_{Ronne}$ (T. Hatterman, personal communication, September 2018; Huhn et al., 2018; Nicholls et al., 2001). The most important limitation of our data set is the lack of observations inside the

cavity along circulation pathways. With only observations of the inflows and outflows, any interpretation of mixing processes between them inside the cavity is very limited. Changes of characteristics from HSSW end members to ISW types suggest that both ISW_{Ronne} and $ISW_{Berkner}$ are composed of 0.4% glacial meltwater. We however estimate that there is more meteoric ice that has melted in $ISW_{Berkner}$ than ISW_{Ronne} ($1.4 \pm 0.04\%$ vs. $0.4 \pm 0.004\%$, respectively). On the other hand, $ISW_{Berkner}$ is subject to net refreeze of marine ice ($1 \pm 0.05\%$), while freezing and melting of marine ice compensate each other (net value of $0.01 \pm 0.004\%$) for ISW_{Ronne}. Estimates of outward ISW volume transport at Filchner Ice Front is highly uncertain, but an order of O(1–2) Sv appears sensible based on previous studies (Darelius et al., 2014; Darelius & Sallée, 2018; Foldvik et al., 2004). Combined with our estimate of about 0.4% of glacial meltwater content within ISW types, we estimate that they would transport the equivalent of O(100–200) Gt/year of ice, very much consistent with the estimates of net melt of FRIS from satellite data (155 ± 36 Gt/year; Rignot et al., 2013). In addition, observations of noble gas under the ice shelf show results in good agreement with ours (Huhn et al., 2018). In their study, Huhn et al. (2018) show that most of the estimated refreezing is considered to be associated with $HSSW_{Berkner}$, with melting and refreezing in the cavity evaluated as $2 \pm 1.5\%$ and $1.7 \pm 0.9\%$ respectively.

Once $ISW_{Berkner}$ emerges from beneath the cavity, it mixes with ambient water masses to form an ISW mixture, which flows northward on the eastern flank of the Filchner Depression, before cascading the continental slope. The pathway of ISW_{Ronne} after escaping the ice shelf cavity is less clear. It likely flows at depth in the Filchner Depression in a cyclonic gyre circulation (Carmack & Foster, 1975; Darelius et al., 2014) and probably contributes to the properties of $HSSW_{Berkner}$. Because of the frequent presence of ice during the austral summer on the western side of the Filchner Depression, we were not able to obtain observations in 2017 to further document the evolution of ISW_{Ronne}. The observations obtained on the eastern flank of the Filchner Depression are likely more relevant to $ISW_{Berkner}$. Based on these observations, we find that the ISW mixture in the Filchner Depression is composed of a very large majority of $HSSW_{Berkner}$ ($78 \pm 53\%$), which mixes with WW ($20 \pm 25\%$), and glacial meltwater ($0.1 \pm 0.1\%$) outflowing from the ice shelf cavity within $ISW_{Berkner}$. In addition, one notes an increasing fraction of WDW entrained into the ISW mixture at the continental sill and slope. We estimate that ~10% of the volume of the ISW mixture along the continental slope is composed of WDW, clearly showing a signature of entrainment. The ISW descending the continental slope is a Filchner Depression's manifestation of Weddell Sea Bottom Water. This water mass flows at the bottom of the Weddell Sea and is too dense to escape the Weddell Gyre through its main gateway, the South Scotia Ridge. It is therefore thought to circulate in the gyre until it mixes with overlying WDW (Foldvik et al., 2004; Nicholls et al., 2009) to form Weddell Sea Deep Water, which is generally lighter and is then exported toward the Scotia Sea to ultimately contribute to AABW.

While this paper does not investigate time variability and trends, our results can provide insights into how ISW might be sensitive to potential climate variability or future trends. By decomposing the ISW into its parent water masses, it appears clearly that subtle changes in sea ice regime would have major consequences for its characteristics, through changing the properties of HSSW. Ice shelf meltwater represents only $0.1 \pm 0.1\%$ of the volume of ISW; however, small changes in the proportion of ice shelf meltwater as expected under climate change scenarios (Naughten et al., 2018) can also significantly affect the characteristics of ISW. For example, adding another 0.1% of meteoric ice meltwater to ISW would significantly reduce its salinity on the order of 0.03 g/kg, diminishing its density, with consequences for AABW characteristics.

Appendix A: Comparison of Stable Water Isotope Data Sets

In this study, a stable water isotopes data set from a cruise in 1995 has been used to provide a baseline in order to compare to our data as well as to provide estimate of $\delta^{18}O$ for HSSW in the Ronne Trough. Both data sets appear to be consistent despite the 20 years between the two cruises and different methods for isotope analysis (Figure A1). $\delta^{18}O$ from 1995 was determined by water sample equilibrated with CO_2 gas by using an online connected Finnigan MAT Delta-S mass spectrometer with a reproducibility of 0.03‰ (Mackensen, 2001b). Water samples characterized by high salinity (around 35 g/kg; Figure A1) are from the cruise in 1995 in front of Ronne Ice Shelf where $HSSW_{Ronne}$ is formed, a region not observed during the 2017 cruise. We therefore apply no offset correction to these data, before using the 1995 data set in combination with the 2017 observations. The good comparison of these two data sets gives us confidence in the quality of the data sets.

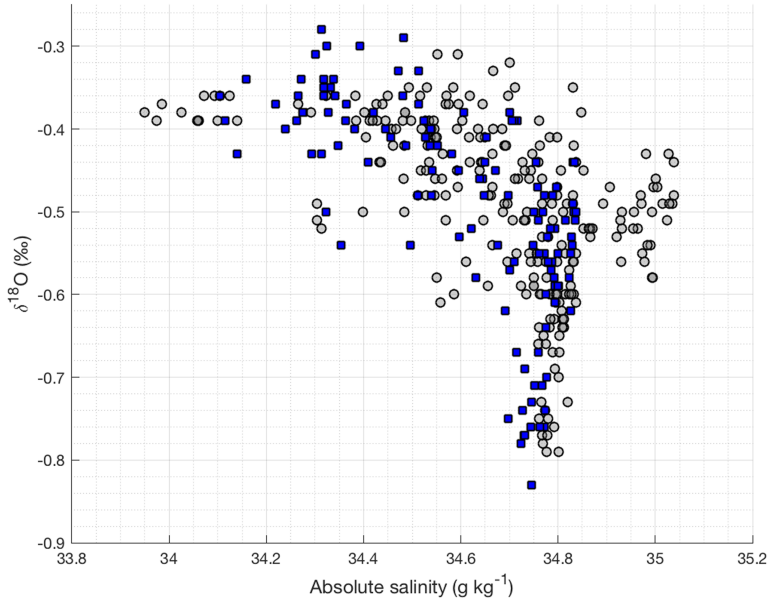


Figure A1. δ^{18}O-S_A characteristics of (blue squares) observations sampled in front of Filchner Ice Shelf in 2017 (observations corresponding transects shown in Figure 2a) and (gray circles) observations sampled in front of FRIS in 1995 (observations corresponding to the transects shown in Figure 2f).

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 gratefully thank the captain and the crew of RRS James Clark Ross for their help in acquiring the 2017 data set as part of the Wapiti Cruise JR16004. Thanks to N. Jourdain and M. Meredith for fruitful discussions. We are indebted to Tore Hattermann, two anonymous reviewers and the Editor Dr. Laurence Padman for their detailed comments on earlier versions of this manuscript. Oxygen isotopes, temperature, and salinity from Mackensen (2001b) can be obtained from https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.756222 and https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.55750; oxygen isotopes, temperature, and salinity bottle data from the 2017's Wapiti cruise are available online (https://doi.org/10.17882/71186).

References

Benetti, M., Sveinbjörnsdóttir, A., Ólafsdóttir, R, Leng, M., Arrowsmith, C., Debondt, K., et al. (2017). Inter-comparison of salt effect correction for δ^{18}O and δ^{2}H measurements in seawater by CRDS and IRMS using the gas-H_2O equilibration method. *Marine Chemistry*, *194*, 114–123. https://doi.org/10.1016/j.marchem.2017.05.010

Bentley, M. J., & Anderson, J. B. (1998). Glacial and marine geological evidence for the ice sheet configuration in the Weddell Sea–Antarctic Peninsula region during the Last Glacial Maximum. *Antarctic Science*, *10*(3), 309–325. https://doi.org/10.1017/S0954102098000388

Bombosch, A., & Jenkins, A. (1995). Modeling the formation and deposition of frazil ice beneath Filchner-Ronne Ice Shelf. *Journal of Geophysical Research*, *100*(C4), 6983–6992. https://doi.org/10.1029/94JC03224

Brown, P. J., Meredith, M. P., Jullion, L., Naveira Garabato, A., Torres Valdes, S., Holland, P., et al. (2014). Freshwater fluxes in the Weddell Gyre: Results from δ^{18}O. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *372*(2019), 20130298. https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0298

Carmack, E. C., & Foster, T. D. (1975). Circulation and distribution of oceanographic properties near the Filchner Ice Shelf. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, *22*(2), 77–90. https://doi.org/10.1016/0011-7471(75)90097-2

Casado, M., Landais, A., Picard, G., Münch, T., Laepple, T., Stenni, B., et al. (2018). Archival processes of the water stable isotope signal in East Antarctic ice cores. *The Cryosphere*, *12*(5), 1745–1766. https://doi.org/10.5194/tc-12-1745-2018

Darelius, E., Fer, I., & Nicholls, K. W. (2016). Observed vulnerability of Filchner-Ronne Ice Shelf to wind-driven inflow of warm deep water. *Nature communications*, *7*, 12300. https://doi.org/10.1038/ncomms12300

Darelius, E., Makinson, K., Daae, K., Fer, I., Holland, P. R., & Nicholls, K. W. (2014). Hydrography and circulation in the Filchner Depression, Weddell Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *119*, 5797–5814. https://doi.org/10.1002/2014JC010225

Darelius, E., & Sallée, J.-B. (2018). Seasonal outflow of Ice Shelf Water across the front of the Filchner Ice Shelf, Weddell Sea, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, *45*, 3577–3585. https://doi.org/10.1002/2017GL076320

Darelius, E., Smedsrud, L., Østerhus, S, Foldvik, A., & Gammelsrød, T (2009). Structure and variability of the Filchner overflow plume. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, *61*(3), 446–464. https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00391.x

Darelius, E., Strand, K. O., Østerhus, S., Gammeslrød, T., Årthun, M., & Fer, I. (2014). On the seasonal signal of the Filchner overflow, Weddell Sea, Antarctica. *Journal of Physical Oceanography*, *44*(4), 1230–1243. https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0180.1

DeConto, R. M., & Pollard, D. (2016). Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature*, *531*(7596), 591. https://doi.org/10.1038/nature17145

DeVries, T., & 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. https://doi.org/10.1175/JPO-D-10-05011.1

Dupont, T., & Alley, R. (2005). Assessment of the importance of ice-shelf buttressing to ice-sheet flow. *Geophysical Research Letters*, *32*, L04503. https://doi.org/10.1029/2004GL022024

Edwards, T. L., Brandon, M. A., Durand, G., Edwards, N. R., Golledge, N. R., Holden, P. B., et al. (2019). Revisiting Antarctic ice loss due to marine ice-cliff instability. *Nature*, *566*(7742), 58–64. https://doi.org/10.1038/s41586-019-0901-4

Foldvik, A., Gammelsrød, T, Nygaard, E., & Østerhus, S (2001). Current measurements near Ronne Ice Shelf: Implications for circulation and melting. *Journal of Geophysical Research*, *106*(C3), 4463–4477. https://doi.org/10.1029/2000JC000217

Foldvik, A., Gammelsrød, T., Østerhus, S., Fahrbach, E., Rohardt, G., Schröder, M., et al. (2004). Ice Shelf Water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, *109*, C02015. https://doi.org/10.1029/2003JC002008

Foldvik, A., Gammelsrød, T, & Tørresen, T (1985). Circulation and water masses on the southern Weddell Sea Shelf. *Oceanology of the Antarctic continental shelf*, *43*, 5–20. https://doi.org/10.1029/AR043p0005

Foster, T. D., & Carmack, E. C. (1976). Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, *23*(4), 301–317. https://doi.org/10.1016/0011-7471(76)90872-X

Gade, H. G. (1979). Melting of ice in sea water: A primitive model with application to the Antarctic ice shelf and icebergs. *Journal of Physical Oceanography*, *9*(1), 189–198. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1979)009<0189:MOIISW>2.0.CO;2

Gammelsrød, T, Foldvik, A., Nøst, O., Foldvik, Ø, Anderson, L., Fogelqvist, E., et al. (1994). Distribution of water masses on the continental shelf in the southern Weddell Sea. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, *85*, 159–176. https://doi.org/10.1029/GM085p0159

Graf, W., Moser, H., Oerter, H., Reinwarth, O., & Stichler, W. (1988). Accumulation and ice-core studies on Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology*, *11*, 23–31. https://doi.org/10.3189/S0260305500006273

Grosfeld, K., Hellmer, H., Jonas, M., Sandhäger, H., Schulte, M., & Vaughan, D. (1998). Marine ice beneath Filchner Ice Shelf: Evidence from a multi-disciplinary approach. *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, *75*, 319–339. https://doi.org/10.1029/AR075p0319

Hellmer, H., Kauker, F., Timmermann, R., Determann, J., & Rae, J. (2012). Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current. *Nature*, *485*(7397), 225. https://doi.org/10.1038/nature11064

Herraiz-Borreguero, L., Coleman, R., Allison, I., Rintoul, S. R., Craven, M., & Williams, G. D. (2015). Circulation of modified circumpolar deep water and basal melt beneath the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *120*, 3098–3112. https://doi.org/10.1002/2015JC010697

Huhn, O., Hattermann, T., Davis, P. E., Dunker, E., Hellmer, H. H., Nicholls, K. W., et al. (2018). Basal melt and freezing rates from first noble gas samples beneath an ice shelf. *Geophysical Research Letters*, *45*, 8455–8461. https://doi.org/10.1029/2018GL079706

Jenkins, A. (1999). The impact of melting ice on ocean waters. *Journal of Physical Oceanography*, *29*(9), 2370–2381. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<2370:TIOMIO>2.0.CO;2

Jenkins, A. (2011). Convection-driven melting near the grounding lines of ice shelves and tidewater glaciers. *Journal of Physical Oceanography*, *41*(12), 2279–2294. https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-03.1

Jenkins, A., & Doake, C. S. M. (1991). Ice-ocean interaction on Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, *96*(C1), 791–813. https://doi.org/10.1029/90JC01952

Joughin, I., & Padman, L. (2003). Melting and freezing beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, *30*(9), 1477. https://doi.org/10.1029/2003GL016941

Lambrecht, A., Sandhäger, H., Vaughan, D., & Mayer, C. (2007). New ice thickness maps of Filchner–Ronne Ice Shelf, Antarctica, with specific focus on grounding lines and marine ice. *Antarctic Science*, *19*(4), 521–532. https://doi.org/10.1017/S0954102007000661

Lehmann, M., & Siegenthaler, U. (1991). Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water. *Journal of Glaciology*, *37*(125), 23–26. https://doi.org/10.3189/S0022143000042751

Mackensen, A. (2001a). Isotope tracers (Delta d13C) in Weddell Sea water during POLARSTERN cruise ANT-XII/3 [data set]. PANGAEA https://doi.org/10.1594/PANGAEA.55750

Mackensen, A. (2001b). Oxygen and carbon stable isotope tracers of weddell sea water masses: New data and some paleoceanographic implications. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *48*(6), 1401–1422. https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00093-5

Martinerie, P., Raynaud, D., Etheridge, D. M., Barnola, J.-M., & Mazaudier, D. (1992). Physical and climatic parameters which influence the air content in polar ice. *Earth and Planetary Science Letters*, *112*(1-4), 1–13. https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90002-D

Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R., et al. (2008). A review of Antarctic surface snow isotopic composition: Observations, atmospheric circulation, and isotopic modeling. *Journal of Climate*, *21*(13), 3359–3387. https://doi.org/10.1175/2007JCLI2139.1

McDougall, T. J., Barker, P. M., Feistel, R., & Galton-Fenzi, B. K. (2014). Melting of ice and sea ice into seawater and frazil ice formation. *Journal of Physical Oceanography*, *44*(7), 1751–1775. https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0253.1

Melling, H., & Moore, R. M. (1995). Modification of halocline source waters during freezing on the beaufort sea shelf: Evidence from oxygen isotopes and dissolved nutrients. *Continental Shelf Research*, *15*(1), 89–113. https://doi.org/10.1016/0278-4343(94)P1814-R

Mellor, M. (1960). Temperature gradients in the Antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology*, *3*(28), 773–782. https://doi.org/10.3189/S0022143000018086

Meredith, M. P. (2013). Replenishing the abyss. *Nature Geoscience*, *6*, 166. https://doi.org/10.1038/ngeo1743

Millero, F. J., Feistel, R., Wright, D. G., & McDougall, T. J. (2008). The composition of standard seawater and the definition of the reference-composition salinity scale. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *55*(1), 50–72. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2007.10.001

Naughten, K. A., Meissner, K. J., Galton-Fenzi, B. K., England, M. H., Timmermann, R., & Hellmer, H. H. (2018). Future projections of antarctic ice shelf melting based on CMIP5 scenarios. *Journal of Climate*, *31*(13), 5243–5261. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0854.1

Nicholls, K., Østerhus, S., Makinson, K., Gammelsrød, T., & Fahrbach, E. (2009). Ice-ocean processes over the continental shelf of the southern Weddell Sea, Antarctica: A review. *Reviews of Geophysics*, *47*, RG3003. https://doi.org/10.1029/2007RG000250

Nicholls, K., Østerhus, S, Makinson, K., & Johnson, M. (2001). Oceanographic conditions south of Berkner Island, beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, *106*(C6), 11,481–11,492. https://doi.org/10.1029/2000JC000350

Nøst, O. A., & Foldvik, A. (1994). A model of ice shelf-ocean interaction with application to the Filcher-Ronne and Ross Ice Shelves. *Journal of Geophysical Research*, *99*(C7), 14,243–14,254. https://doi.org/10.1029/94JC00769

Nøst, O. A., & Østerhus, S. (1985). Impact of grounded icebergs on the hydrographic conditions near the Filchner Ice Shelf. https://doi.org/10.1029/AR075p0267

Oerter, H., Kipfstuhl, J., Determann, J., Miller, H., Wagenbach, D., Minikin, A., & Graft, W. (1992). Evidence for basal marine ice in the Filchner–Ronne Ice Shelf. *Nature*, *358*(6385), 399. https://doi.org/10.1038/358399a0

Ohshima, K. I., Fukamachi, Y., Williams, G. D., Nihashi, S., Roquet, F., Kitade, Y., et al. (2013). Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley polynya. *Nature Geoscience*, *6*(3), 235–240. https://doi.org/10.1038/ngeo1738

Orsi, A., Johnson, G., & Bullister, J. (1999). Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Progress in Oceanography*, *43*(1), 55–109. https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00004-X

Paolo, F. S., Fricker, H. A., & Padman, L. (2015). Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. *Science*, *348*(6232), 327–331. https://doi.org/10.1126/science.aaa0940

Pfirman, S., Haxby, W., Eicken, H., Jeffries, M., & Bauch, D. (2004). Drifting Arctic sea ice archives changes in ocean surface conditions. *Geophysical Research Letters*, *31*, L19401. https://doi.org/10.1029/2004GL020666

Renfrew, I. A., King, J. C., & Markus, T. (2002). Coastal polynyas in the southern Weddell Sea: Variability of the surface energy budget. *Journal of Geophysical Research*, *107*(C6), 3063. https://doi.org/10.1029/2000JC000720

Rignot, E., Jacobs, S., Mouginot, J., & Scheuchl, B. (2013). Ice-shelf melting around Antarctica. *Science*, *341*(6143), 266–270. https://doi.org/10.1126/science.1235798

Rignot, E., Mouginot, J., & Scheuchl, B. (2011). Ice flow of the Antarctic ice sheet. *Science*, *333*(6048), 1427–1430. https://doi.org/10.1126/science.1208336

Rippin, D. M., Bamber, J. L., Siegert, M. J., Vaughan, D. G., & Corr, H. F. (2004). The role of ice thickness and bed properties on the dynamics of the enhanced-flow tributaries of Bailey Ice Stream and Slessor Glacier, East Antarctica. *Annals of Glaciology*, *39*, 366–372. https://doi.org/10.3189/172756404781814375

Robin, G. d. Q. (1955). Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets. *Journal of Glaciology*, *2*(18), 523–532. https://doi.org/10.3189/002214355793702028

Schlosser, P., Bayer, R., Foldvik, A., Gammelsrød, T., Rohardt, G., & Münnich, K. O. (1990). Oxygen 18 and helium as tracers of Ice Shelf Water and water/ice interaction in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, *95*(C3), 3253–3263.

Schröder, M. (2011). Hydrochemistry measured on water bottle samples during POLARSTERN cruise ANT-XII/3 [data set]. PANGAEA https://doi.org/10.1594/PANGAEA.756222

Slater, T., Shepherd, A., McMillan, M., Muir, A., Gilbert, L., Hogg, A. E., et al. (2018). A new digital elevation model of Antarctica derived from CryoSat-2 altimetry. *The Cryosphere*, *12*(4), 1551–1562. https://doi.org/10.5194/tc-12-1551-2018

Toyota, T., Smith, I. J., Gough, A. J., Langhorne, P. J., Leonard, G. H., Van Hale, R. J., et al. (2013). Oxygen isotope fractionation during the freezing of sea water. *Journal of glaciology*, *59*(216), 697–710. https://doi.org/10.3189/2013JoG12J163

Treasure, A. M., Roquet, F., Ansorge, I. J., Bester, M. N., Boehme, L., Bornemann, H., et al. (2017). Marine mammals exploring the oceans pole to pole: A review of the MEOP consortium. *Oceanography*, *30*(2), 132–138. https://doi.org/10.5670/oceanog.2017.234

Vaughan, D. G, Comiso, J. C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., et al. (2013). Observations: Cryosphere, *Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

Weiss, R., Östlund, H. G., & Craig, H. (1979). Geochemical studies of the Weddell Sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, *26*(10), 1093–1120. https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90059-1

Weppernig, R., Schlosser, P., Khatiwala, S., & Fairbanks, R. (1996). Isotope data from ice station Weddell: Implications for deep water formation in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, *101*(C11), 25,723–25,739. https://doi.org/10.1029/96JC01895

Annexe C

Augmentation estivale de la stratification et de la profondeur de la couche de mélange

Résumé

Dans cette section je présente une étude dirigée par Jean-Baptiste Sallée, à laquelle j'ai participé en tant que co-autrice. Cette étude porte sur l'évolution de la stratification et de la profondeur de la couche de mélange de l'océan global basée sur des données océanographiques récoltées entre 1970 et 2018. Grâce à un jeu de données unique, unifiant des observations de flotteurs Argo, des profils de CTD provenant de campagnes océanographiques ainsi que des observations provenant de balises de mammifères marins, nous mettons en évidence une augmentation de la stratification de la couche de mélange estivale de 8.9 $\pm$ 2.7 % par décennie sur la période 1970-2018, avec des disparités régionales ; les tropiques connaissant une augmentation de la stratification plus rapide que les hautes latitudes. Alors que de précédents travaux montrent qu'un océan de surface plus stratifié serait accompagné d'une diminution de la couche de mélange [Behrenfeld *et al.* 2006], nous montrons au contraire que la couche de mélange estivale s'approfondit d'environ 5 à 10 m par décennies, selon les régions. Ce résultat contre intuitif l'est d'autant plus que l'augmentation de la stratification observée dans cette étude est plus importante que montré précédemment. La force de cette étude réside, entre autre, dans l'utilisation d'un jeu de données unique et une définition de la stratification robuste basée sur la pycnocline saisonnière à la base de la couche de mélange. La méthode largement utilisée se basait sur une différence de densité dans les 200 premiers mètres de la colonne d'eau, une méthode dynamiquement peu pertinente dans le cas des hautes latitudes. Une interprétation détaillée des mécanismes à l'origine de ces résultats est complexe. Nous montrons cependant dans cette étude qu'aux hautes latitudes, le lien entre l'augmentation de la stratification et l'approfondissement de la couche de mélange provient du réchauffement ainsi que de la diminution de salinité des eaux de surface, associés à une intensification de la turbulence de l'océan de surface.

1 Article : *Summertime increases in upper-ocean stratification and mixed-layer depth*

Article

Summertime increases in upper-ocean stratification and mixed-layer depth

https://doi.org/10.1038/s41586-021-03303-x

Received: 8 December 2019

Accepted: 26 January 2021

Published online: 24 March 2021

Check for updates

Jean-Baptiste Sallée[1]✉, Violaine Pellichero[2,3], Camille Akhoudas[1], Etienne Pauthenet[1], Lucie Vignes[1], Sunke Schmidtko[4], Alberto Naveira Garabato[5], Peter Sutherland[6] & Mikael Kuusela[7]

The surface mixed layer of the world ocean regulates global climate by controlling heat and carbon exchange between the atmosphere and the oceanic interior[1–3]. The mixed layer also shapes marine ecosystems by hosting most of the ocean's primary production[4] and providing the conduit for oxygenation of deep oceanic layers. Despite these important climatic and life-supporting roles, possible changes in the mixed layer during an era of global climate change remain uncertain. Here we use oceanographic observations to show that from 1970 to 2018 the density contrast across the base of the mixed layer increased and that the mixed layer itself became deeper. Using a physically based definition of upper-ocean stability that follows different dynamical regimes across the global ocean, we find that the summertime density contrast increased by 8.9 ± 2.7 per cent per decade (10^{-6}–10^{-5} per second squared per decade, depending on region), more than six times greater than previous estimates. Whereas prior work has suggested that a thinner mixed layer should accompany a more stratified upper ocean[5–7], we find instead that the summertime mixed layer deepened by 2.9 ± 0.5 per cent per decade, or several metres per decade (typically 5–10 metres per decade, depending on region). A detailed mechanistic interpretation is challenging, but the concurrent stratification and deepening of the mixed layer are related to an increase in stability associated with surface warming and high-latitude surface freshening[8,9], accompanied by a wind-driven intensification of upper-ocean turbulence[10,11]. Our findings are based on a complex dataset with incomplete coverage of a vast area. Although our results are robust within a wide range of sensitivity analyses, important uncertainties remain, such as those related to sparse coverage in the early years of the 1970–2018 period. Nonetheless, our work calls for reconsideration of the drivers of ongoing shifts in marine primary production, and reveals stark changes in the world's upper ocean over the past five decades.

The fundamental vertical structure of the world ocean consists of three main layers: the surface mixed layer, which continually exchanges heat, freshwater, carbon and other climatically important gases with the atmosphere; the pycnocline, characterized by its pronounced stratification—that is, an enhanced density contrast between shallower and deeper layers, which inhibits cross-layer vertical mixing; and the deep ocean, which is largely isolated from the atmosphere (Fig. 1; some regions have an additional layer between the mixed layer and the pycnocline, which is termed 'barrier layer' and is associated with an enhanced vertical salinity gradient[12]). Changes in the surface and pycnocline layers can have widespread consequences for climate, as they may alter the rates at which exchanges occur between the surface and the deep ocean. For example, increased pycnocline stratification will expectedly weaken surface-to-depth exchanges as enhanced density gradients decouple surface and subsurface waters, act to shoal the surface mixed layer, and result in reduced air–sea gas transfer, deep-ocean ventilation and biological productivity[3,13–15]. Detecting and understanding physical changes in the ocean's surface and pycnocline layers is thus essential to determine the role of the ocean in climate, and predict climate change and its ecosystem impacts. The latest Special Report on Ocean and Cryosphere in a Changing Climate from the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)[16] clearly identifies this aspect of oceanic evolution as highly policy-relevant. Changes in the surface mixed-layer depth and pycnocline stratification feature prominently in the report's summary for policymakers, and in multiple contexts including ocean de-oxygenation, nutrient

[1]Sorbonne Université, CNRS/IRD/MNHN, LOCEAN, IPSL, Paris, France. [2]Institute for Marine and Antarctic Studies, University of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia. [3]CSIRO Oceans and Atmosphere, Hobart, Tasmania, Australia. [4]GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany. [5]Ocean and Earth Science, National Oceanography Centre, University of Southampton, Southampton, UK. [6]Ifremer, Université Brest, CNRS, IRD, Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS), IUEM, Brest, France. [7]Department of Statistics and Data Science, Carnegie Mellon University, Pittsburgh, PA, USA. ✉e-mail: jean-baptiste.sallee@locean-ipsl.upmc.fr

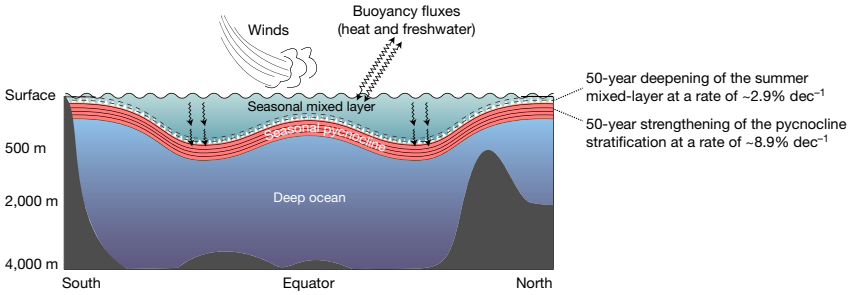


Fig. 1 | The three-layer structure of the world ocean. Schematic of an idealized meridional section across the world ocean illustrating the ocean's three-layer structure. The upper seasonal mixed layer is stirred by a range of turbulent processes driven by wind and buoyancy forcings (see Methods section 'Dynamical forcing of changes in mixed-layer depth'). The seasonal pycnocline emerges from the density contrast (that is, stratification) between surface and deep waters, and acts as a barrier that reduces communication between surface and deep waters. The deep ocean is largely insulated from the atmosphere, but climate signals propagate from and to the deep ocean through mixing across the seasonal pycnocline and/or through direct contact with the mixed layer as seasonal pycnocline stratification is eroded in winter. Here, we present 50-year trends in both mixed-layer depth and pycnocline stratification, with impacts on upper-ocean structure and deep-ocean ventilation.

supply to living organisms in the mixed layer, and the global energy budget.

Despite its far-reaching climatic effects, the variability in the mixed-layer depth and pycnocline strength have not been examined in a systematic fashion from observations. A few studies have documented changes in upper-ocean stratification, but they have done so by focusing on mixed-layer depth variations at specific locations[17] or on changes in stratification averaged over a fixed depth range (generally 0–200 m, 0–1,000 m or 0–2,000 m) that conflates the distinct dynamical regimes of the mixed layer, pycnocline and deep ocean[1,8,9,18,19]. For instance, stratification over 0–200 m, which has been widely used in past studies, entirely misses pycnocline changes in regions where the mixed layer is deeper than 200 m (typically at high latitudes in the Southern Ocean and North Atlantic) and can underestimate pycnocline changes where the mixed layer is shallower than 200 m (such as in the tropics and the subtropical ocean), especially when the mixed-layer depth also evolves in time (see Methods, Extended Data Fig. 1). As a result, we currently lack a physically consistent assessment of the climatic evolution of upper-ocean structure, and we do not know whether or how this structure is being affected by global climate change. It is generally expected that, in a warming world, the mixed layer will shoal and the pycnocline stratification will increase[1,20], because the ocean surface warms more rapidly than deeper layers, and oceanic freshening by enhanced ice melting and precipitation at high latitudes is surface-intensified[1]. This expectation, however, is yet to be tested on a global scale.

Here, we address this challenge by performing an assessment of the multi-decadal evolution of the mixed layer and pycnocline across the world ocean. Stratification over a fixed 0–200 m layer is also computed for comparison with previous studies[1,8,9,18,19]. We combine different sources of in situ temperature and salinity observations obtained between 1970 and 2018 (see Methods, Extended Data Fig. 2). Notably, our analysis includes observations from instrumented marine mammals, which afford robust and consistent coverage of the climatically important subpolar Southern Ocean[21,22]. For each of these observations, we calculate the mixed-layer depth and pycnocline strength (that is, the squared buoyancy frequency, N^2, expressed in s^{-2}) directly below the mixed layer (see Methods), as well as the 0–200 m stratification, N^2_{200}, which provide us with more than three million estimates of each quantity distributed between 80° S and 80° N (60% in the Northern Hemisphere, 40% in the Southern Hemisphere). We then fit a linear-regression model based on generalized least squares, locally around each grid point (see Methods), to produce a global, finely resolved seasonal climatology and the associated linear temporal trend estimates. Data selection is based on a rigorously tested data-mapping procedure[21,23–25], temporal and spatial decorrelation scales used in the regression model are estimated from the data[26], and uncertainties associated with each individual observation are propagated through the model to produce standard error maps for the climatology and the associated trends (see Methods for details). Because of the large seasonal cycle that characterizes the upper ocean, all our results are presented by season, where 'summer' ('winter') refers to August–October in the Northern (Southern) Hemisphere and to January–March in the Southern (Northern) Hemisphere. The fields referred to hereafter as 'climatological fields' are seasonal means estimated for year 2000, computed from the monthly weighted local linear regression (see Methods). In regions where salinity-driven barrier layers are present between the mixed layer and the pycnocline (mostly in the tropics[12]), the variable referred to as 'pycnocline strength'—that is, the density gradient at the base of the density-defined mixed layer (see Methods)—is actually a measure of the salinity-driven density contrast between the mixed layer and the barrier layer. Thus, in such regions, our methodology tends to underestimate density contrasts and changes associated with the pycnocline.

On basin and seasonal time scales, the climatological mixed-layer depth generally mirrors the pycnocline stratification, with shallower mixed layers in regions of stronger pycnocline stratification, and vice versa (Fig. 2). Both the spatial pattern and seasonal evolution of the pycnocline and 0–200 m stratification are consistent, although pycnocline stratification exhibits more structure, arguably because it is associated with a dynamically consistent layer of the ocean across all regions and seasons. Pycnocline stratification is stronger in summer than in winter, as the mixed-layer deepening induced by the wintertime intensification of upper-ocean turbulence (driven by the de-stratifying forcings of oceanic buoyancy loss, wind and waves[27]) erodes the increased summer stratification. Pycnocline stratification then increases from winter to summer, and the mixed layer shoals, in response to stratifying forcings (for example, solar warming and high-latitude sea-ice melt) and relaxation of de-stratifying forcings. In summer, the deepest mixed layers are found in the Southern Ocean, co-located with the year-round intense westerly winds in this region (Fig. 2e). This summertime geographical pattern suggests that regional differences are at least partially driven by a balance between stratifying buoyancy fluxes and de-stratifying wind-driven turbulence. In winter, the deepest mixed layers occur in the subpolar North Atlantic and directly to the north of the Antarctic Circumpolar Current in the Indian and Pacific basins[21,28–30] (Fig. 2f).

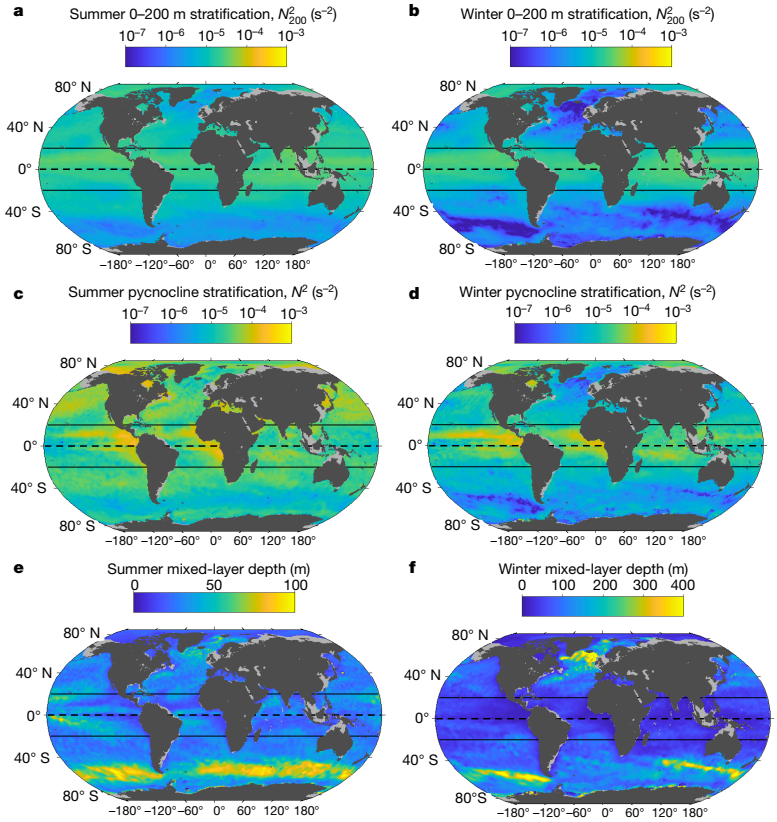


Fig. 2 | Climatological upper-ocean stratification and mixed-layer depth. a–f, Summer (**a**, **c**, **e**) and winter (**b**, **d**, **f**) climatological map of the 0–200 m (**a**, **b**) and pycnocline (**c**, **d**) stratification and mixed-layer depth (**e**, **f**) over the world ocean.

Seasonal pycnocline changes

Summertime pycnocline stratification has increased worldwide across all ocean basins since 1970, at a rate ranging from 10^{-6} s^{-2} dec^{-1} to 10^{-5} s^{-2} dec^{-1} (Fig. 3b). Trends display a marked regional pattern, with greater trends in the tropics (about 10^{-5} s^{-2}) than at high latitudes (about 10^{-6} s^{-2}). Consistent with pycnocline stratification, the 0–200 m stratification also shows a global increase, although at a lower rate, ranging from 10^{-7} s^{-2} dec^{-1} to 10^{-6} s^{-2} dec^{-1} (Fig. 3a). Overall, regions with stronger climatological stratification have experienced larger changes than regions with weaker climatological stratification. As a result, the per cent change from local climatological stratification is broadly consistent across all latitudes, and the global-mean per cent change is 8.9 ± 2.7% dec^{-1} (mean ± one standard error; Table 1). This global-mean per cent change of pycnocline stratification is considerably higher than the equivalent rate of change of the 0–200 m stratification estimated here with the same methodology, which is only 1.3 ± 0.3% dec^{-1} (Table 1). Using a dynamically consistent framework to analyse the ocean's vertical structure thus reveals upper-ocean density contrasts increasing at a rate 6–7 times higher than when considering a fixed (that is, non-dynamical) 0–200 m reference frame. The latter glaringly misrepresents the increase in upper-ocean stratification that has occurred globally over the past five decades. Notably, our estimate of 0–200 m stratification change is consistent with previous annual-mean estimates of the same variable from the IPCC Fifth Assessment Report[31] (1% dec^{-1}), from the latest IPCC Special Report[16] (0.46–0.51% dec^{-1}), and from more recent works using individual observational databases[9] (0.6–1.1% dec^{-1}) and a range of gridded observational products[8] (1.2 ± 0.1% dec^{-1} using the IAP product, 1.2 ± 0.4% dec^{-1} using the Ishii product, 0.7 ± 0.5% dec^{-1} using the EN4 product, 0.9 ± 0.5% dec^{-1} using the ORAS4 product and 1.2 ± 0.3% dec^{-1} using the NCEI product; see Li et al.[8] for details on each of these products and associated references). Our diagnostics of pycnocline stratification change complement preceding views that relied on a fixed 0–200 m layer (which gives a false impression of more moderate upper-ocean change than in reality), and call for a careful revisiting of the impacts of the upper ocean's evolution in assessments of future climate change and corresponding adaptation strategies. Although our quantification of the wintertime pycnocline stratification change is more uncertain, owing to the comparatively modest number of winter observations, it does reveal a very clear strengthening of pycnocline stratification too (see Methods, Extended Data Figs. 5, 6).

The pycnocline stratification can be linearly decomposed into contributions associated with vertical gradients in temperature and in salinity (see Methods). Over much of the world ocean, the density contrast of the pycnocline is mainly linked to the vertical temperature gradient (warmer waters overlying cooler waters; Fig. 4a); however, we note that in the tropics and at high latitudes, salinity is either dominant over or has a comparable effect to the temperature. The strong

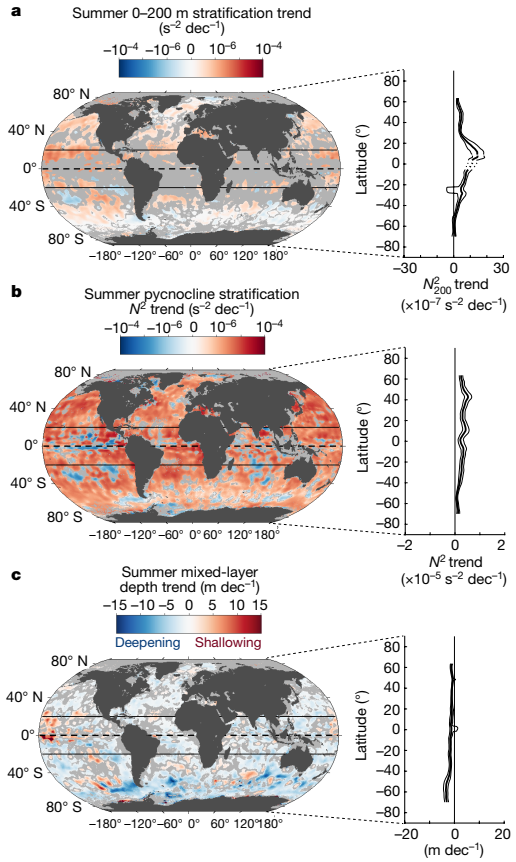


Fig. 3 | 1970–2018 trends in summer upper-ocean stratification and mixed-layer depth. a, **b**, Maps of the 1970–2018 summer 0–200 m (**a**; N^2_{200} trend in s^{-2} dec^{-1}) and pycnocline stratification (**b**; N^2 trend in s^{-2} dec^{-1}) trends, along with the zonal-median value (thick black line) and 33th–66th percentile (thin black line). Regions with no significant trend (that is, a trend lower than the standard error; see Methods) are shaded in grey on the map. **c**, As in **a**, **b**, but for the summer mixed-layer trend in m dec^{-1} (note that mixed-layer deepening is shown as a negative trend).

control of stratification by temperature is particularly obvious in the evaporation-dominated regions of the subtropics and mid-latitudes. These are characterized by high climatological upper-ocean salinity (higher than the global mean) and exhibit an unstable vertical salinity gradient (saltier waters overlying fresher waters), for which the vertical temperature gradient overcompensates to attain a state of upper-ocean stability (Fig. 4a, b). By contrast, high latitudes are precipitation-dominated regions and contain very cold surface waters, such that upper-ocean stability is almost entirely established by the vertical salinity gradient (Fig. 4a, b). Interestingly, the observed change in pycnocline stratification results from an amplification of this climatological regional pattern: areas with an unstable salinity profile in the climatological pattern have further de-stabilized in the past 50 years, and areas with a stable salinity profile in the climatological pattern have further stabilized in the past 50 years. These changes in vertical salinity gradient are consistent with the now widely documented paradigm of a contemporary acceleration of Earth's hydrological cycle, as a result of

Table 1 | Global mean percentage change

(% dec^{-1})	Choice 1	Choice 2	Mean
N^2_{200}	1.5 ± 0.2	1.1 ± 0.3	1.3 ± 0.3
N^2	9.5 ± 4.4	8.3 ± 0.9	8.9 ± 2.7
MLD	−2.6 ± 0.1	−3.2 ± 0.9	−2.9 ± 0.5

Global mean percentage change and the associated standard errors of the mean for N^2_{200}, N^2 and the mixed-layer depth (MLD). Local trend estimates at each grid point are divided by the local climatological mean value, and the global mean and standard error of the global mean are then computed. Standard error is computed by propagating the local standard error produced by the regression method (see Methods, Extended Data Fig. 4).

which fresh oceanic regions have become fresher and salty regions have become saltier[31–34]. In turn, the contribution of the vertical temperature gradient to increased pycnocline stratification has consistently increased worldwide in response to global ocean surface warming[1]. An exception is the subpolar Southern Ocean, where modest change in the vertical temperature gradient is in accord with reports of weak warming, or even slight cooling, having occurred in this region over recent decades[35,36] (see Extended Data Fig. 7). Viewed overall, the consistency of our results with previous assessments of changes in Earth's surface temperature and hydrological cycle endorses the robustness of our analytical approach. More quantitatively, our method produces estimates of mixed-layer temperature change that are in accord with other widely recognized and used sea-surface temperature products (see Methods, Extended Data Fig. 7).

Changes in mixed-layer depth

The global-scale pycnocline stratification strengthening is, in principle, well understood, because it is predicted to arise from ocean surface warming associated with recent climate change. By contrast, the evolution of the mixed-layer depth might be expected to be more complex, as it is shaped by a delicate interplay between stabilizing and de-stabilizing forcings. So far, it has been generally assumed that there is a direct association between increasing pycnocline stratification and mixed-layer shoaling[5–7]. Here we show that, counter-intuitively, this commonly accepted assumption is at odds with observed changes in upper-ocean structure over the past 50 years. Our analysis reveals that the summertime strengthening of pycnocline stratification has occurred in association with a worldwide deepening (rather than shoaling) of the summer mixed layer at a rate of several metres per decade, ranging from 5 m dec^{-1} to 10 m dec^{-1} depending on the region (Fig. 3c). The multi-decadal deepening is remarkably consistent globally, with most intense deepening in the Southern Ocean, within the 40–60° S latitude band containing the deepest climatological mixed layers (Fig. 2e). Our results present some local patchiness in the Southern Ocean. Data sparseness in the Southern Ocean can be a limitation in computing local/regional trends, which can explain some of this patchiness, although basin-scale diagnostics in the Southern Ocean are robust to data sparseness (see further analysis on that aspect in Supplementary Information). Overall, the global-mean per cent change (percentage of the local climatogical mean) is −2.9 ± 0.5% dec^{-1} (mean ± one standard error; Table 1; by convention, negative change refers to deepening). We note that these rates of change are not artificially generated by variations in the global ocean-observing system—for example, with the launch of the Argo programme in the 2000s (see Methods, Extended Data Figs. 8, 9)—and are not only due to the largest changes in the Southern Ocean (see Supplementary Information), but do reflect a widespread mixed-layer deepening. Changes in mixed-layer depth, pycnocline stratification and 0–200 m stratification are dynamically linked, and it is reassuring that all of the global-mean rates of change estimated in this study are mutually consistent (see Methods). Our diagnostics of trends in winter mixed-layer depth must be treated

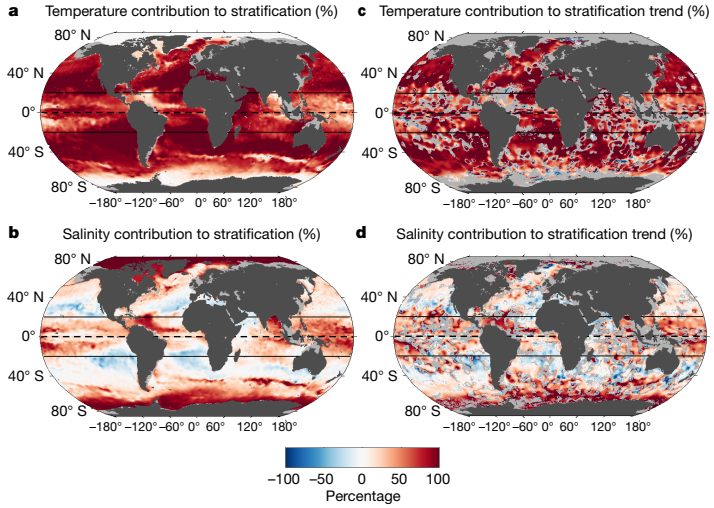


Fig. 4 | Temperature and salinity contributions to pycnocline stratification and its change. a, **b**, Per cent contribution of temperature (**a**) and salinity (**b**) to the summer climatological pycnocline stratification shown in Fig. 2a. Per cent contribution of temperature (**c**) and salinity (**d**) to the summer climatological pycnocline stratification trend shown in Fig. 3a. Regions with no significant trend (that is, a trend lower the standard error; see Methods) are shaded in grey in **c**, **d**.

with caution, because they are based on shorter time series and may be affected by sub-sampling of large intra-seasonal and interannual variability. Nevertheless, they concur with the summer results: there is a global-scale deepening of the winter mixed layer, although with a suggestion of regional winter shoaling in the Pacific sector of the Southern Ocean (see Methods, Extended Data Figs. 5, 6).

It is helpful to visually examine time series of the evolution of upper-ocean structure on regional scales in order to increase our confidence in the observed large-scale changes. We therefore produce annual median percentage anomaly (percentage anomaly from the local seasonal climatology) diagnostics using all available individual observations, and fit a linear-regression model to the annual medians. This method has the advantage of being grounded on individual observations (by avoiding the gridding procedure); however, although it allows visualization of regional time series, it may induce regional biases owing to the uneven spatio-temporal sampling, as well as averaging out of the largest changes (Fig. 5). The locally gridded linear-regression trends presented above (Fig. 3) are more robust in this regard. Focusing on the North Atlantic basin in 30–60° N, on the North Pacific basin in 30–60° N, or on the Southern Ocean in the circumpolar band that contains the deepest summer mixed layers invariably confirms our central result of a strengthening of pycnocline stratification occurring in tandem with a mixed-layer deepening (Fig. 5). Even with this statistically less robust approach, we find a basin-scale rate of change that is quantitatively consistent with the more robust approach presented above: increasing pycnocline stratification at a rate of 8.1 ± 4.1% dec^{-1} in the Southern Ocean, 6.7 ± 1.5% dec^{-1} in the North Atlantic and 7.5 ± 1.7% dec^{-1} in the North Pacific, and a deepening mixed layer at a rate of −3.4 ± 1.5% dec^{-1} in the Southern Ocean (see a further analysis on the sensitivity of this trend in Supplementary Information), −1.5 ± 0.9% dec^{-1} in the North Atlantic and −3.6 ± 0.9% dec^{-1} in the North Pacific. Although a 50-year, large-scale increase in the mixed-layer depth has not been previously documented, one recent study[17] reported a deepening of the mixed layer at three selected sites in the North Atlantic and North Pacific between 1990 and 2015, at rates ranging from 1 to 8 m dec^{-1}, which are consistent with our results (5–10 m dec^{-1}).

Given the increasing pycnocline stratification, the observed deepening of the mixed layer must have necessarily been driven by an intensification of surface turbulence overcoming the increased stability below the mixed layer. Surface turbulence can be generated by a range of processes, including surface buoyancy fluxes (giving rise to convective mixing), wind-driven mechanical mixing, wave breaking, wave-generated Langmuir turbulence or internal waves, and wind- or buoyancy-forced submesoscale instabilities at upper-ocean fronts[27,37,38] (see Methods). Under the current climate change, variations in surface buoyancy fluxes act to suppress turbulence by increasing the buoyancy of mixed-layer waters, as indicated by Fig. 4, so they cannot account for the observed mixed-layer deepening. Even in regions that have experienced a salinity-driven destabilization, arguably due to an increased evaporation (blue regions in Fig. 4d), our results show that the vertical density stratification has increased (Fig. 4a), because the increase in temperature-driven stability has overcompensated the salinity-driven destabilization (Fig. 4a). As a consequence, the body of available evidence suggests that changes in air–ice–sea heat or freshwater fluxes cannot have driven a destabilization of the upper ocean, which would have led to a deepening mixed layer. Intensification of mechanical turbulence overcoming the increased stability is needed. Observations of such turbulence are, however, limited to a number of process-oriented studies, and there is currently no physically consistent, observation-based dataset available to assess long-term change in upper-ocean turbulence. Instead, we use scaling arguments to demonstrate that our current theoretical understanding of mixed-layer physics is potentially compatible with the mixed-layer deepening and increased stratification that have occurred in recent decades. This theoretical framework suggests that the mixed-layer deepening documented here may plausibly have been driven by a global intensification of the wind field, including its high-frequency component, for which there is a range of emerging evidence[10,11,39] (see Methods). The influence of invigorated winds may have been exerted through one or several of: internal-wave-driven turbulence linked to high-frequency winds[38], wave-generated Langmuir turbulence[37], and submesoscale instabilities at upper-ocean fronts[27]. We note, however, that the contribution of the latter process is less clear,

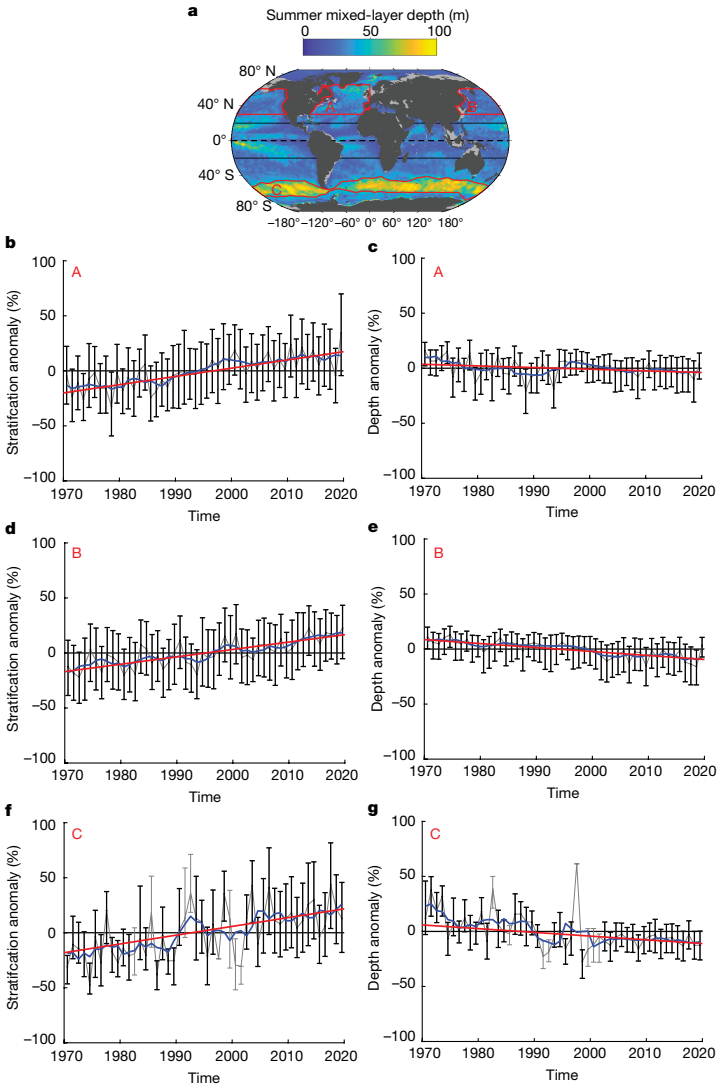


Fig. 5 | Regional time series of summer pycnocline stratification and mixed-layer depth anomaly. a, Summer climatological mixed-layer depth, as in Fig. 2e, with three specific regions of interest outlined by red contours: North Atlantic (A), North Pacific (B) and Southern Ocean (C). **b**–**g**, Summer stratification anomaly times series and associated trends for regions A (**b**), B (**d**) and C (**f**), and summer mixed-layer depth anomaly times series and associated trends for regions A (**c**), B (**e**) and C (**g**). Note that a negative depth anomaly refers to a deepening. Each times series panel shows: the annual median percentage anomaly (thin grey line; from the local climatological seasonal cycle), computed for each individual observation; error bars referring to the 33th–66th percentile range of percentage anomaly—error bars are shown in black (grey) when more (fewer) than 50 data points are used in the annual statistics; the associated five-year smoothed median time series superimposed in blue; and a linear trend in 1970–2018, shown by the red line if greater than twice its standard error.

because submesoscales could also have a counteracting, mixed-layer shoaling effect that we do not consider here[40,41] (see Methods).

Conclusions

Our findings carry important implications for our understanding of the impacts of global climate change on ocean circulation and marine ecosystems. First, we have shown that, over the past five decades, all ocean basins have experienced a strengthening of summer pycnocline stratification, at a rate at least six times higher than previously reported[16,18,19]. If the turbulent energy reaching the pycnocline had remained constant, such a change in stratification would bring about a large reduction in mixing between the upper and deep oceanic layers[42]. Weaker vertical mixing would probably result in a slowdown of

deep-ocean ventilation and oxygenation[43] and substantially weaken upper-ocean nutrient recharge by mixing with deeper waters. Second, we have found that the surface mixed layer has deepened across much of the world ocean. This may possibly counteract the effects of a strengthened pycnocline stratification, as a deepening mixed layer would promote the upward transfer of poorly ventilated and oxygenated, and nutrient-enriched pycnocline waters. Such mixed-layer deepening could also affect near-surface temperature and salinity changes by increasing the volume of the surface layer, hence providing a climatic feedback mechanism[2]. Deepening of the summer mixed layer may also lead to a degradation of light conditions within the near-surface waters in which most primary producers live, thus negatively affecting the biological carbon pump[5,6,15]. A final consequence of the changes in pycnocline stratification and mixed-layer depth uncovered by our work is a shift in a range of fundamental dynamical properties of the ocean circulation that depend sensitively on upper-ocean stratification. These include[42]: the first baroclinic Rossby radius of deformation[44], which is the natural horizontal scale of oceanic boundary currents, eddies and fronts; the speed of propagation of baroclinic waves across ocean basins; and the vertical structure of oceanic gyres and coastal upwelling systems. To conclude, given their many ramifications for ocean circulation and climate, our results represent a critical benchmark for the evaluation of the current generation of Earth system models and highlight the need to maintain a global ocean-observing system that provides the necessary measurements to best inform on the scales of current changes in our oceans and help to shape relevant adaptation strategies and policies going forward.

Online content

Any methods, additional references, Nature Research reporting summaries, source data, extended data, supplementary information, acknowledgements, peer review information; details of author contributions and competing interests; and statements of data and code availability are available at https://doi.org/10.1038/s41586-021-03303-x.

1. Bindoff, N. L. et al. in *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* (eds Pörtner, H.-O. et al.) Ch. 5 (IPCC, 2019).
2. Frankignoul, C. & Hasselmann, K. Stochastic climate models, part II application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus* **29**, 289–305 (1977).
3. Bopp, L., Lévy, M., Resplandy, L. & Sallée, J. Pathways of anthropogenic carbon subduction in the global ocean. *Geophys. Res. Lett.* **42**, (2015).
4. Sverdrup, H. U. On conditions for the vernal blooming of phytoplankton. *ICES J. Mar. Sci.* **18**, 287–295 (1953).
5. Behrenfeld, M. J. et al. Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature* **444**, 752–755 (2006).
6. Boyce, D. G., Lewis, M. R. & Worm, B. Global phytoplankton decline over the past century. *Nature* **466**, 591–596 (2010).
7. Polovina, J. J., Howell, E. A. & Abecassis, M. Ocean's least productive waters are expanding. *Geophys. Res. Lett.* **35**, L03618 (2008).
8. Li, G. et al. Increasing ocean stratification over the past half-century. *Nat. Clim. Chang.* **10**, 1116–1123 (2020).
9. Yamaguchi, R. & Suga, T. Trend and variability in global upper-ocean stratification since the 1960s. *J. Geophys. Res. Oceans* **124**, 8933–8948 (2019).
10. Young, I. R. & Ribal, A. Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height. *Science* **364**, 548–552 (2019).
11. Young, I. R., Zieger, S. & Babanin, A. V. Global trends in wind speed and wave height. *Science* **332**, 451–455 (2011).
12. Sprintall, J. & Tomczak, M. Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *J. Geophys. Res. Oceans* **97**, 7305–7316 (1992).
13. Kataoka, T., Kimoto, M., Watanabe, M. & Tatebe, H. Wind–mixed layer–SST feedbacks in a tropical air–sea coupled system: application to the Atlantic. *J. Clim.* **32**, 3865–3881 (2019).
14. Sallée, J. B., Matear, R., Rintoul, S. R. & Lenton, A. Localised subduction of anthropogenic carbon dioxide in the Southern Hemisphere oceans. *Nat. Geosci.* **5**, 579–584 (2012).
15. Llort, J., Lévy, M., Sallée, J. B. & Tagliabue, A. Nonmonotonic response of primary production and export to changes in mixed-layer depth in the Southern Ocean. *Geophys. Res. Lett.* **46**, 3368–3377 (2019).
16. Pörtner, H.-O. et al. Summary for policymakers. *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* (eds Pörtner, H.-O. et al.) (IPCC, 2019).
17. Somavilla, R., González-Pola, C. & Fernández-Diaz, J. The warmer the ocean surface, the shallower the mixed layer. How much of this is true? *J. Geophys. Res. Oceans* **122**, 7698–7716 (2017).
18. Capotondi, A., Alexander, M. A., Bond, N. A., Curchitser, E. N. & Scott, J. D. Enhanced upper ocean stratification with climate change in the CMIP3 models. *J. Geophys. Res. Oceans* **117**, C04031 (2012).
19. Helm, K. P., Bindoff, N. L. & Church, J. A. Observed decreases in oxygen content of the global ocean. *Geophys. Res. Lett.* **38**, L23602 (2011).
20. Kwiatkowski, L. et al. Twenty-first century ocean warming, acidification, deoxygenation, and upper-ocean nutrient and primary production decline from CMIP6 model projections. *Biogeosciences* **17**, 3439–3470 (2020).
21. Pellichero, V., Sallée, J.-B., Schmidtko, S., Roquet, F. & Charrassin, J.-B. The ocean mixed layer under Southern Ocean sea-ice: seasonal cycle and forcing. *J. Geophys. Res. Oceans* **122**, 1608–1633 (2017).
22. Treasure, A. M. et al. Marine mammals exploring the oceans pole to pole: a review of the MEOP consortium. *Oceanography* **30**, 132–138 (2017).
23. Schmidtko, S., Johnson, G. C. & Lyman, J. M. MIMOC: a global monthly isopycnal upper-ocean climatology with mixed layers. *J. Geophys. Res. Oceans* **118**, 1658–1672 (2013).
24. Schmidtko, S., Heywood, K. J., Thompson, A. F. & Aoki, S. Multidecadal warming of Antarctic waters. *Science* **346**, 1227–1231 (2014).
25. Schmidtko, S., Stramma, L. & Visbeck, M. Decline in global oceanic oxygen content during the past five decades. *Nature* **542**, 335–339 (2017).
26. Kuusela, M. & Stein, M. L. Locally stationary spatio-temporal interpolation of argo profiling float data. *Proc. R. Soc. Lond. A* **474**, 20180400 (2018).
27. Buckingham, C. E. et al. The contribution of surface and submesoscale processes to turbulence in the open ocean surface boundary layer. *J. Adv. Model. Earth Syst.* **11**, 4066–4094 (2019).
28. de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A. & Iudicone, D. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.* **109**, C12003 (2004).
29. Sallée, J. B., Speer, K. G. & Rintoul, S. R. Zonally asymmetric response of the Southern Ocean mixed-layer depth to the Southern Annular Mode. *Nat. Geosci.* **3**, 273–279 (2010).
30. Holte, J., Talley, L. D., Gilson, J. & Roemmich, D. An Argo mixed layer climatology and database. *Geophys. Res. Lett.* **44**, 5618–5626 (2017).
31. Rhein, M. et al. in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC* (eds Stocker, T. F. et al.) 255–316 (Cambridge Univ. Press, 2013).
32. Durack, P. J. & Wijffels, S. E. Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming. *J. Clim.* **23**, 4342–4362 (2010).
33. Durack, P. J., Wijffels, S. E. & Matear, R. J. Ocean salinities reveal strong global water cycle intensification during 1950 to 2000. *Science* **336**, 455–458 (2012).
34. Bindoff, N. L. et al. in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC* (eds Stocker, T. F. et al.) 867–952 (Cambridge Univ. Press, 2013).
35. Armour, K. C., Marshall, J., Scott, J. R., Donohoe, A. & Newsom, E. R. Southern Ocean warming delayed by circumpolar upwelling and equatorward transport. *Nat. Geosci.* **9**, 549–554 (2016).
36. Marshall, J. et al. The ocean's role in the transient response of climate to abrupt greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn.* **44**, 2287–2299 (2015).
37. Belcher, S. E. et al. A global perspective on Langmuir turbulence in the ocean surface boundary layer. *Geophys. Res. Lett.* **39**, L18605 (2012).
38. Barkan, R., Winters, K. B. & McWilliams, J. C. Stimulated imbalance and the enhancement of eddy kinetic energy dissipation by internal waves. *J. Phys. Oceanogr.* **47**, 181–198 (2017).
39. Hu, S. et al. Deep-reaching acceleration of global mean ocean circulation over the past two decades. *Sci. Adv.* **6**, eaax7727 (2020).
40. Siegelman, L. et al. Enhanced upward heat transport at deep submesoscale ocean fronts. *Nat. Geosci.* **13**, 50–55 (2020).
41. Su, Z., Wang, J., Klein, P., Thompson, A. F. & Menemenlis, D. Ocean submesoscales as a key component of the global heat budget. *Nat. Commun.* **9**, 775 (2018).
42. Gill, A. E. & Niiler, P. P. The theory of the seasonal variability in the ocean. *Deep-Sea Res. Oceanogr. Abstr.* **20**, 141–178 (1973).
43. Oschlies, A., Brandt, P., Stramma, L. & Schmidtko, S. Drivers and mechanisms of ocean deoxygenation. *Nat. Geosci.* **11**, 467–473 (2018).
44. Killworth, P. D., Chelton, D. B. & de Szoeke, R. A. The speed of observed and theoretical long extratropical planetary waves. *J. Phys. Oceanogr.* **27**, 1946–1966 (1997).

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

© The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature Limited 2021

Methods

Data sources and density

Three distinct types of observation are considered in this study, in order to maximize spatial and temporal coverage. First, we use vertical conductivity–temperature–depth (CTD) profiles obtained from ship campaigns during the period 1970–2018 (Extended Data Fig. 2b). We use 'high-resolution CTD' data (that is, vertical resolution of less than 2 m) from the NOAA World Ocean Database (https://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html) and augment it with profiles obtained from the PANGAEA database (https://www.pangaea.de/). We use only profiles that have an 'accepted profile' quality-control flag (that is, best quality only) and that contain information on position, date, temperature and salinity. These amount to more than 1.37 million profiles (Extended Data Fig. 2b). We note that earlier observations might have been sampled by less technologically mature salinity sensors[45]. However, whereas salinity in the 1950s or 1960s could be associated with errors of the order of 10^{-2} g kg^{-1}, the typical salinity accuracy in the 1970s or 1980s was, although inferior to today's, of the order of several times 10^{-3} g kg^{-1} (ref. [46]). This is unimportant for detecting a density shift of 0.03 kg m^{-3} (see Methods section 'Definition of mixed-layer depth and pycnocline stratification'), which typically corresponds to a salinity change of ~0.04 g kg^{-1}. The vertical resolution of the profiles could be a more important factor in accurately describing the mixed layer, but we account for it in our uncertainty estimates (see Methods section 'Definition of mixed-layer depth and pycnocline stratification').

This ship-based hydrographic database[47] is complemented by float data from the Argo international programme (http://www.argo.ucsd.edu/). The Argo programme commenced in 2000 and has crucially increased the number of ocean observations acquired every year over the world ocean[48,49]. All publicly available profiles up to the end of 2018 that contain information on position, date, temperature and salinity are used. We use only profiles that have a quality flag of 'good data' (that is, best quality only), as well as delayed time-calibrated values if provided. These amount to more than 1.39 million profiles (Extended Data Fig. 2c).

Finally, we also consider profiles from marine mammal-borne sensors, obtained through the Marine Mammals Exploring the Oceans Pole to Pole programme (MEOP) (http://www.meop.net/)[22]. We use a calibrated dataset[50], and we consider only profiles that have a quality control flag of 'good data' (that is, best quality only), are adjusted after the delayed time calibration provided by MEOP, and contain information on position, date, temperature and salinity. These amount to more than 480,000 profiles (Extended Data Fig. 2d).

These three types of observation are complementary in space and time. Ship-based observations are concentrated along repeated hydrographic sections or near coastlines (Extended Data Fig. 2b). Ship-based observations are a key dataset for our study, because they provide the longest time series. In turn, Argo float observations are more widely spread across ocean basins (Extended Data Fig. 2c) and less seasonally biased than ship-based observations. However, they are scarce in regions that are seasonally capped by sea ice, despite the recent growth of the under-ice Argo network. The instrumented marine mammal dataset provides measurements in the climatically important southern subpolar region, and to a lesser extent in the subtropics and high latitudes of the Northern Hemisphere (Extended Data Fig. 2d). Overall, the combination of these three datasets affords an unprecedented cover of the world ocean from pole to pole (Extended Data Fig. 2a).

In this work, we are interested in detecting long-term trends from this observing system. Therefore, one specific aspect that is important to our study is the long-term temporal coverage provided by the dataset. A metric of this coverage is the maximum time difference between available observations in 1° × 1° longitude–latitude bins over the globe. In summer, most of the world ocean exhibits a maximum time difference exceeding 40 years, with some notable exceptions in parts of the eastern tropical and southern subtropical Pacific (Extended Data Fig. 2e). In winter, the maximum time difference is mostly larger than 40 years in the Northern Hemisphere, but generally closer to 20 years in the Southern Hemisphere, with exceptions near the coasts and along repeated hydrographic sections (Extended Data Fig. 2f). This maximum time difference metric indicates that summer trends will be better constrained than winter trends, and that the suitability of available observations for the detection of multidecadal trends is geographically variable. Close attention to this heterogeneity in data abundance is necessary when interpreting global-mean statistical analyses[51]. Here, we investigate mapped (that is, region-specific) trends, consider trends in individual seasons and examine regional time series in order to overcome this issue.

Definition of mixed-layer depth and pycnocline stratification

The mixed layer is defined as the oceanic surface layer in which density is nearly homogeneous with depth. A number of methods have been developed over the years to compute the mixed-layer depth from a given density, salinity or temperature profile[28,52–54]. Methods based on density, rather than temperature, profiles are usually more successful in detecting the mixed-layer base[30,54,55] and have become a standard for defining the mixed-layer depth. A range of methods applicable to density profiles have been proposed, on the basis of, for example, a threshold density deviation from surface density, a density gradient threshold, or a piece-wise fit to the density profile. A recently developed hybrid approach proposes the use of a combination of these different methods and appears to work well worldwide[30]. In this study, we adopt the method based on a threshold density deviation from surface density[28,55]. Specifically, we define the mixed-layer depth as the depth at which the potential density referenced to the surface, σ_0, exceeds by a threshold of 0.03 kg m^{-3} the density of the water at 10 m, $\sigma_0(z = -H) = \sigma_0(z = -10\ \mathrm{m}) + 0.03\ \mathrm{kg\ m^{-3}}$, with H the mixed-layer depth. We choose this threshold because it has been shown to robustly detect the base of the mixed layer in various regions of the world[28,54,55]. Further, this approach produces, overall, nearly identical diagnostics of mixed-layer depth to those from more complex methods[30]. At any rate, we acknowledge this methodological sensitivity by quantifying the uncertainty in our mixed-layer results as the standard deviation of the values computed from the three independent density-based procedures proposed by Holte and Talley[21,54]. This approach allows us to define an overall uncertainty estimate, including uncertainties associated with temperature, pressure and conductivity sensor performance, as well as uncertainties associated with vertical resolution[21]. We reject all mixed-layer depth estimates from density profiles for which the standard deviation of results from the three procedures is greater than 25% of their mean value. If the computed standard deviation is smaller than the vertical resolution of the individual profile, the uncertainty is set to the vertical resolution—that is, 2 m for ship-based CTD data, 10 m for Argo profiles and 20 m for instrumented marine mammal profiles. The resulting uncertainty is then propagated into the gridding method as contributing to the variance associated to each observation.

Seasonal pycnocline stratification is defined as the squared buoyancy frequency computed from the density gradient over the 15-m layer directly below the mixed-layer base:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho}\frac{\partial \sigma_0}{\partial z}\bigg|_{-H \geq z \geq -H-15}, \quad (1)$$

where g is the gravitational acceleration. The squared buoyancy frequency, N^2, is expressed in s^{-2}.

The pycnocline stratification can be expressed, to a first approximation, as a linear combination of distinct temperature and salinity contributions[42] (see Fig. 4):

$$N^2 = N_T^2 + N_S^2$$
$$\text{with } N_S^2 = g\beta\frac{\partial S}{\partial z}\Big|_{-H\geq z\geq -H-15} \text{ and } N_T^2 = -g\alpha\frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{-H\geq z\geq -H-15}, \quad (2)$$

where β is the haline contraction coefficient and α is the thermal expansion coefficient.

Mapping method for computing climatologies and associated trends

The pycnocline stratification, mixed-layer depth and associated uncertainties are computed for each profile in our database. We then produce gridded maps of climatological mean fields and trends, calculated as local linear regressions of individual profiles around a grid point. We adopt a regular 0.5° × 0.5° longitude–latitude grid. The method for computing a mean field and the associated long-term trend involves: (i) defining a spatial distance metric; (ii) selecting individual profiles that are close in space and time to a given grid point for a specific month; and (iii) producing a local generalized least-squares linear regression. These steps are described in turn in this section. We then consider the impact of the modelling choices. The associated uncertainties are discussed in Methods section 'Robustness and uncertainty quantification'.

Defining a distance metric. For each grid point, we compute the distance, Δd_i, separating each individual observation, i, from the grid point. We use a distance that follows bathymetric contours. In the ocean, near-conservation of potential vorticity translates into water particle pathways that tend to follow bathymetric contours, constraining all quantities from surface to depth[56–58]. We therefore construct a distance that follows this along-pathway constraint, using the fast marching method described in Schmidtko et al.[23], which is based on Dijkstra's algorithm[59]. We refer the reader to Schmidtko et al.[23] for more details on the fast marching method.

Data selection. For each grid point and each month of the year, a distance weight, w_i, is ascribed to each individual observation, i, with a conventional Gaussian form accounting for the along-path distance (Δd_i) and time difference from the given month ($\Delta\tau_i$):

$$w_i = \mathrm{e}^{-\left[\left(\frac{\Delta d_i}{L_d}\right)^2 + \left(\frac{\Delta\tau_i}{L_\tau}\right)^2\right]}, \quad (3)$$

with L_τ and L_d chosen as fixed length scales representing the resolution at which we wish to map our field, L_τ = 1.5 months and L_d = 330 km. Using this distance weight, the 300 closest data points (that is, 300 largest values of w_i) are selected to proceed to a linear-regression fit for the given grid point and month.

Local generalized least-squares regression. Based on the selected observations, we compute, for each grid point and month, a local generalized least-squares regression solving $y = X\beta + \varepsilon$, where y is the observed quantity (for example, mixed-layer depth, stratification), β are the unknown regression coefficients, and ε are the associated errors, which are assumed to be Gaussian with mean zero and covariance matrix $\mathrm{cov}(\varepsilon) = \Omega$. The resulting regression depends on the choice of the design matrix X, as well as the covariance matrix Ω. To investigate the sensitivity of our results to these choices, we use two different covariance matrices Ω.

We choose X to regress a constant and a linear time trend term, $y_i = \beta_0 + \beta_1(t_i - t_0) + \varepsilon_i$, where t_i is the time of the ith observation and t_0 is a reference time for the climatology, set to year 2000. (We also explored the sensitivity of our results to using a second choice for X to regress a constant, a linear time trend, as well as linear and quadratic spatial terms around the grid point; all results and conclusions of the paper remained virtually unchanged.) In this model, the estimate of the climatological mean for the given grid point and month is given by β_0 and the estimate of the time trend by β_1, and the uncertainties are quantified as the standard errors of these local regression coefficients.

For the covariance matrix Ω, we use on the diagonal the local total variance ω_i, composed of a large-scale 'Gaussian process' variance ϕ, a fine-scale 'nugget' variance σ_n^2 and the variance associated with the observation uncertainty $\sigma_{m,i}^2$. To localize the least-squares fit in space and time, we also include the distance weight to the grid point, w_i, leading us to perform a weighted fit based on the effective variances:

$$\widetilde{\omega}_i = \frac{\omega_i}{w_i} = \frac{1}{w_i}\left(\phi + \sigma_n^2 + \sigma_{m,i}^2\right). \quad (4)$$

The observation uncertainty $\sigma_{m,i}^2$ is defined in Methods section 'Definition of mixed-layer depth and pycnocline stratification'. The Gaussian process variance ϕ and the nugget variance σ_n^2 are estimated, along with the spatial and temporal decorrelation scales (λ_d and λ_t, respectively), for each grid point and month of the year using a maximum-likelihood estimator based on the 300 selected observations, following the locally stationary Gaussian process approach presented in Kuusela and Stein[26]. The initial estimate of the mean field required by the Kuusela–Stein method is obtained by performing a local weighted regression with the weights w_i and the model $y_i = \beta_0 + \varepsilon_i$.

Our first choice of covariance matrix, Ω_1, is based on considering ω_i for the individual observations but assuming no covariance between the observations. With weights included, this yields effective covariance $\widetilde{\Omega}_1 = \mathrm{diag}(\widetilde{\omega})$, that is, a diagonal matrix with diagonal elements being $\widetilde{\omega}_i$. Our second choice of covariance matrix entails including, in addition to the diagonal elements of Ω_1, covariances between the individual observations in the off-diagonal elements, which we compute as:

$$\omega_{ij} = \phi\mathrm{e}^{-\sqrt{\left(\frac{\Delta d_{ij}}{\lambda_d}\right)^2 + \left(\frac{\Delta t_{ij}}{\lambda_t}\right)^2}}, \quad (5)$$

with Δd_{ij} the spatial distance between the two observations (i, j) computed using the fast marching algorithm; Δt_{ij} the time difference of the acquisition of the two observations (i, j) ; and λ_d and λ_t the spatial and temporal decorrelation scales, respectively, estimated from the observations as described above. The resulting covariance matrix, Ω_2, is then composed of ω_{ij} for the elements outside the diagonal, and of $\omega_{ii} = \omega_i$ for the elements on the diagonal. The corresponding effective covariance $\widetilde{\Omega}_2$ has elements:

$$\widetilde{\omega}_{ij} = \frac{\omega_{ij}}{\sqrt{w_i w_j}}. \quad (6)$$

We note that using a non-Euclidean distance metric to compute Δd_{ij} in equation (5) can in principle affect the positive definiteness of Ω_2. However, we checked for this during our calculations and did not observe any issues with positive definiteness.

The generalized least-squares regression estimates $\beta = (\beta_0, \beta_1)^T$ and their associated covariances may be written as:

$$\hat{\beta} = \left(X^T\widetilde{\Omega}_i^{-1}X\right)^{-1}X^T\widetilde{\Omega}_i^{-1}y \quad (7)$$

and

$$\mathrm{cov}(\hat{\beta}) = \left(X^T\widetilde{\Omega}_i^{-1}X\right)^{-1}X^T\widetilde{\Omega}_i^{-1}\mathrm{cov}(y)\widetilde{\Omega}_i^{-1}X\left(X^T\widetilde{\Omega}_i^{-1}X\right)^{-1}, \quad (8)$$

where i = 1, 2 and $\mathrm{cov}(y) = \mathrm{cov}(\varepsilon)$ is the covariance matrix Ω_i without the weight terms.

The final winter/summer maps are obtained as averages of the relevant three-month maps. Acknowledging that the three maps are strongly correlated, the standard error of the average is computed as the average of the individual standard errors, which serves as a conservative estimate of the desired standard error. Standard errors of the percentage changes β_1/β_0 are obtained by propagating the standard errors and covariance of both the trend β_1 and the climatological mean β_0.

Sensitivity to modelling choices. We produce two solutions based on the following local regressions:

- Choice 1 (covariance between observations): $y = X\beta + \varepsilon$, with $\mathrm{cov}(\varepsilon) = \Omega_2$
- Choice 2 (no covariance between observations): $y = X\beta + \varepsilon$, with $\mathrm{cov}(\varepsilon) = \Omega_1$.

The resulting summer and winter mixed-layer depth mean fields, the 1970–2018 summer mixed-layer depth and pycnocline stratification trends and the standard errors of the trends for each of the two choices are shown in Extended Data Figs. 3, 4. Small local differences, consistent with the anticipated behaviour of the regression model, are observed between the different choices. In particular, the off-diagonal covariance elements primarily affect the uncertainties and less so the point estimates. However, the main global and regional patterns remain unchanged across the two methods, for all of the mean, trend and standard error estimates, providing great confidence in the robustness of our results. In the main text, we present results from Choice 1. Global percentage changes are computed as the mean of the two models.

Robustness and uncertainty quantification

We adopt four strategies to investigate the uncertainty and robustness of our trend analysis results.

(i) We estimate the uncertainty for each individual observation (see Methods section 'Definition of mixed-layer depth and pycnocline stratification') and then propagate it through the linear-regression analysis (see Methods section 'Mapping method for computing climatologies and associated trends') and use it to compute the standard errors of the trends and mean fields. The standard error associated with the trends is shown in Extended Data Fig. 4. In this study, we regard trends as significant if they are larger than their estimated standard error. In all figures, insignificant trends are blanked. Standard error maps are shown in Extended Data Fig. 4.

(ii) We investigate the robustness of our linear-regression analysis by adopting two different regression models and presenting the corresponding trends (see Methods section 'Mapping method for computing climatologies and associated trends'). The impact of the regression choice is limited, and does not challenge the conclusions presented in this paper.

(iii) We investigate the potential impact of the marked variations in the global ocean-observing system that have occurred over past decades, particularly as a result of the Argo and MEOP programmes. In particular, Argo- and MEOP- based sensors are often less closely calibrated than ship-based sensors, because they are usually not recovered, so could potentially be subject to, for example, a pressure bias. In addition, pressure drift is not an issue either for Argo or for MEOP[60,61]. They also have coarser vertical resolution and—although this is taken into account in our standard error quantification (see (i) above)—we here seek potential systematic biases that would force a tendency (the Argo programme is the most prominent source of information after 2000). Extended Data Fig. 8 shows all mixed-layer depth estimates from closely located pairs of Argo- and ship-based profiles (sampled within 330 km and 1.5 days). We see differences reflecting that the mixed-layer depth anomaly can be highly variable at small scales, but we find no systematic bias that could produce an unphysical trend. Going further, by repeating the trend analysis using only ship-based profiles, most regions are blanked because observational coverage is limited, but in the few regions where coverage allows the recovery of long-term trends, the conclusions of this paper are endorsed (Extended Data Fig. 9). Limiting the analysis to only ship-based profiles strongly constrains the number of observations available, and therefore limits the spatial domain in which we are able to recover significant trends.

(iv) We compare trends in mixed-layer mean temperature to trends recovered from alternative sea surface temperature (SST) datasets. SST is arguably the best observed ocean quantity historically, with numerous in situ observations since the end of the 19th century[62], enriched by the advent of global satellite remote sensing at relatively high horizontal and temporal resolutions since 1982[63]. The observational coverage of SST is far from perfect, even with satellite observations, which, depending on the technology used, can be blocked by cloud cover (the longest time series from as far back as 1982, and associated trends, are affected by cloud cover). However, SST remains one of the best observed variables, and is entirely independent from the observational database used in the present study. Extended Data Fig. 7 shows a map of the mixed-layer mean temperature trends from 1970 to 2018 estimated in this study, compared with other estimates derived from GHRSSTv2[63] and HaddSSTv4[62]. The three estimates show a very consistent picture of long-term SST trends.

Although we wish to make the reader fully aware of the limitations of our analysis, each of the different approaches detailed in this section endorses our key results and provides high confidence in the conclusions of this paper.

The upper ocean's vertical structure

The 0–200 m layer cuts across several distinct dynamical regimes, depending on whether the mixed layer and pycnocline are shallower or deeper than 200 m, which depends on the region and season (Extended Data Fig. 1).

When the mixed layer is deeper than 200 m, the 0–200 m layer is contained entirely within the mixed layer, so stratification will be close to null (not exactly null, because, by definition, there is a small density difference of 0.03 kg m^{-3} between the ocean surface and the base of the mixed layer; see Methods section 'Definition of mixed-layer depth and pycnocline stratification'). In that context, change of the 0–200 m stratification would reflect only change in mixed-layer depth, but would be entirely unrelated to pycnocline stratification (Extended Data Fig. 1b). When the mixed layer is shallower than 200 m, change in 0–200 m stratification is related to pycnocline stratification, but can underestimate or overestimate the actual change within the pycnocline, depending on the change in mixed-layer depth (Extended Data Fig. 1a). In this sense, annual and global mean estimates of 0–200 m stratification change amalgamate different dynamical regimes (mixed layer and pycnocline), which makes such diagnostics difficult or impossible to interpret. At the very least, these diagnostics cannot be interpreted as a measure of a strengthening of the pycnocline (which is one of the key metrics for impact and adaptation), as has been done in the past[16].

In summer, most of the world ocean's mixed layers are shallower than 200 m. In this season, the rate of change of the 0–200 m and pycnocline stratification can be related to the rate of change of the mixed-layer depth. With some strong assumptions, the relationship can be very easily derived analytically. For instance, assuming that all stratification change is due to surface change[9] and that the 0–200 m layer can be represented by a perfect three-layer structure with a linear density gradient in the pycnocline (Extended Data Fig. 1a), one can write:

$$\begin{cases} \overline{N^2_{200}} \propto \dfrac{\partial \sigma_0}{200} \\ \Delta N^2_{200} \propto \dfrac{\Delta(\partial \sigma_0)}{200} \\ \delta N^2_{200} = \dfrac{\Delta N^2_{200}}{N^2_{200}} = \delta(\partial \sigma_0) \end{cases}$$

and:

$$\begin{cases} \overline{N^2_{200}} \propto \dfrac{\partial\sigma_0}{h} \\ \Delta N^2 \propto \dfrac{\partial\sigma_0 + \Delta(\partial\sigma_0)}{h - \Delta H} - \dfrac{\partial\sigma_0}{h} = \dfrac{\partial\sigma_0}{h}\left(\dfrac{1+\delta(\partial\sigma_0)}{1-\delta H} - 1\right), \\ \delta N^2 = \dfrac{1+\delta(\partial\sigma_0)}{1-\delta H} - 1 = \dfrac{1+\delta N^2_{200}}{1-\delta H} - 1 \end{cases}$$

where the operator $\overline{(\cdot)}$ denotes a climatological mean, Δ refers to absolute change and δ refers to change relative to the climatological mean (for example, $\delta x = \Delta x/(\bar{x})$). We refer the reader to Extended Data Fig. 1a for the meaning of $\partial\rho$, $\Delta(\partial\rho)$, h and ΔH.

In summary, a deepening of the mixed layer sharpens the density gradient in the pycnocline, which induces an increased pycnocline density gradient much larger than that seen by the density change over a fixed depth range, even if the depth range encompasses the mixed layer and the pycnocline. Assuming an idealized vertical density profile as drawn in Extended Data Fig. 1a, an increase of δN^2_{200} of 1.1–1.5% dec^{-1} associated with a mixed-layer deepening of 2.2–3.6% dec^{-1} would translate into an increase of ~3–5% dec^{-1} of δN^2—lower than, but consistent with, our estimate. Our goal is not to derive a detailed quantitative relationship between δN^2, δN^2_{200} and δH, given that the shape of a vertical profile of density in the ocean may deviate markedly from the idealized case drawn in Extended Data Fig. 1a, which is used to derive the relationship. In particular, the pycnocline is not a linear gradient, and there are many cases in which, even in summer, the base of the pycnocline is arguably deeper than 200 m, so that the simple relationship used here would underestimate δN^2.

Time series of percentage anomalies

To gain further confidence in our mapped trends, we examine time series of mixed-layer depth and pycnocline stratification in specific regions. The goal here is to visualize time series that are independent of the statistical machinery associated with the gridding procedure. As noted, this procedure will be biased owing to uneven sampling in time and space, and will tend to average out the largest changes: the local regression model procedure is more robust in this respect. We, however, produce these alternative time series primarily for visualization purposes. To minimize spatio-temporal biases linked to uneven sampling, we generate regional and yearly percentage anomaly distributions (shown as median and 33th–66th percentiles; black error bars in Figs. 3b, d, 5b, d, Extended Data Figs. 5, 6). Percentage anomaly distributions are computed from all available observations in a given region, for which we subtract from the quantity of interest its local climatological seasonal cycle and divide the anomaly by the corresponding local seasonal climatological value.

The 1970–2018 trend and associated standard error are then quantified by applying a weighted linear-regression model, which regresses the annual median values weighted by the number of observations in each year (red lines in Figs. 3b, d, 5b, d, Extended Data Figs. 5, 6; trends are only plotted if significant). A trend is considered significant if it is greater than double its estimated standard error.

Winter mixed-layer and stratification trends

Multi-decadal trends in wintertime pycnocline stratification and mixed-layer depth are shown and briefly discussed here (Extended Data Fig. 5). Consistent with summertime results, pycnocline stratification in winter undergoes a substantial strengthening (at an even greater rate than in summer), whereas the winter mixed layer is found to deepen in most regions. There are a few exceptions to this winter deepening, however, particularly in the Pacific sector of the Southern Ocean. However, as shown by Extended Data Fig. 2, the time series of winter measurements are considerably shorter than those of summer observations, and data density is much lower in winter than in summer (not shown). Caution must therefore be exerted in interpreting the mapped winter trends. Indeed, examining detailed time series from specific regions suggests that winter trends are weakly constrained (Extended Data Fig. 6). Thus, our finding of an overall, worldwide increase in winter pycnocline stratification and mixed-layer depth remains tentative and must be validated when data availability improves in the medium-term future.

Dynamical forcing of changes in mixed-layer depth

The most likely cause of the observed variations in mixed-layer depth is a change in surface-forced mechanical turbulence. Turbulence in the mixed layer can be generated by a range of processes. In this section, we explore the possibility that an intensification of some of these processes might have driven the mixed-layer deepening documented in this Article. Such an intensification is required because the mean stratification at the base of the mixed layer has increased in recent decades, implying that turbulence must have intensified to overcome the strengthening stratification and effect a mixed-layer deepening. Our analysis indicates that the mixed layer and pycnocline-averaged stratification, N^2, has increased with time at a rate of ~6% dec^{-1}, on the basis of the approximation $N^2 = N_0^2/H$, where H the mixed-layer depth (which has increased at a typical rate of ~3% dec^{-1}) and N_0^2 the pycnocline stratification (which has increased at a typical rate of ~9% dec^{-1}). Here we consider a range of processes that might have counteracted such increased stratification to lead to a deepening of the mixed layer.

Local one-dimensional processes generating turbulence in the mixed layer are forced at the ocean surface by air–sea buoyancy exchanges, waves and winds. Although in principle surface buoyancy forcing can drive increased surface turbulence, under the ongoing climate change, changes in buoyancy forcing act to suppress turbulence rather than promote it, as suggested by the global increase in density stratification. Surface buoyancy forcing is therefore not considered further as a driver of increased turbulence. A range of evidence indicates that injection of turbulence by breaking waves is likely to be the dominant source of turbulence near the surface[64], but the contribution of wave breaking to turbulence at the mixed-layer base is less clear; modelling results suggest that it is probably a secondary effect modulating Langmuir turbulence[65]. Consequently, we have chosen to assess the role of the following processes that may have sizeable impacts at the mixed-layer base: (i) wave-generated Langmuir turbulence[66]; (ii) wind-generated high-frequency internal waves[38]; and (iii) submesoscale frontal instabilities[27]. We stress, however, that our theoretical understanding of mixed-layer physics remains incomplete, such that it is impossible to provide a comprehensive assessment of the roles of all physical processes affecting the mixed layer. Here, we consider merely a selection of processes to demonstrate that they, individually or combined, may have potentially induced a mixed-layer deepening over recent decades in a context of increasing upper-ocean stratification.

Wave-generated Langmuir turbulence. The interaction of wave forcing with wind can drive Langmuir turbulence, which may reach the mixed-layer base[66] and entrain pycnocline waters into the mixed layer. To assess the possible implication of Langmuir turbulence in mixed-layer deepening, we consider a Froude number characterizing the balance between Langmuir turbulence and stratification, given as[67] $\mathrm{Fr} = w_L/\mathrm{NH}$, where w_L is a characteristic Langmuir vertical velocity. This velocity can be expressed as[37] $w_L = (u_*^2 u_{S0})^{1/3}$, where $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$ is the water-side friction velocity, τ is the wind stress, and u_{S0} is the surface Stokes drift velocity. Assuming a constant turbulent Langmuir number, $\mathrm{La}_t = (u_*/u_{S0})^{1/2}$, the Langmuir vertical velocity scales as $w_L \propto u_*$. Numerical experiments have shown that Langmuir-driven vertical mixing is limited once a constant Froude number is reached[67], meaning that

the mixed-layer depth controlled by Langmuir turbulence scales as:

$$H \propto \frac{u_*}{N}. \tag{9}$$

This relation can also be derived using a Richardson number scaling based on direct surface forcing from winds and waves.

From dimensional arguments, wind stress is frequently parameterized as $\tau = C_D \rho U_{10}^2$, where U_{10} is the 10-m wind speed. However, the non-dimensional drag coefficient, C_D, varies with U_{10} owing to changes in sea surface roughness with wind speed. The global average of observations of this dependency is linear within statistical uncertainty over the approximate range 5 m s^{-1} < U_{10} < 20 m s^{-1} (ref. [68]). Because the vast majority of the wind data exhibiting increasing trends of U_{10} falls within this range[10], the scaling of wind stress with wind speed can be represented as $\tau \propto U_{10}^3$, leading to $u_* \propto U_{10}^{3/2}$ for the following analysis.

We now introduce δ, the percentage change in any given quantity x, so that $\delta x = \Delta x / \overline{x}$, with Δx referring to absolute change and $\overline{x}$ to a climatological mean value. Applying this scaling to equation (9) gives $H \propto U_{10}^{3/2}/N$, which we can then translate into an estimate of the percentage change in mixed-layer depth expected from variations in Langmuir forcing, namely, $\overline{H} + \Delta H \propto (\overline{U}_{10} + \Delta U_{10})^{3/2}/(\overline{N} + \Delta N)$. This can be rewritten as $\overline{H}(1 + \delta H) \propto (\overline{U}_{10}^{3/2}/\overline{N})(1 + \delta U_{10})^{3/2}/(1 + \delta N)$ and simplified to $(1 + \delta H) \propto (1 + \delta U_{10})^{3/2}/(1 + \delta N)$.

Ship- and satellite-based records[10,11,69] suggest that mean open-ocean wind speeds have intensified by approximately $\delta U_{10} \approx 1$–3% dec^{-1} in recent decades (this is also endorsed by a wide range of atmospheric reanalyses[39]); as discussed above, $\delta N \approx 2.5\%$ dec^{-1} ($\delta N^2 \approx 6\%$ dec^{-1}). Applying the preceding scaling to these values suggests that Langmuir turbulence may have effected a deepening of the mixed layer at a rate of 0–2% dec^{-1}, considerably lower than, but of consistent order of magnitude with, the observed mixed-layer deepening, $\delta H \approx 3\%$ dec^{-1}. Because mixed-layer deepening typically occurs during strong forcing events, trends in these strong events may be more relevant than trends in mean conditions. Multi-decadal increases in 90th-percentile wind speeds have more than doubled those of the seasonal- or annual-mean wind speeds[10,11]. This suggests that an intensification of wind and wave forcing may be a plausible explanation for our observed mixed-layer deepening. However, there are considerable measurement and sampling uncertainties associated with both in situ and satellite observations of intermittent, strong wind forcing events, which make a more quantitative assessment difficult.

Wind-generated high-frequency internal waves. High-frequency wind forcing generates an internal-wave field at the base of the mixed layer, which can then trigger a forward energy cascade to dissipation[38]. In an idealized, high-resolution numerical experiment, Barkan et al.[38] demonstrated the importance of the internal-wave-mediated forward cascade by showing that the ratio between the enhanced dissipation rate and the added high-frequency wind work is 1.3 when turning on high-frequency winds. Past observations show a marked increase of high-frequency winds over recent decades that is surprisingly consistent on a global scale, although possibly larger in the Southern Hemisphere (similar to our estimated mixed-layer deepening), occurring at a rate[10,11] of ~2% dec^{-1}. If we assumed that the surface ocean velocity field has not changed substantially in recent decades, we would infer an increase in the wind work associated with high-frequency winds of similar magnitude to that in the wind stress, which (see above) scales like $\tau \propto U_{10}^3$. The wind work associated with high-frequency winds would therefore have increased at a rate of ~6% dec^{-1}. Using the relationship of Barkan et al., we infer an enhancement in the dissipation driven by internal waves generated by intensifying high-frequency winds at a rate 30% greater than that of the associated wind work increase. This translates into a dissipation rate enhancement of the order of ~40% dec^{-1}.

This is a large increase in dissipation, which we attempt to relate to an expanding mixing depth through the Ozmidov length scale, which characterizes turbulent mixing in stratified waters[70,71]:

$$L_O = \varepsilon^{1/2} N^{-3/2}. \tag{10}$$

On the basis of this relationship, a ~40% dec^{-1} increase in ε, concomitant with a 2.5% dec^{-1} increase in N, would result in a deepening mixed layer of the order of 14% dec^{-1}, five times larger than our global mixed-layer deepening (occurring at a rate of ~3% dec^{-1}). Although this scaling argument is contingent on many arbitrary approximations, it highlights a potentially efficient process to deepen the mixed layer in a stratifying ocean.

Submesoscale frontal instabilities. There is a vast diversity of processes that can occur at submesoscales in the upper ocean, and that may deepen or shoal the mixed layer. Many studies have shown how processes linked to submesoscale frontogenesis may drive upward buoyancy fluxes that act to restratify the mixed layer[40,41,72,73]. However, other submesoscale frontal processes (notably, symmetric instability) energize upper-ocean turbulence. Although the large-scale effects of symmetric instabilities in the ocean remain poorly constrained, we here quantify the change in turbulent dissipation associated with symmetric instabilities, ε_{SI}, that might have occurred in recent decades. Near the mixed-layer base (for example, at depths exceeding (3/4)H), ε_{SI} may be quantified as[27]:

$$\varepsilon_{SI} = \begin{cases} \frac{1}{4} B_e & \text{if } B_e > 0, \\ 0 & \text{otherwise,} \end{cases} \tag{11}$$

where B_e is the wind-driven Ekman buoyancy flux. When the wind stress is directed 'down' on an upper-ocean front (that is, an area of enhanced horizontal density contrast), the Ekman flow conveys waters from the dense side to the light side of the front (by 'wind directed down front' we mean wind oriented along and in the same direction as the oceanic frontal jet). This triggers symmetric instability, which grows by extracting energy from the front's vertical shear[74–76]. The Ekman buoyancy flux is given by $B_e = \frac{\tau f}{\rho f^2} \nabla_h b$, where $\nabla_h b$ is the submesoscale horizontal buoyancy gradient on which a wind stress, τ, acts. At any location in the ocean, there is a probability, P, of the wind stress being partially or fully directed down a submesoscale front, resulting in $B_e > 0$. The rate of turbulent kinetic energy dissipation associated with wind-forced symmetric instability is then $\varepsilon_{SI} = \frac{P}{4} B_e \propto \tau \nabla_h b$. We now assume that changes in the square of the submesoscale horizontal buoyancy gradient in the mixed layer are related to those in N_0^2, the stratification in the pycnocline, through the three-dimensional frontogenetic distortion of the vertical density gradient by mesoscale motions[77]. We thus have: $(\nabla_h b)^2 \propto N_0^2$ and $\tau \propto U_{10}^3$ (see above), which we use to translate $\varepsilon_{SI} \propto \tau \nabla_h b$ into $\varepsilon_{SI} \propto U_{10}^3 N_0$. Finally, it follows that the scaling for a change in ε_{SI} is $\delta\varepsilon_{SI} \propto (1 + \delta U_{10})^3 (1 + \delta N_0) - 1$, which implies a change in mixing length scale of (see equation (10)):

$$1 + \delta L_O \propto \left(\frac{1 + \delta U_{10}}{1 + \delta N} \right)^{3/2} \sqrt{1 + \delta N_0}. \tag{12}$$

Using our best estimates of the characteristic percentage changes in the three parameters on the right-hand side ($\delta U_{10} \approx 1$–3% dec^{-1}, $\delta N_0 \approx 9\%$ dec^{-1}, $\delta N \approx 2.5\%$ dec^{-1}), equation (12) suggests an increase in the mixing length scale of ~3% dec^{-1}, in broad agreement with our observations of mixed-layer deepening of ~3% dec^{-1}.

Summary

Although these scaling arguments are associated with multiple approximations and uncertainties, they do suggest that intensifying winds

(and, in the symmetric instability case, the enhanced pycnocline stratification itself) provide a plausible driver of our observed multi-decadal deepening of the mixed layers across the world ocean, concomitant with increased pycnocline stratification. Among the three mechanisms connecting winds to invigorated turbulent mixing explored here, the intensification of wind-driven high-frequency internal-wave turbulence appears to provide the most plausible process for two reasons: first, because of the observed world-wide, consistent strengthening of high-frequency winds, consistent with our observed mixed-layer deepening; and second, because scaling arguments suggest that it could be highly efficient at expanding the mixing depth. By contrast, while the submesoscale symmetric instability may also have had a role, it remains unclear what the net effect of energized submesoscales would be on mixed-layer depth, given the restratifying action of submesoscale frontogenetic processes. Finally, wave-driven Langmuir turbulence may also have been a driver of mixed-layer deepening, but our scaling arguments suggest a weaker effect. We conclude that although these scaling analyses are merely illustrative, they suggest that a global intensification of winds may have forced a deepening of the mixed layer in the presence of increasing stratification over recent decades, and that a range of oceanic processes may have been involved. The intensification of winds in recent decades is indicated by both ship- and satellite-based records[10,11,69], as well as by reanalysis products[39]. Assessing this proposition and clarifying the key mixed-layer deepening mechanisms is a pressing challenge that must be addressed by follow-up investigations.

Data availability

All information about the source database used in the paper is available at https://github.com/jbsallee-ocean/GlobalMLDchange/tree/main/Databases. The resulting global maps of trends and climatological fields presented here are available at https://zenodo.org/record/4073174#.YA_jsC2S3XQ (https://doi.org/10.5281/zenodo.4073174.

Code availability

The code used to generate the analysis presented in the paper and its Supplementary Information is available at https://github.com/jbsallee-ocean/GlobalMLDchange.

45. Durack, P. J., Wijffels, S. E. & Boyer, T. P. in *Ocean Circulation and Climate* Vol. **103** (eds. Siedler, G. et al.) Ch. 28, 727–757 (Academic Press, 2013).
46. Mantyla, A. W. The treatment of inconsistencies in Atlantic deep water salinity data. *Deep Sea Res. Part I* **41**, 1387–1405 (1994).
47. Sloyan, B. M. et al. The global ocean ship-based hydrographic investigations program (GO-SHIP): a platform for integrated multidisciplinary ocean science. *Front. Mar. Sci.* **6**, 445 (2019).
48. Riser, S. C. et al. Fifteen years of ocean observations with the global Argo array. *Nat. Clim. Chang.* **6**, 145–153 (2016).
49. Roemmich, D. et al. On the future of argo: a global, full-depth, multi-disciplinary array. *Front. Mar. Sci.* **6**, 439 (2019).
50. Roquet, F. et al. A Southern Indian Ocean database of hydrographic profiles obtained with instrumented elephant seals. *Sci. Data* **1**, 140028 (2014).
51. Durack, P. J., Gleckler, P. J., Landerer, F. W. & Taylor, K. E. Quantifying underestimates of long-term upper-ocean warming. *Nat. Clim. Chang.* **4**, 999–1005 (2014).
52. Brainerd, K. E. & Gregg, M. C. Surface mixed and mixing layer depths. *Deep Sea Res. Part I* **42**, 1521–1543 (1995).
53. Thomson, R. E. & Fine, I. V. Estimating mixed layer depth from oceanic profile data. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **20**, 319–329 (2003).
54. Holte, J. & Talley, L. A new algorithm for finding mixed layer depths with applications to Argo data and subantarctic mode water formation. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **26**, 1920–1939 (2009).
55. Sallée, J. B., Wienders, N., Speer, K. & Morrow, R. Formation of subantarctic mode water in the southeastern Indian Ocean. *Ocean Dyn.* **56**, 525–542 (2006).
56. Pedlosky, J. *Geophysical Fluid Dynamics* (Springer, 1987).
57. Jakobsen, P. K., Ribergaard, M. H., Quadfasel, D., Schmith, T. & Hughes, C. W. Near-surface circulation in the northern North Atlantic as inferred from Lagrangian drifters: variability from the mesoscale to interannual. *J. Geophys. Res. Oceans* **108**, 3251 (2003).
58. Lacasce, J. H. Floats and f/*H. J. Mar. Res.* **58**, 61–95 (2000).
59. Dijkstra, E. W. et al. A note on two problems in connexion with graphs. *Numer. Math.* **1**, 269–271 (1959).
60. Roquet, F. et al. Delayed-mode calibration of hydrographic data obtained from animal-borne satellite relay data loggers. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **28**, 787–801 (2011).
61. Boehme, L. et al. Animal-borne CTD-satellite relay data loggers for real-time oceanographic data collection. *Ocean Sci.* **5**, 685–695 (2009).
62. Kennedy, J., Rayner, N., Atkinson, C. & Killick, R. An ensemble data set of sea surface temperature change from 1850: the Met Office Hadley Centre HadSST. 4.0. 0.0 data set. *J. Geophys. Res. Atmos.* **124**, 7719–7763 (2019).
63. Banzon, V., Smith, T. M., Chin, T. M., Liu, C. & Hankins, W. A long-term record of blended satellite and in situ sea-surface temperature for climate monitoring, modeling and environmental studies. *Earth Syst. Sci. Data* **8**, 165–176 (2016).
64. Sutherland, P. & Melville, W. K. Field measurements of surface and near-surface turbulence in the presence of breaking waves. *J. Phys. Oceanogr.* **45**, 943–965 (2015).
65. Sullivan, P. P., McWilliams, J. C. & Melville, W. K. Surface gravity wave effects in the oceanic boundary layer: large-eddy simulation with vortex force and stochastic breakers. *J. Fluid Mech.* **593**, 405–452 (2007).
66. Li, M., Zahariev, K. & Garrett, C. Role of Langmuir circulation in the deepening of the ocean surface mixed layer. *Science* **270**, 1955–1957 (1995).
67. Li, M. & Garrett, C. Mixed layer deepening due to Langmuir circulation. *J. Phys. Oceanogr.* **27**, 121–132 (1997).
68. Edson, J. B. et al. On the exchange of momentum over the open ocean. *J. Phys. Oceanogr.* **43**, 1589–1610 (2013).
69. Tokinaga, H. & Xie, S.-P. Wave- and anemometer-based sea surface wind (waswind) for climate change analysis. *J. Clim.* **24**, 267–285 (2011).
70. Ozmidov, R. On the turbulent exchange in a stably stratified ocean. *Atmos. Oceanic Phys.* **1**, 493–497 (1965).
71. Riley, J. J. & Lelong, M.-P. Fluid motions in the presence of strong stable stratification. *Annu. Rev. Fluid Mech.* **32**, 613–657 (2000).
72. Klein, P. & Lapeyre, G. The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. *Annu. Rev. Mar. Sci.* **1**, 351–375 (2009).
73. Lapeyre, G., Klein, P. & Hua, B. L. Oceanic restratification forced by surface frontogenesis. *J. Phys. Oceanogr.* **36**, 1577–1590 (2006).
74. Thomas, L. N. Destruction of potential vorticity by winds. *J. Phys. Oceanogr.* **35**, 2457–2466 (2005).
75. Thomas, L. N. & Lee, C. M. Intensification of ocean fronts by down-front winds. *J. Phys. Oceanogr.* **35**, 1086–1102 (2005).
76. D'Asaro, E., Lee, C., Rainville, L., Harcourt, R. & Thomas, L. Enhanced turbulence and energy dissipation at ocean fronts. *Science* **332**, 318–322 (2011).
77. Tandon, A. & Garrett, C. Mixed layer restratification due to a horizontal density gradient. *J. Phys. Oceanogr.* **24**, 1419–1424 (1994).

Acknowledgements This project received funding from the European Union's Horizon 2020 Research and Innovation programme under grant agreement number 821001. V.P., C.A., E.P. and L.V. received funding from the European Research Council (ERC) under the European Union's Horizon 2020 Research and Innovation programme (grant agreement 637770). A.N.G. acknowledges the support of the Royal Society and the Wolfson Foundation. P.S. received funding from the European Research Council (ERC) under the European Union's Horizon 2020 Research and Innovation programme (grant agreement No 805186). We thank I. Young for providing the percentage rate change of 10-m wind speed from recently published analysis. We thank L. Sigelman and G. Madec for comments and discussions that greatly helped us to refine our study.

Author contributions J.-B.S. designed the experiment and performed the computations and data analyses; V.P., C.A., E.P. and L.V. helped with the development of the global database and its analysis, and evaluated the analysis; S.S. developed the mapping method; and A.N.G. and P.S. provided expertise on surface ocean turbulence and associated scaling arguments. M.K. provided expertise on the statistical methods used in this study. All authors discussed the results and wrote the manuscript.

Competing interests The authors declare no competing interests.

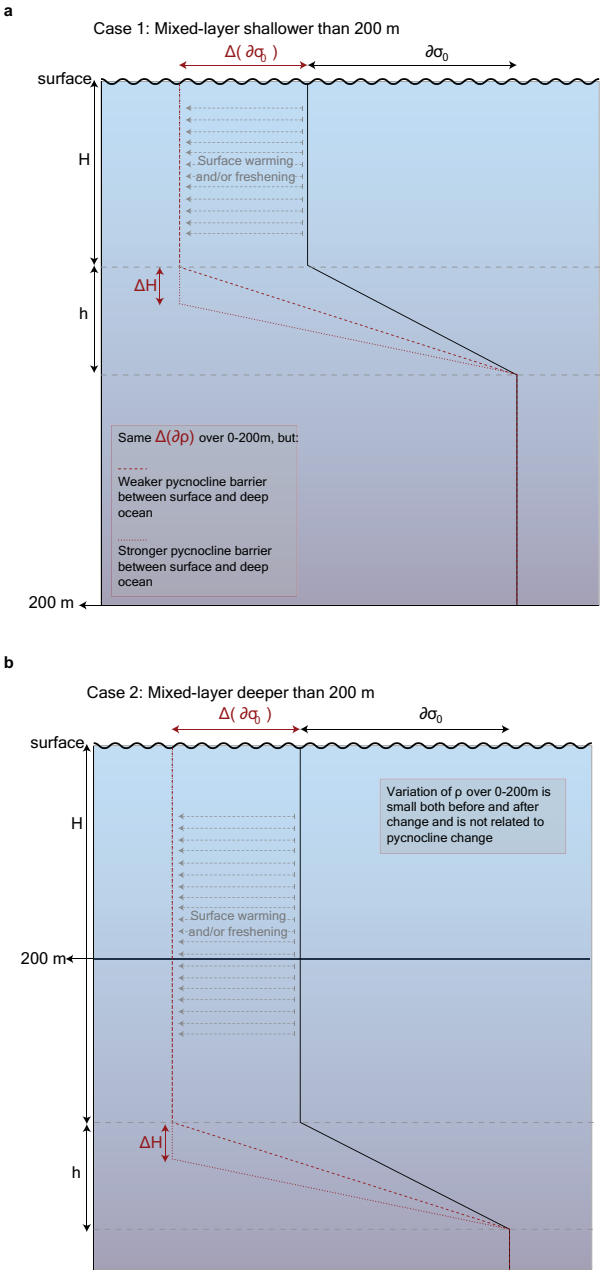
Additional information

Supplementary information The online version contains supplementary material available at https://doi.org/10.1038/s41586-021-03303-x.

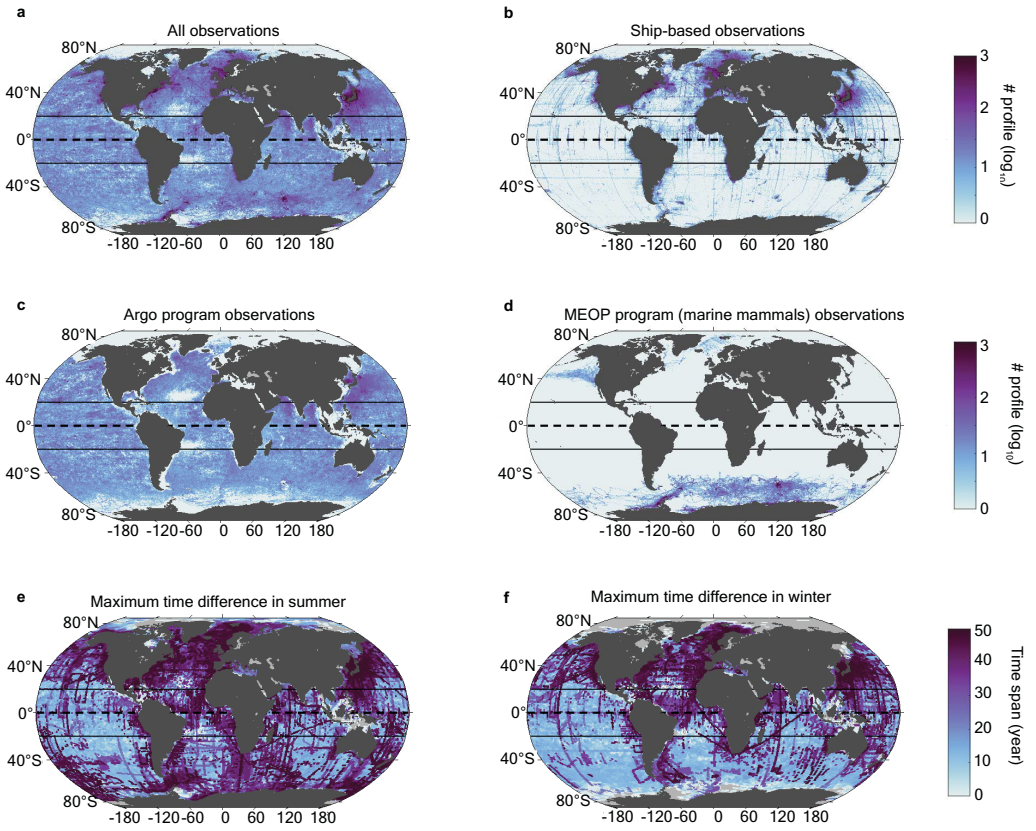
Correspondence and requests for materials should be addressed to J.-B.S.

Peer review information *Nature* thanks Paul Durack, Stephen Riser and the other, anonymous, reviewer(s) for their contribution to the peer review of this work.

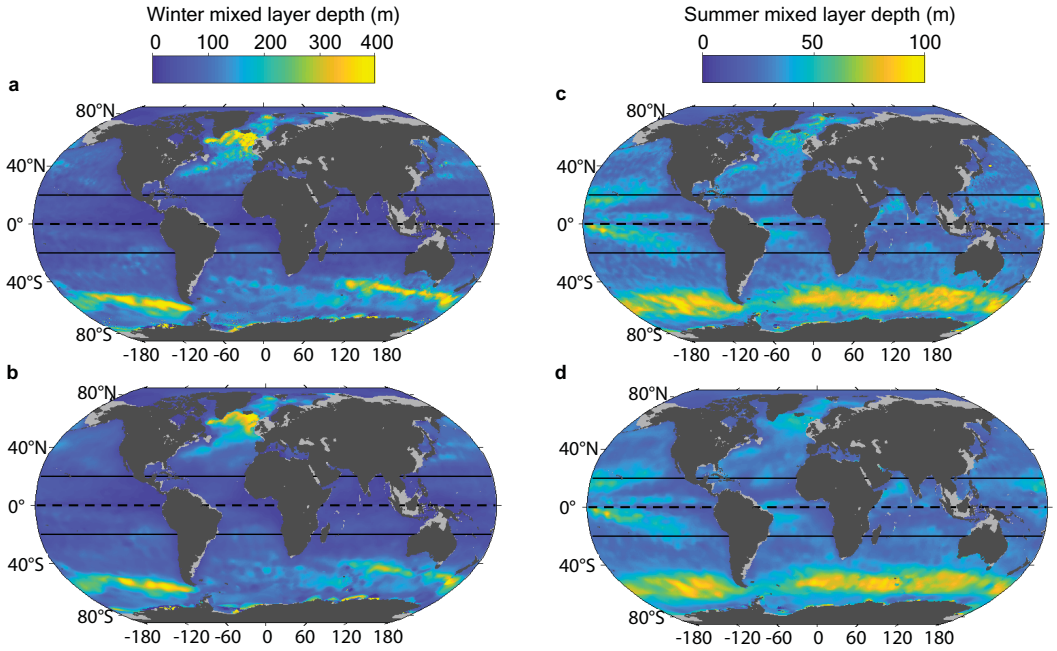
Reprints and permissions information is available at http://www.nature.com/reprints.



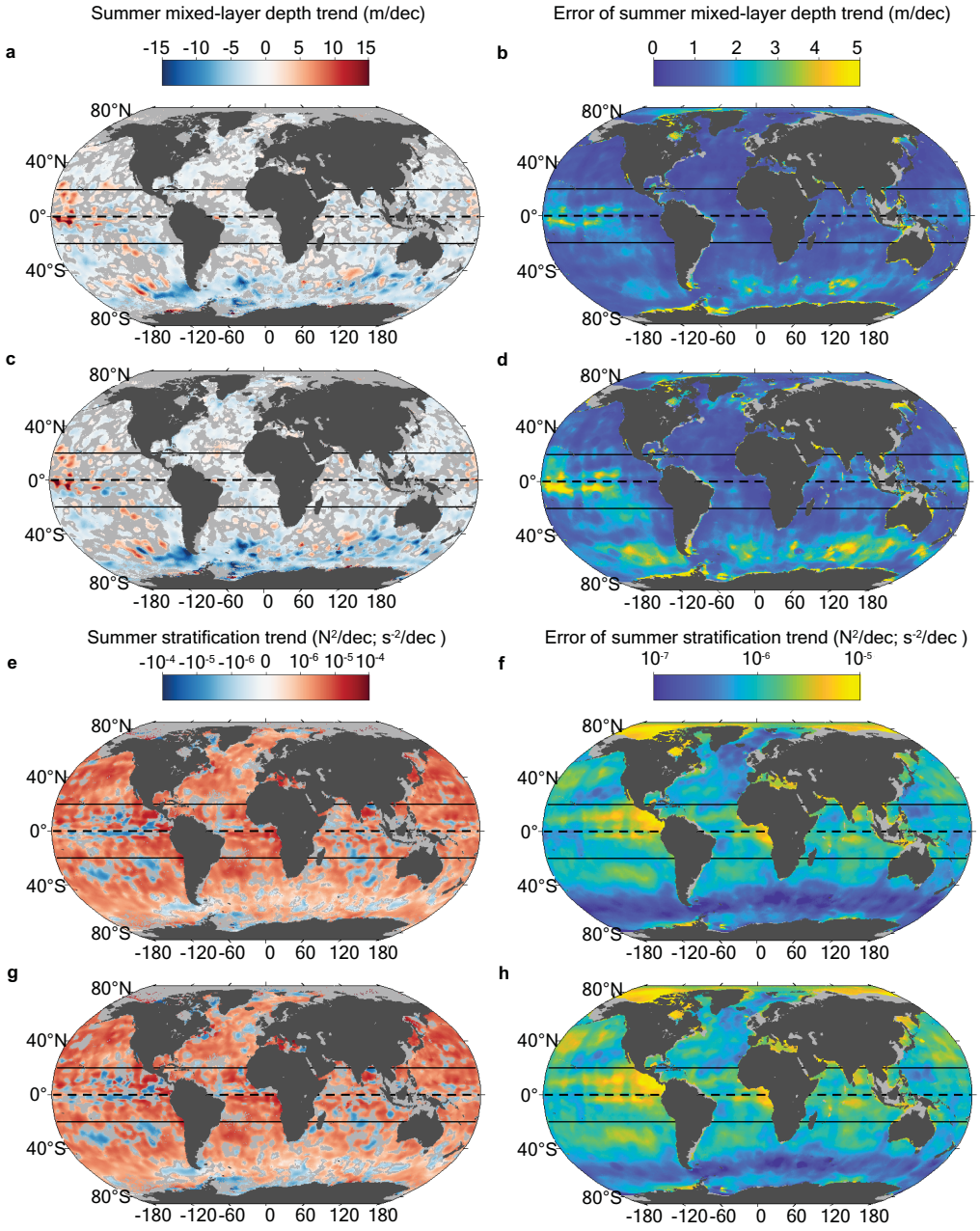
Extended Data Fig. 1 | Trends associated with the vertical structure of the upper ocean. a, **b**, Schematics showing idealized density profiles in the upper ocean for the cases in which the mixed layer and pycnocline are shallower (**a**) and deeper (**b**) than 200 m. The black line shows the typical shape of the density profile with a total density increase of $\partial\rho$ across the pycnocline (thickness h) and the mixed layer (thickness H). The dashed red lines show the density profiles after lightening of the mixed layer with no change of mixed-layer depth, and the dotted red lines show the density profiles after lightening of the mixed layer concomitant with a deepening of the mixed layer.



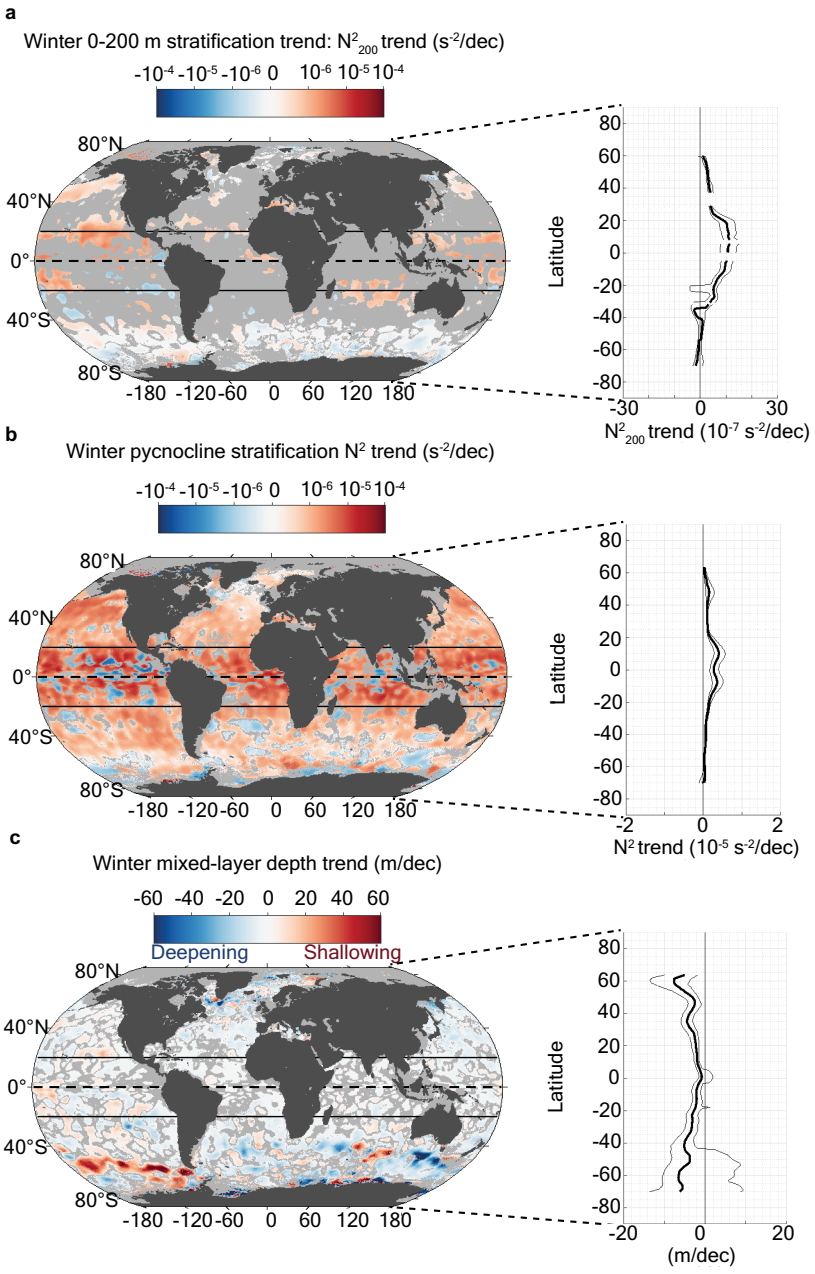
Extended Data Fig. 2 | Geographical distribution of available observations. **a**–**d**, Number of mixed layer estimates in 1° × 1° longitude–latitude bins: from all available observation sources (**a**), from ship profiles (**b**), from Argo profiles (**c**) and from instrumented marine mammal observations (**d**). **e**, **f**, Maximum time span (in years) covered by the combined dataset in 1° × 1° longitude–latitude bins in summer (**e**) and in winter (**f**).



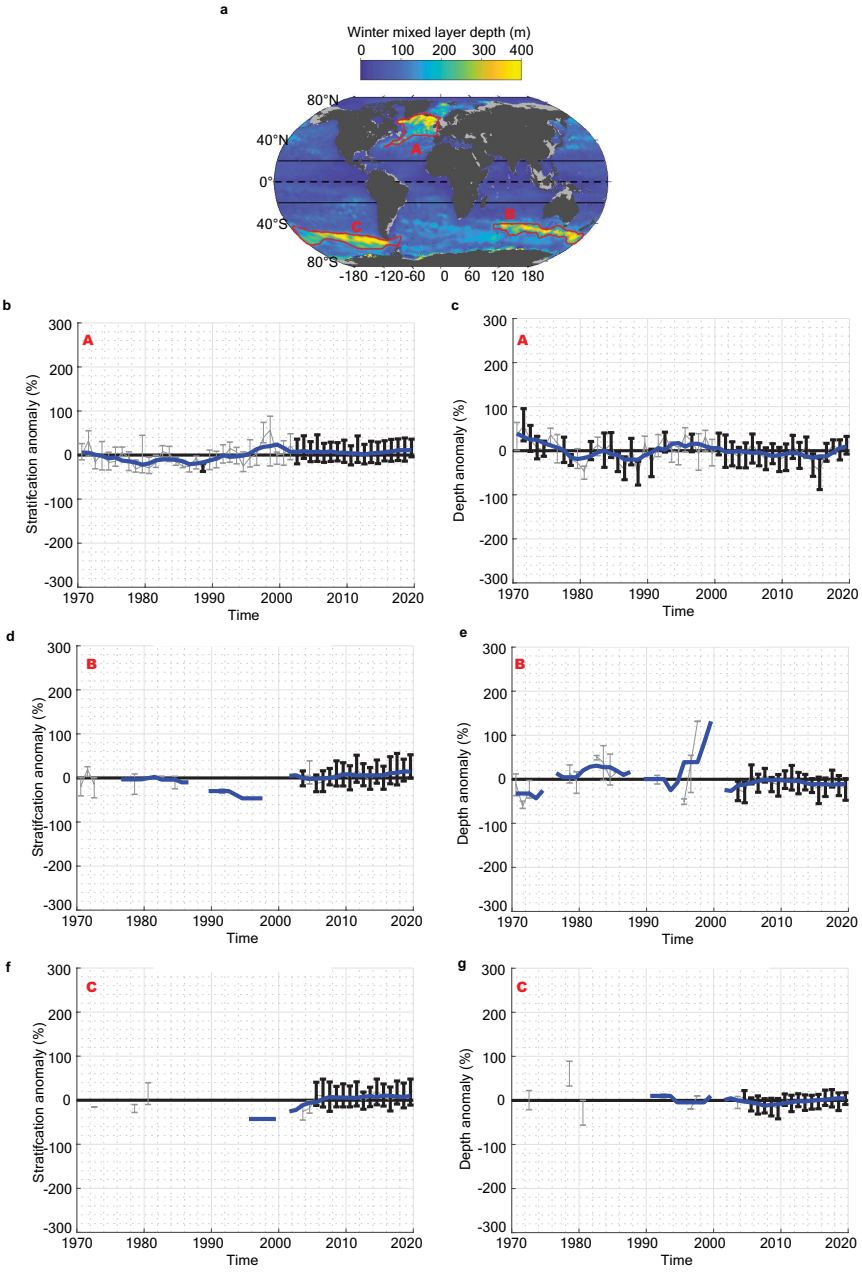
Extended Data Fig. 3 | Impact of linear-regression choices on mean mixed layer. a–**d**, Winter (**a**, **b**) and summer (**c**, **d**) mean mixed-layer depth computed using slightly different linear-regression models: Choice 1 (**a**, **c**; covariance between observations) and Choice 2 (**b**, **d**; no covariance between observations). See Methods for more details.



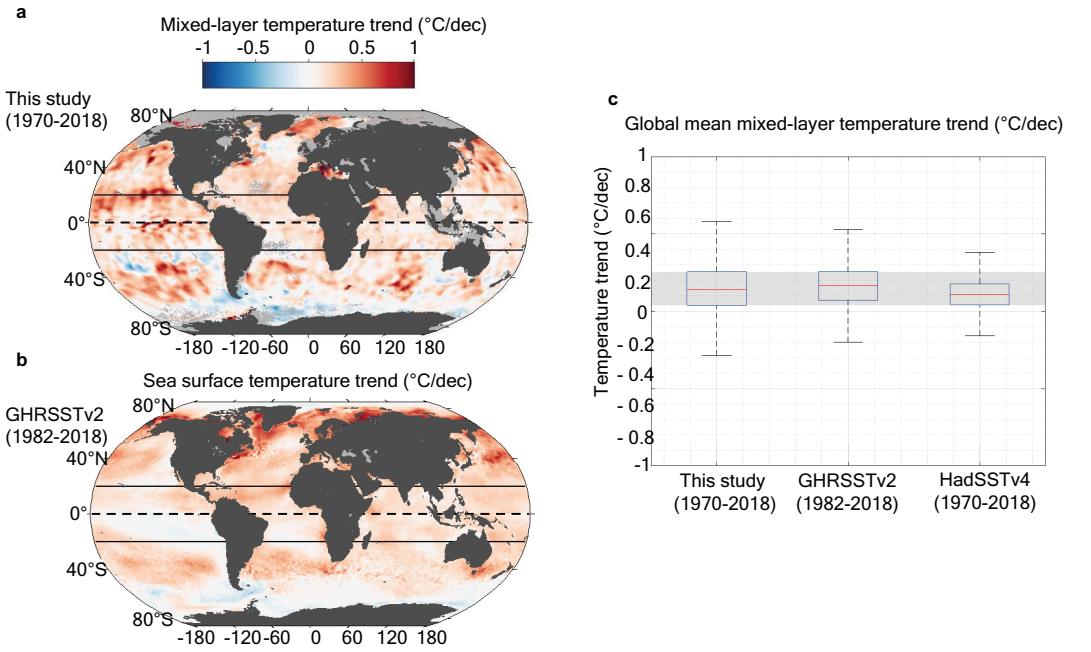
Extended Data Fig. 4 | Impact of linear-regression choices on summer mixed-layer depth, stratification trends and their associated standard errors. a–**h**, 1970–2018 summer trend for mixed-layer depth (**a**, **c**) and summer pycnocline stratification (**e**, **g**) and their associated standard error: standard error of mixed-layer depth trend (**b**, **d**) and standard error of summer pycnocline stratification trend (**f**, **h**). **a**, **b**, **e**, **f** show the solution computed with the linear-regression model Choice 1 (covariance between observations); **c**, **d**, **g**, **h** show the solution computed with the linear-regression model Choice 2 (no covariance between observations).



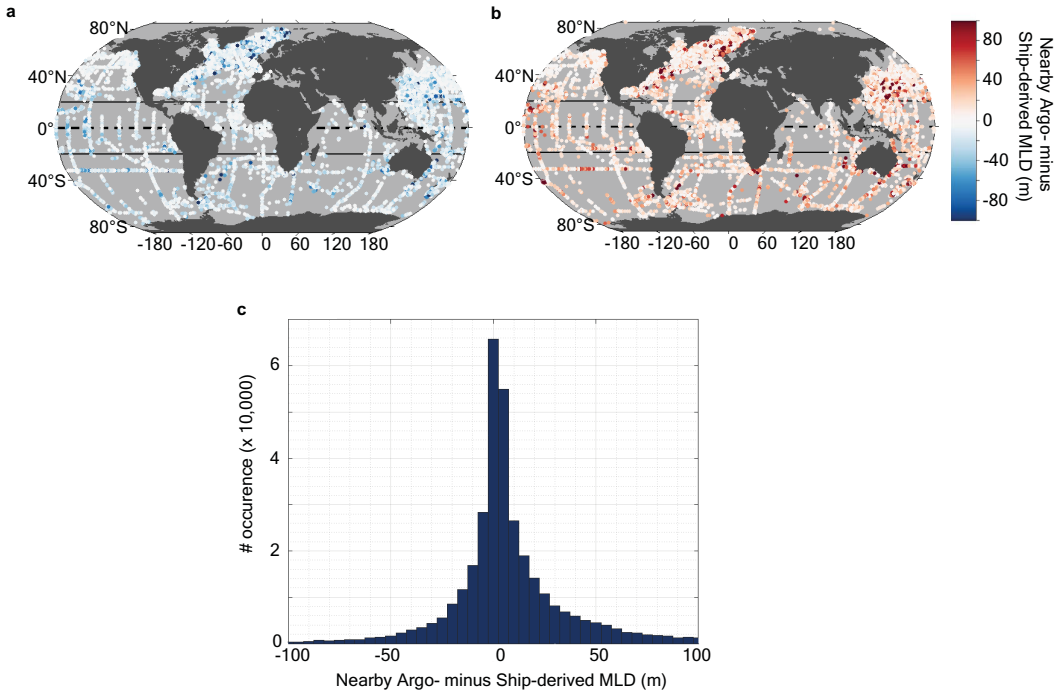
Extended Data Fig. 5 | 1970–2018 trends in winter upper-ocean stratification and mixed-layer depth. a, **b**, Map of the 1970–2018 winter 0–200 m trend (**a**; N^2_{200} trend in $s^{-2}\,dec^{-1}$) and pycnocline stratification trend (**b**; N^2 trend in $s^{-2}\,dec^{-1}$); thick black lines show the zonal-median value and thin black lines show the 33th–66th percentile. Regions with no significant trend (see Methods) are shaded in grey on the map. **c**, As in **a**, **b**, but for winter mixed-layer trend, in m dec^{-1} (mixed-layer deepening is shown as a negative trend).



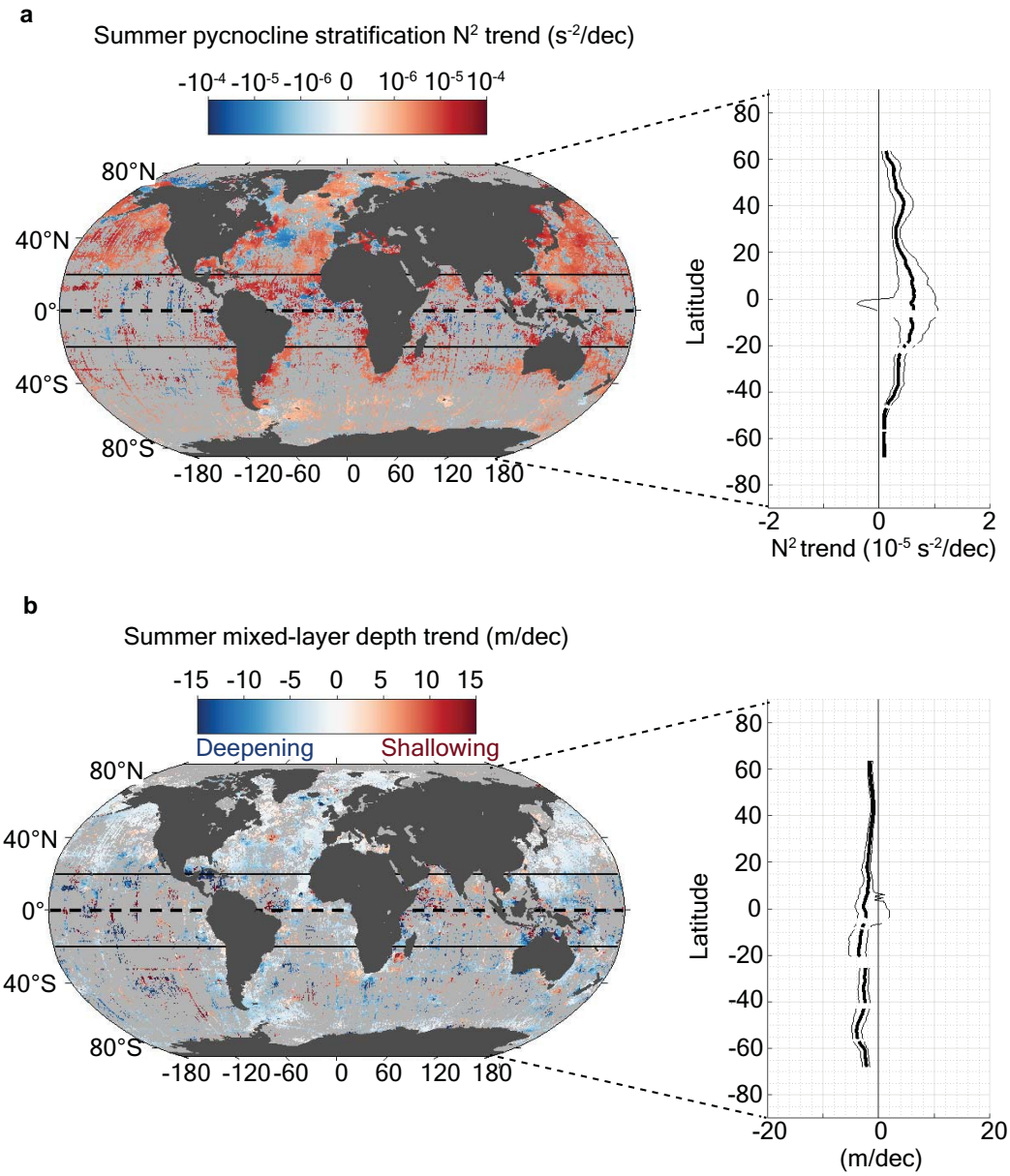
Extended Data Fig. 6 | Regional time series of winter pycnocline stratification and mixed-layer depth anomaly. a, Winter climatological mixed-layer depth (same as Fig. 2f) with three specific regions of interest outlined by red contours: North Atlantic subpolar convection region (A); Southern Ocean Indian sector convection region (B); and Southern Ocean Pacific sector convection region (C). **b**, **d**, **f**, Winter stratification anomaly time series and associated trends for regions A (**b**), B (**d**) and C (**f**). **c**, **e**, **g**, Winter mixed-layer depth anomaly times series and associated trends for regions A (**c**), B (**e**) and C (**g**). A negative depth anomaly refers to a deepening. Each time series shows: thin grey line, the annual median percentage anomaly (from the local climatological seasonal cycle), computed for each individual observation; error bars referring to the 33th–66th percentile range of the percentage anomaly (error bars are shown in black (grey) when more (fewer) than 50 data points are used in the annual statistics); the associated five-year smoothed median time series superimposed in blue; and a linear trend from 1970–2018, shown by the red line, if greater than twice its standard error.



Extended Data Fig. 7 | Comparison between mixed-layer temperature trend and SST trends. a, Summer mixed-layer mean temperature trend from 1970 to 2018, as estimated in this study. **b**, Summer SST trend from 1982 to 2018, as estimated from the satellite-based product GHRSSTv2. **c**, Box plot showing the median (red) and interquartile range (blue box) of local summer SST trend estimates from this study (mixed-layer mean temperature from 1970–2018), from the satellite-based product GHRSSTv2 (SST from 1982–2018) and from the in situ observation reconstruction product HadSSTv4 (SST from 1970–2018). The whiskers extend to the most extreme data points.



Extended Data Fig. 8 | Difference between Argo- and ship-based derived mixed-layer depth. a, **b**, Difference between mixed-layer depth (MLD) estimates coming from nearby (sampled within 330 km and 1.5 day) Argo and ship-based observation profiles (that is, co-located in time and space) for all instances for which we derived a smaller (**a**) or a greater (**b**) mixed-layer depth from the Argo profile than from the ship-based profile. **c**, Histogram of all differences. Because Argo started in the 2000s, the co-located profiles cover only the years 2000–2018.



Extended Data Fig. 9 | 1970–2018 trends in summer pycnocline stratification and mixed-layer depth when using only ship-based profiles (removing all Argo and MEOP programme observations). a, Map of the 1970–2018 summer pycnocline stratification trend (N^2 trend, in s^{-2} dec^{-1}) along with the zonal-median value: median (thick black line) and 33th–66th percentile (thin black line). The red shading shows the global 33th–66th percentile range of the local trend estimates. Regions with no significant trend (see Methods) are shaded in grey on the map. **b**, As in **a** but for the summer mixed-layer trend, in m dec^{-1} (mixed-layer deepening is shown as a negative trend).

Bibliographie

[Abrahamsen *et al.* 2019] E Povl Abrahamsen, Andrew JS Meijers, Kurt L Polzin, Alberto C Naveira Garabato, Brian A King, Yvonne L Firing, Jean-Baptiste Sallée, Katy L Sheen, Arnold L Gordon, Bruce A Huber*et al.* *Stabilization of dense Antarctic water supply to the Atlantic Ocean overturning circulation.* Nature Climate Change, vol. 9, no. 10, pages 742–746, 2019. (Cité en page 2.6).)

[Adolphs & Wendler 1995] Ute Adolphs et Gerd Wendler. *A pilot study on the interactions between katabatic winds and polynyas at the Adélie Coast, eastern Antarctica.* Antarctic Science, vol. 7, pages 307–307, 1995. (Cité en page 2.1).)

[Akhoudas *et al.* 2020] Camille Akhoudas, Jean-Baptiste Sallée, Gilles Reverdin, Giovanni Aloisi, Marion Benetti, Lucie Vignes et Maria Gelado. *Ice shelf basal melt and influence on dense water outflow in the Southern Weddell Sea.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 125, no. 2, page e2019JC015710, 2020. (Cité en pages 2.5), 1 et 3.)

[Akhoudas *et al.* 2021] Camille Hayatte Akhoudas, Jean-Baptiste Sallée, F Alexander Haumann, Michael P Meredith, Alberto Naveira Garabato, Gilles Reverdin, Loïc Jullion, Giovanni Aloisi, Marion Benetti, Melanie J Leng*et al.* *Ventilation of the abyss in the Atlantic sector of the Southern Ocean.* Scientific reports, vol. 11, no. 1, pages 1–13, 2021. (Cité en page 2.5).)

[Aoki *et al.* 2005] Shigeru Aoki, Stephen R. Rintoul, Shuki Ushio, Shuichi Watanabe et Nathaniel L. Bindoff. *Freshening of the Adélie Land Bottom Water near 140°E.* Geophysical Research Letters, vol. 32, no. 23, 2005. (Cité en page 1.3).)

[Armitage *et al.* 2018] Thomas WK Armitage, Ron Kwok, Andrew F Thompson et Glenn Cunningham. *Dynamic topography and sea level anomalies of the Southern Ocean : Variability and teleconnections.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 123, no. 1, pages 613–630, 2018. (Cité en pages 1.1), 3 et 1.)

[Årthun *et al.* 2012] Marius Årthun, Keith W Nicholls, Keith Makinson, Michael A Fedak et Lars Boehme. *Seasonal inflow of warm water onto the southern Weddell Sea continental shelf, Antarctica.* Geophysical Research Letters, vol. 39, no. 17, 2012. (Cité en pages 2.1), 1, 3 et V.)

[Årthun *et al.* 2013] Marius Årthun, Keith W Nicholls et Lars Boehme. *Wintertime water mass modification near an Antarctic Ice Front.* Journal of physical oceanography, vol. 43, no. 2, pages 359–365, 2013. (Cité en page 3.)

[Auger *et al.* 2021] Matthis Auger, Rosemary Morrow, Elodie Kestenare, Jean-Baptiste Sallée et Rebecca Cowley. *Southern Ocean in-situ temperature trends over 25 years emerge from interannual variability.* Nature communications, vol. 12, no. 1, pages 1–9, 2021. (Cité en page 1.3).)

[Azaneu *et al.* 2013] Marina Azaneu, Rodrigo Kerr, Mauricio M. Mata et Carlos A. E. Garcia. *Trends in the deep Southern Ocean (1958–2010) : Implications for Antarctic Bottom Water properties and volume export.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 118, no. 9, pages 4213–4227, 2013. (Cité en page 2.6).)

[Azaneu *et al.* 2017] Marina Azaneu, Karen J Heywood, Bastien Y Queste et Andrew F Thompson. *Variability of the Antarctic slope current system in the Northwestern Weddell sea.* Journal of Physical Oceanography, vol. 47, no. 12, pages 2977–2997, 2017. (Cité en page 1.2).)

[Bacon *et al.* 2014] Sheldon Bacon, Abigail Marshall, N Penny Holliday, Yevgeny Aksenov et Stephen R Dye. *Seasonal variability of the East Greenland coastal current.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 119, no. 6, pages 3967–3987, 2014. (Cité en page 3.)

[Beckmann & Pereira 2003] Aike Beckmann et Adriene F Pereira. *Lateral tidal mixing in the Antarctic marginal seas.* Ocean Dynamics, vol. 53, no. 1, pages 21–26, 2003. (Cité en page 2.1).)

[Behrenfeld *et al.* 2006] Michael J Behrenfeld, Robert T O'Malley, David A Siegel, Charles R McClain, Jorge L Sarmiento, Gene C Feldman, Allen J Milligan, Paul G Falkowski, Ricardo M Letelier et Emmanuel S Boss. *Climate-driven trends in contemporary ocean productivity.* Nature, vol. 444, no. 7120, pages 752–755, 2006. (Cité en page C.)

[Bergamasco *et al.* 2002] A Bergamasco, V Defendi, E Zambianchi et G Spezie. *Evidence of dense water overflow on the Ross Sea shelf-break.* Antarctic Science, vol. 14, no. 3, pages 271–277, 2002. (Cité en page 1.2).)

[Bintanja *et al.* 2013] R Bintanja, GJ Van Oldenborgh, SS Drijfhout, B Wouters et CA Katsman. *Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in Antarctic sea-ice expansion.* Nature Geoscience, vol. 6, no. 5, pages 376–379, 2013. (Cité en page 1.3).)

[Bintanja *et al.* 2015] R Bintanja, GJ Van Oldenborgh et CA Katsman. *The effect of increased fresh water from Antarctic ice shelves on future trends in Antarctic sea ice.* Annals of Glaciology, vol. 56, no. 69, pages 120–126, 2015. (Cité en page 1.3).)

[Biuw *et al.* 2007] Martin Biuw, Lars Boehme, Christophe Guinet, Mark Hindell, Daniel Costa, J-B Charrassin, Fabien Roquet, Frédéric Bailleul, Michael Meredith, Sally Thorpe*et al.* *Variations in behavior and condition of a Southern Ocean top predator in relation to in situ oceanographic conditions.* Proceedings of the National Academy of Sciences, vol. 104, no. 34, pages 13705–13710, 2007. (Cité en page 1.)

[Böning *et al.* 2008] Claus W Böning, Astrid Dispert, Martin Visbeck, SR Rintoul et Franziska U Schwarzkopf. *The response of the Antarctic Circumpolar Current to recent climate change.* Nature Geoscience, vol. 1, no. 12, pages 864–869, 2008. (Cité en page 1.3).)

[Bracegirdle *et al.* 2020] Thomas J Bracegirdle, Gerhard Krinner, Marcos Tonelli, F Alexander Haumann, Kaitlin A Naughten, Thomas Rackow, Lettie A Roach et Ilana Wainer. *Twenty first century changes in Antarctic and Southern Ocean surface climate in CMIP6.* Atmospheric Science Letters, vol. 21, no. 9, page e984, 2020. (Cité en page 2.6).)

[Broecker 1991] Wallace S Broecker. *The great ocean conveyor.* Oceanography, vol. 4, no. 2, pages 79–89, 1991. (Cité en page I.)

[Bronselaer *et al.* 2018] Ben Bronselaer, Michael Winton, Stephen M Griffies, William J Hurlin, Keith B Rodgers, Olga V Sergienko, Ronald J Stouffer et Joellen L Russell. *Change in future climate due to Antarctic meltwater.* Nature, vol. 564, no. 7734, pages 53–58, 2018. (Cité en page 3.)

[Bronselaer *et al.* 2020] Ben Bronselaer, Joellen L Russell, Michael Winton, Nancy L Williams, Robert M Key, John P Dunne, Richard A Feely, Kenneth S Johnson et Jorge L Sarmiento. *Importance of wind and meltwater for observed chemical and physical changes in the Southern Ocean.* Nature Geoscience, vol. 13, no. 1, pages 35–42, 2020. (Cité en page 2.6).)

[Buckley & Marshall 2016] Martha W Buckley et John Marshall. *Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation : A review.* Reviews of Geophysics, vol. 54, no. 1, pages 5–63, 2016. (Cité en page I.)

[Bull *et al.* 2021] Christopher YS Bull, Adrian Jenkins, Nicolas C Jourdain, Irena Vaňková, Paul R Holland, Pierre Mathiot, Ute Hausmann et Jean-Baptiste Sallée. *Remote control of Filchner-Ronne Ice Shelf melt rates by the Antarctic Slope Current.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 126, no. 2, page e2020JC016550, 2021. (Cité en page 2.6).)

[Chavanne *et al.* 2010] Cédric P Chavanne, Karen J Heywood, Keith W Nicholls et Ilker Fer. *Observations of the Antarctic slope undercurrent in the southeastern Weddell Sea.* Geophysical Research Letters, vol. 37, no. 13, 2010. (Cité en page 1.2).)

[Chen *et al.* 2013] JL Chen, CR Wilson et BD Tapley. *Contribution of ice sheet and mountain glacier melt to recent sea level rise.* Nature Geoscience, vol. 6, no. 7, pages 549–552, 2013. (Cité en page 1.3).)

[Chidichimo *et al.* 2014] María Paz Chidichimo, Kathleen A Donohue, D Randolph Watts et Karen L Tracey. *Baroclinic transport time series of the Antarctic Circumpolar Current measured in Drake Passage.* Journal of Physical Oceanography, vol. 44, no. 7, pages 1829–1853, 2014. (Cité en page 1.3).)

[Church *et al.* 1991] John A Church, J Stuart Godfrey, David R Jackett et Trevor J McDougall. *A model of sea level rise caused by ocean thermal expansion.* Journal of Climate, vol. 4, no. 4, pages 438–456, 1991. (Cité en page 1.3).)

[Church *et al.* 2013] John A Church, Peter U Clark, Anny Cazenave, Jonathan M Gregory, Svetlana Jevrejeva, Anders Levermann, Mark A Merrifield, Glenn A Milne, R Steven Nerem, Patrick D Nunn*et al. Sea level change.* Rapport technique, PM Cambridge University Press, 2013. (Cité en page 1.3).)

[Comiso & Gordon 1987] JC Comiso et AL Gordon. *Recurring polynyas over the Cosmonaut Sea and the Maud Rise.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 92, no. C3, pages 2819–2833, 1987. (Cité en page 2.1).)

[Comiso *et al.* 2017] Josefino C Comiso, Robert A Gersten, Larry V Stock, John Turner, Gay J Perez et Kohei Cho. *Positive trend in the Antarctic sea ice cover and associated changes in surface temperature.* Journal of Climate, vol. 30, no. 6, pages 2251–2267, 2017. (Cité en pages 1.3) et 3.)

[Daae *et al.* 2009] Kjersti L Daae, Ilker Fer et E Povl Abrahamsen. *Mixing on the continental slope of the southern Weddell Sea.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 114, no. C9, 2009. (Cité en page 2.1).)

[Daae *et al.* 2017] Kjersti Daae, Tore Hattermann, E Darelius et Ilker Fer. *On the effect of topography and wind on warm water inflow—An idealized study of the southern Weddell Sea continental shelf system.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 122, no. 3, pages 2622–2641, 2017. (Cité en page 1.)

[Daae *et al.* 2020] K Daae, T Hattermann, E Darelius, RD Mueller, KA Naughten, R Timmermann et HH Hellmer. *Necessary conditions for warm inflow toward the Filchner Ice Shelf, Weddell Sea.* Geophysical Research Letters, vol. 47, no. 22, pages 1–11, 2020. (Cité en pages 2.6), 3 et V.)

[Darelius & Sallée 2018] E Darelius et Jean-Baptiste Sallée. *Seasonal outflow of ice shelf water across the front of the Filchner ice shelf, Weddell Sea, Antarctica.* Geophysical research letters, vol. 45, no. 8, pages 3577–3585, 2018. (Cité en pages 2.5), 1 et 3.)

[Darelius *et al.* 2014] E Darelius, Keith Makinson, K Daae, Ilker Fer, Paul R Holland et Keith W Nicholls. *Hydrography and circulation in the Filchner depression, Weddell Sea, Antarctica.*

Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 119, no. 9, pages 5797–5814, 2014. (Cité en pages 2.5) et 3.)

[Darelius *et al.* 2016] E Darelius, Ilker Fer et Keith W Nicholls. *Observed vulnerability of Filchner-Ronne Ice Shelf to wind-driven inflow of warm deep water*. Nature communications, vol. 7, no. 1, pages 1–7, 2016. (Cité en pages 2.1), 2.4), 3, 1, 3 et V.)

[Deacon 1979] GER Deacon. *The Weddell Gyre*. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, vol. 26, no. 9, pages 981–995, 1979. (Cité en page 1.1).)

[DeConto & Pollard 2016] Robert M DeConto et David Pollard. *Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise*. Nature, vol. 531, no. 7596, pages 591–597, 2016. (Cité en page I.)

[Desbruyères *et al.* 2016] Damien G Desbruyères, Sarah G Purkey, Elaine L McDonagh, Gregory C Johnson et Brian A King. *Deep and abyssal ocean warming from 35 years of repeat hydrography*. Geophysical Research Letters, vol. 43, no. 19, pages 10–356, 2016. (Cité en page 1.3).)

[DeVries & Primeau 2011] Tim DeVries et François Primeau. *Dynamically and observationally constrained estimates of water-mass distributions and ages in the global ocean*. Journal of Physical Oceanography, vol. 41, no. 12, pages 2381–2401, 2011. (Cité en page I.)

[Dickson & Brown 1994] Robert R Dickson et Juan Brown. *The production of North Atlantic Deep Water : sources, rates, and pathways*. Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 99, no. C6, pages 12319–12341, 1994. (Cité en page I.)

[Dong *et al.* 2016] Jun Dong, Kevin Speer et Loic Jullion. *The A ntarctic S lope C urrent near 30° E*. Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 121, no. 2, pages 1051–1062, 2016. (Cité en page 1.2).)

[Donohue *et al.* 2016] KA Donohue, KL Tracey, DR Watts, María Paz Chidichimo et TK Chereskin. *Mean antarctic circumpolar current transport measured in drake passage*. Geophysical Research Letters, vol. 43, no. 22, pages 11–760, 2016. (Cité en pages I et 1.3).)

[Dotto *et al.* 2018] Tiago S Dotto, Alberto Naveira Garabato, Sheldon Bacon, Michel Tsamados, Paul R Holland, Jack Hooley, Eleanor Frajka-Williams, Andy Ridout et Michael P Meredith. *Variability of the Ross Gyre, Southern Ocean : drivers and responses revealed by satellite altimetry*. Geophysical Research Letters, vol. 45, no. 12, pages 6195–6204, 2018. (Cité en pages 1.1) et 3.)

[Drucker *et al.* 2011] Robert Drucker, Seelye Martin et Ronald Kwok. *Sea ice production and export from coastal polynyas in the Weddell and Ross Seas*. Geophysical Research Letters, vol. 38, no. 17, 2011. (Cité en page 2.1).)

[Dupont & Alley 2005] TK Dupont et Richard B Alley. *Assessment of the importance of ice-shelf buttressing to ice-sheet flow*. Geophysical Research Letters, vol. 32, no. 4, 2005. (Cité en page 1.3).)

[Edwards *et al.* 2021] Tamsin L Edwards, Sophie Nowicki, Ben Marzeion, Regine Hock, Heiko Goelzer, Hélène Seroussi, Nicolas C Jourdain, Donald A Slater, Fiona E Turner, Christopher J Smith, Christine M McKenna, Erika Simon, Ayako Abe-Ouchi, Jonathan M Gregory, Eric Larour, William H Lipscomb, Antony J Payne, Andrew Shepherd, Cécile Agosta, Patrick Alexander, Torsten Albrecht, Brian Anderson, Xylar Asay-Davis, Andy Aschwanden, Alice Barthel, Andrew Bliss, Reinhard Calov, Christopher Chambers, Nicolas Champollion, Youngmin Choi, Richard Cullather, Joshua Cuzzone, Christophe Dumas, Denis Felikson, Xavier Fettweis, Koji Fujita, Benjamin K Galton-Fenzi, Rupert Gladstone, Nicholas R Golledge, Ralf Greve, Tore Hattermann, Matthew J Hoffman, Angelika Humbert, Matthias

Huss, Philippe Huybrechts, Walter Immerzeel, Thomas Kleiner, Philip Kraaijenbrink, Sébastien Le clec'h, Victoria Lee, Gunter R Leguy, Christopher M Little, Daniel P Lowry, Jan-Hendrik Malles, Daniel F Martin, Fabien Maussion, Mathieu Morlighem, James F O'Neill, Isabel Nias, Frank Pattyn, Tyler Pelle, Stephen F Price, Aurélien Quiquet, Valentina Radić, Ronja Reese, David R Rounce, Martin Rückamp, Akiko Sakai, Courtney Shafer, Nicole-Jeanne Schlegel, Sarah Shannon, Robin S Smith, Fiammetta Straneo, Sainan Sun, Lev Tarasov, Luke D Trusel, Jonas Van Breedam, Roderik van de Wal, Michiel van den Broeke, Ricarda Winkelmann, Harry Zekollari, Chen Zhao, Tong Zhang et Thomas Zwinger. *Projected land ice contributions to twenty-first-century sea level rise.* Nature, vol. 593, no. 7857, pages 74–82, 2021. (Cité en page 1.3).)

[Emilio *et al.* 2017] Riginella Emilio, Pineda Metz Santiago La Mesa Mario, Gerdes Dieter, Böhmer Astrid, Mazzoldi Carlotta, Harald Biebow et Knust Rainer. *Parental care and demography of a spawning population of Neopagetopsis ionah from the Weddell Sea.* In Book of Abstracts, page 347, 2017. (Cité en page 3.)

[Farneti *et al.* 2010] Riccardo Farneti, Thomas L Delworth, Anthony J Rosati, Stephen M Griffies et Fanrong Zeng. *The role of mesoscale eddies in the rectification of the Southern Ocean response to climate change.* Journal of Physical Oceanography, vol. 40, no. 7, pages 1539–1557, 2010. (Cité en page 1.3).)

[Fer *et al.* 2016] Ilker Fer, Elin Darelius et Kjersti B Daae. *Observations of energetic turbulence on the Weddell Sea continental slope.* Geophysical Research Letters, vol. 43, no. 2, pages 760–766, 2016. (Cité en page 2.1).)

[Fofonoff & Millard Jr 1983] Nicholas Paul Fofonoff et RC Millard Jr. *Algorithms for the computation of fundamental properties of seawater.* 1983. (Cité en page I.5.)

[Foldvik *et al.* 1985] A Foldvik, T Gammelsrød et T Tørresen. *Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf.* Oceanology of the Antarctic continental shelf, vol. 43, pages 5–20, 1985. (Cité en page 3.)

[Foldvik *et al.* 1990] Arne Foldvik, Jason H Middleton et Theodore D Foster. *The tides of the southern Weddell Sea.* Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, vol. 37, no. 8, pages 1345–1362, 1990. (Cité en page 2.1).)

[Foldvik *et al.* 2001] A Foldvik, T Gammelsrød, E Nygaard et S Østerhus. *Current measurements near Ronne Ice Shelf : Implications for circulation and melting.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 106, no. C3, pages 4463–4477, 2001. (Cité en pages 2.1) et 2.4).)

[Foldvik *et al.* 2004] Arne Foldvik, Tor Gammelsrød, Svein Østerhus, Eberhard Fahrbach, Gerd Rohardt, Michael Schröder, Keith W Nicholls, L Padman et RA Woodgate. *Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 109, no. C2, 2004. (Cité en pages 1.2), 2.2), 2.5) et 3.)

[Foster & Carmack 1976] Theodore D Foster et Eddy C Carmack. *Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea.* In Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, volume 23, pages 301–317. Elsevier, 1976. (Cité en page 2.5).)

[Fox *et al.* 1994] Adrian J Fox, A Paul et R Cooper. *Measured properties of the Antarctic ice sheet derived from the SCAR Antarctic digital database.* Polar Record, vol. 30, no. 174, pages 201–206, 1994. (Cité en page 2.1).)

[Frölicher *et al.* 2015] Thomas L Frölicher, Jorge L Sarmiento, David J Paynter, John P Dunne, John P Krasting et Michael Winton. *Dominance of the Southern Ocean in anthropogenic*

carbon and heat uptake in CMIP5 models. Journal of Climate, vol. 28, no. 2, pages 862–886, 2015. (Cité en page 1.3).)

[Gade 1979] Herman G Gade. *Melting of ice in sea water : A primitive model with application to the Antarctic ice shelf and icebergs.* Journal of Physical Oceanography, vol. 9, no. 1, pages 189–198, 1979. (Cité en pages 1.1), 1.2) et 2.5).)

[Gammelsrod & Slotsvik 1981] T Gammelsrod et N Slotsvik. *Hydrographic and current measurements in the southern Weddell Sea 1979/80.* Polarforschung, vol. 51, no. 1, pages 101–111, 1981. (Cité en page 2.4).)

[Gawarkiewicz & Chapman 1995] Glen Gawarkiewicz et David C Chapman. *A numerical study of dense water formation and transport on a shallow, sloping continental shelf.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 100, no. C3, pages 4489–4507, 1995. (Cité en page 2.1).)

[Gill 1973] AE Gill. *Circulation and bottom water production in the Weddell Sea.* vol. 20, no. 2, pages 111–140, 1973. (Cité en pages 1.2) et 2.5).)

[Goddard *et al.* 2017] Paul B Goddard, Carolina O Dufour, Jianjun Yin, Stephen M Griffies et Michael Winton. *CO2-induced ocean warming of the Antarctic continental shelf in an eddying global climate model.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 122, no. 10, pages 8079–8101, 2017. (Cité en pages 1.2) et 1.3).)

[Gouretski 1999] V Gouretski. *The large-scale thermohaline structure of the Ross Gyre.* In Oceanography of the ross sea antarctica, pages 77–100. Springer, 1999. (Cité en page 1.1).)

[Graham *et al.* 2013] Alastair GC Graham, Pierre Dutrieux, David G Vaughan, Frank O Nitsche, Richard Gyllencreutz, Sarah L Greenwood, Robert D Larter et Adrian Jenkins. *Seabed corrugations beneath an Antarctic ice shelf revealed by autonomous underwater vehicle survey : origin and implications for the history of Pine Island Glacier.* Journal of Geophysical Research : Earth Surface, vol. 118, no. 3, pages 1356–1366, 2013. (Cité en page 1.1).)

[Häkkinen *et al.* 2016] Sirpa Häkkinen, Peter B Rhines et Denise L Worthen. *Warming of the global ocean : Spatial structure and water-mass trends.* Journal of Climate, vol. 29, no. 13, pages 4949–4963, 2016. (Cité en page I.)

[Hallberg & Gnanadesikan 2006] Robert Hallberg et Anand Gnanadesikan. *The role of eddies in determining the structure and response of the wind-driven Southern Hemisphere overturning : Results from the Modeling Eddies in the Southern Ocean (MESO) project.* Journal of Physical Oceanography, vol. 36, no. 12, pages 2232–2252, 2006. (Cité en page 1.3).)

[Harcourt *et al.* 2019] Rob Harcourt, Ana MM Sequeira, Xuelei Zhang, Fabien Roquet, Kosei Komatsu, Michelle Heupel, Clive McMahon, Fred Whoriskey, Mark Meekan, Gemma Carroll*et al. Animal-borne telemetry : an integral component of the ocean observing toolkit.* Frontiers in Marine Science, vol. 6, page 326, 2019. (Cité en page 1.)

[Hattermann *et al.* 2021] Tore Hattermann, Keith W Nicholls, Hartmut H Hellmer, Peter ED Davis, Markus A Janout, Svein Østerhus, Elisabeth Schlosser, Gerd Rohardt et Torsten Kanzow. *Observed interannual changes beneath Filchner-Ronne Ice Shelf linked to large-scale atmospheric circulation.* Nature communications, vol. 12, no. 1, pages 1–11, 2021. (Cité en pages 2.1), 2.5) et 3.)

[Hattermann 2018] Tore Hattermann. *Antarctic thermocline dynamics along a narrow shelf with easterly winds.* Journal of Physical Oceanography, vol. 48, no. 10, pages 2419–2443, 2018. (Cité en pages 1 et 3.)

[Haumann *et al.* 2020] F Alexander Haumann, Ruth Moorman, Stephen C Riser, Lars H Smedsrud, Ted Maksym, Annie PS Wong, Earle A Wilson, Robert Drucker, Lynne D Talley, Kenneth S Johnson*et al. Supercooled Southern Ocean Waters.* Geophysical Research Letters, vol. 47, no. 20, page e2020GL090242, 2020. (Cité en page 2.5).)

[Hausmann *et al.* 2020] Ute Hausmann, J-B Sallée, NC Jourdain, Pierre Mathiot, Clement Rousset, Gurvan Madec, Julie Deshayes et Tore Hattermann. *The role of tides in ocean–ice-shelf interactions in the southwestern Weddell Sea.* Journal of Geophysical Research : Oceans, page e2019JC015847, 2020. (Cité en pages 2.1), 3 et 3.)

[Hayes 1991] Dennis E Hayes. *Marine geological and geophysical atlas of the circum-Antarctic to 30 S introduction and general comments.* Marine Geological and Geophysical Atlas of the Circum-Antarctic to 30° S, vol. 54, pages 1–4, 1991. (Cité en page I.4.)

[Hazel & Stewart 2020] Julia E Hazel et Andrew L Stewart. *Bistability of the Filchner-Ronne Ice Shelf Cavity Circulation and Basal Melt.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 125, no. 4, page e2019JC015848, 2020. (Cité en pages 2.6) et V.)

[Heerah *et al.* 2013] Karine Heerah, Virginia Andrews-Goff, Guy Williams, Emanuelle Sultan, Mark Hindell, Toby Patterson et Jean-Benoît Charrassin. *Ecology of Weddell seals during winter : Influence of environmental parameters on their foraging behaviour.* Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography, vol. 88, pages 23–33, 2013. (Cité en page 1.)

[Hellmer *et al.* 2012] Hartmut H Hellmer, Frank Kauker, Ralph Timmermann, Jürgen Determann et Jamie Rae. *Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current.* Nature, vol. 485, no. 7397, pages 225–228, 2012. (Cité en pages 2.6), V et 3.)

[Hellmer *et al.* 2016] Hartmut H Hellmer, Monika Rhein, Günther Heinemann, Janna Abalichin, Wafa Abouchami, Oliver Baars, Ulrich Cubasch, Klaus Dethloff, Lars Ebner, Eberhard Fahrbach*et al. Meteorology and oceanography of the Atlantic sector of the Southern Ocean—a review of German achievements from the last decade.* Ocean Dynamics, vol. 66, no. 11, pages 1379–1413, 2016. (Cité en page I.4.)

[Hellmer *et al.* 2017] Hartmut H Hellmer, Frank Kauker, Ralph Timmermann et Tore Hattermann. *The fate of the southern Weddell Sea continental shelf in a warming climate.* Journal of Climate, vol. 30, no. 12, pages 4337–4350, 2017. (Cité en pages 2.6) et V.)

[Hellmer 2004] Hartmut H Hellmer. *Impact of Antarctic ice shelf basal melting on sea ice and deep ocean properties.* Geophysical Research Letters, vol. 31, no. 10, 2004. (Cité en page 3.)

[Hellmer 2020] Hartmut Hellmer. *Expedition Programme PS124.* Expeditionsprogramm Polarstern, 2020. (Cité en pages 3, 3, 3 et V.2.)

[Heywood & King 2002] Karen J Heywood et Brian A King. *Water masses and baroclinic transports in the South Atlantic and Southern oceans.* Journal of Marine Research, vol. 60, no. 5, pages 639–676, 2002. (Cité en page I.2.)

[Heywood *et al.* 2004] Karen J Heywood, Alberto C Naveira Garabato, David P Stevens et Robin D Muench. *On the fate of the Antarctic Slope Front and the origin of the Weddell Front.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 109, no. C6, 2004. (Cité en page 1.1).)

[Hindell *et al.* 2016] Mark A Hindell, Clive R McMahon, Marthán N Bester, Lars Boehme, Daniel Costa, Mike A Fedak, Christophe Guinet, Laura Herraiz-Borreguero, Robert G Harcourt,

Luis Huckstadt*et al.* *Circumpolar habitat use in the southern elephant seal : implications for foraging success and population trajectories.* Ecosphere, vol. 7, no. 5, page e01213, 2016. (Cité en page 1.)

[Hobbs *et al.* 2016] William R. Hobbs, Rob Massom, Sharon Stammerjohn, Phillip Reid, Guy Williams et Walter Meier. *A review of recent changes in Southern Ocean sea ice, their drivers and forcings.* Global and Planetary Change, vol. 143, pages 228–250, 2016. (Cité en page 1.3).)

[Hodel *et al.* 2021] F Hodel, R Grespan, M de Rafélis, G Dera, C Lezin, E Nardin, D Rouby, M Aretz, M Steinnman, M Buatier*et al.* *Drake Passage gateway opening and Antarctic Circumpolar Current onset 31 Ma ago : The message of foraminifera and reconsideration of the Neodymium isotope record.* Chemical Geology, page 120171, 2021. (Cité en page I.)

[Holfort & Meincke 2005] Jürgen Holfort et Jens Meincke. *Time series of freshwater-transport on the East Greenland Shelf at 74ˆ oN.* METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT-BERLIN-, vol. 14, no. 6, page 703, 2005. (Cité en page 3.)

[Holland 2014] Paul R Holland. *The seasonality of Antarctic sea ice trends.* Geophysical Research Letters, vol. 41, no. 12, pages 4230–4237, 2014. (Cité en page 1.3).)

[Huhn *et al.* 2018] Oliver Huhn, Tore Hattermann, Peter ED Davis, Erich Dunker, Hartmut H Hellmer, Keith W Nicholls, Svein Østerhus, Monika Rhein, Michael Schröder et Jürgen Sültenfuß. *Basal melt and freezing rates from first noble gas samples beneath an ice shelf.* Geophysical Research Letters, vol. 45, no. 16, pages 8455–8461, 2018. (Cité en page 2.5).)

[Huot *et al.* 2021] Pierre-Vincent Huot, Thierry Fichefet, Nicolas C Jourdain, Pierre Mathiot, Clément Rousset, Christoph Kittel et Xavier Fettweis. *Influence of ocean tides and ice shelves on ocean-ice interactions and dense shelf water formation in the D'Urville Sea, Antarctica.* Ocean Modelling, page 101794, 2021. (Cité en page 2.1).)

[Jacobs *et al.* 1992] SS Jacobs, HH Helmer, CSM Doake, A Jenkins et RM Frolich. *Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica.* Journal of Glaciology, vol. 38, no. 130, pages 375–387, 1992. (Cité en pages 1.1) et 2.5).)

[Jacobs *et al.* 2011] Stanley S Jacobs, Adrian Jenkins, Claudia F Giulivi et Pierre Dutrieux. *Stronger ocean circulation and increased melting under Pine Island Glacier ice shelf.* Nature Geoscience, vol. 4, no. 8, pages 519–523, 2011. (Cité en page 1.)

[Jacobs 1991] Stanley S Jacobs. *On the nature and significance of the Antarctic Slope Front.* Marine Chemistry, vol. 35, no. 1-4, pages 9–24, 1991. (Cité en page 1.1).)

[Janout *et al.* 2021] Markus A Janout, Hartmut H Hellmer, Tore Hattermann, Oliver Huhn, Jürgen Sültenfuss, Svein Østerhus, Lukrecia Stulic, Svenja Ryan, Michael Schröder et Torsten Kanzow. *FRIS revisited in 2018 : On the circulation and water masses at the Filchner and Ronne Ice Shelves in the southern Weddell Sea.* Journal of Geophysical Research : Oceans, page e2021JC017269, 2021. (Cité en pages 2.4) et 3.)

[Jayne *et al.* 2017] Steven R Jayne, Dean Roemmich, Nathalie Zilberman, Stephen C Riser, Kenneth S Johnson, Gregory C Johnson et Stephen R Piotrowicz. *The Argo program : present and future.* Oceanography, vol. 30, no. 2, pages 18–28, 2017. (Cité en pages 1, III.1 et 3.)

[Jenkins & Jacobs 2008] Adrian Jenkins et Stan Jacobs. *Circulation and melting beneath George VI ice shelf, Antarctica.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 113, no. C4, 2008. (Cité en pages 1.1), 1.2) et 1.)

[Jones & Marshall 1993] Helen Jones et John Marshall. *Convection with rotation in a neutral ocean : A study of open-ocean deep convection.* Journal of Physical Oceanography, vol. 23, no. 6, pages 1009–1039, 1993. (Cité en page 2.1).)

[Joughin & Padman 2003] Ian Joughin et Laurence Padman. *Melting and freezing beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica.* Geophysical Research Letters, vol. 30, no. 9, 2003. (Cité en pages 2.1) et 1.)

[Jourdain *et al.* 2020] Nicolas C Jourdain, Xylar Asay-Davis, Tore Hattermann, Fiammetta Straneo, Hélène Seroussi, Christopher M Little et Sophie Nowicki. *A protocol for calculating basal melt rates in the ISMIP6 Antarctic ice sheet projections.* The Cryosphere, vol. 14, no. 9, pages 3111–3134, 2020. (Cité en pages I.5 et V.2.)

[Jullion *et al.* 2010] Loïc Jullion, SC Jones, AC Naveira Garabato et Michael P Meredith. *Wind-controlled export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea.* Geophysical Research Letters, vol. 37, no. 9, 2010. (Cité en pages 2.2) et V.)

[Jullion *et al.* 2014] Loïc Jullion, Alberto C Naveira Garabato, Sheldon Bacon, Michael P Meredith, Pete J Brown, Sinhue Torres-Valdés, Kevin G Speer, Paul R Holland, Jun Dong, Dorothée Bakker*et al. The contribution of the Weddell Gyre to the lower limb of the Global Overturning Circulation.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 119, no. 6, pages 3357–3377, 2014. (Cité en page 2.6).)

[Kerr *et al.* 2018] Rodrigo Kerr, Tiago S Dotto, Mauricio M Mata et Hartmut H Hellmer. *Three decades of deep water mass investigation in the Weddell Sea (1984–2014) : temporal variability and changes.* Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography, vol. 149, pages 70–83, 2018. (Cité en page 2.6).)

[Kimura *et al.* 2016] Satoshi Kimura, Adrian Jenkins, Pierre Dutrieux, Alexander Forryan, Alberto C Naveira Garabato et Yvonne Firing. *Ocean mixing beneath P ine I sland G lacier ice shelf, W est A ntarctica.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 121, no. 12, pages 8496–8510, 2016. (Cité en page 3.)

[Klatt *et al.* 2007] Olaf Klatt, Olaf Boebel et Eberhard Fahrbach. *A profiling float's sense of ice.* Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 24, no. 7, pages 1301–1308, 2007. (Cité en pages 3, 1 et 3.)

[Koenig *et al.* 2014] Zoé Koenig, Christine Provost, Ramiro Ferrari, Nathalie Sennéchael et Marie-Hélène Rio. *Volume transport of the Antarctic Circumpolar Current : Production and validation of a 20 year long time series obtained from in situ and satellite observations.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 119, no. 8, pages 5407–5433, 2014. (Cité en page 1.3).)

[La Mesa *et al.* 2019] Mario La Mesa, Dieter Piepenburg, Santiago EA Pineda-Metz, Emilio Riginella et Joseph T Eastman. *Spatial distribution and habitat preferences of demersal fish assemblages in the southeastern Weddell Sea (Southern Ocean).* Polar Biology, vol. 42, no. 5, pages 1025–1040, 2019. (Cité en page 3.)

[Labrousse *et al.* 2015] Sara Labrousse, Jade Vacquié-Garcia, Karine Heerah, Christophe Guinet, Jean-Baptiste Sallée, Matthieu Authier, Baptiste Picard, Fabien Roquet, Frédéric Bailleul, Mark Hindell*et al. Winter use of sea ice and ocean water mass habitat by southern elephant seals : The length and breadth of the mystery.* Progress in Oceanography, vol. 137, pages 52–68, 2015. (Cité en page 1.)

[Labrousse *et al.* 2021] Sara Labrousse, Svenja Ryan, Fabien Roquet, Baptiste Picard, Clive R McMahon, Robert Harcourt, Mark Hindell, Hervé Le Goff, Antonio Lourenco, Yves David*et al.*

Weddell seal behaviour during an exceptional oceanographic event in the Filchner-Ronne Ice Shelf in 2017. Antarctic Science, pages 1–13, 2021. (Cité en pages 3, 1, 3, 1 et 3.)

[Lago & England 2019] Véronique Lago et Matthew H England. *Projected slowdown of Antarctic Bottom Water formation in response to amplified meltwater contributions.* Journal of Climate, vol. 32, no. 19, pages 6319–6335, 2019. (Cité en page 2.6).)

[Lambrecht *et al.* 2007] A Lambrecht, H Sandhäger, David G Vaughan et C Mayer. *New ice thickness maps of Filchner–Ronne Ice Shelf, Antarctica, with specific focus on grounding lines and marine ice.* Antarctic Science, vol. 19, no. 4, pages 521–532, 2007. (Cité en page 2.1).)

[Le Paih *et al.* 2020] Nicolas Le Paih, Tore Hattermann, Olaf Boebel, Torsten Kanzow, Christof Lüpkes, Gerd Rohardt, Volker Strass et Steven Herbette. *Coherent Seasonal Acceleration of the Weddell Sea Boundary Current System Driven by Upstream Winds.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 125, no. 10, page e2020JC016316, 2020. (Cité en page 2.1).)

[Le Traon *et al.* 2015] P-Y Le Traon, David Antoine, Abderrahim Bentamy, H Bonekamp, LA Breivik, Bertrand Chapron, G Corlett, G Dibarboure, P DiGiacomo, C Donlon*et al. Use of satellite observations for operational oceanography : recent achievements and future prospects.* Journal of Operational Oceanography, vol. 8, no. sup1, pages s12–s27, 2015. (Cité en page I.)

[Ludescher *et al.* 2019] Josef Ludescher, Naiming Yuan et Armin Bunde. *Detecting the statistical significance of the trends in the Antarctic sea ice extent : an indication for a turning point.* Climate dynamics, vol. 53, no. 1, pages 237–244, 2019. (Cité en page 3.)

[MacAyeal 1984] Douglas Reed MacAyeal. *Thermohaline circulation below the Ross Ice Shelf : A consequence of tidally induced vertical mixing and basal melting.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 89, no. C1, pages 597–606, 1984. (Cité en page 2.1).)

[Makinson & Anker 2014] Keith Makinson et Paul GD Anker. *The BAS ice-shelf hot-water drill : Design, methods and tools.* Annals of Glaciology, vol. 55, no. 68, pages 44–52, 2014. (Cité en page 3.)

[Makinson & Nicholls 1999] Keith Makinson et Keith W Nicholls. *Modeling tidal currents beneath Filchner-Ronne Ice Shelf and on the adjacent continental shelf : Their effect on mixing and transport.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 104, no. C6, pages 13449–13465, 1999. (Cité en page 2.1).)

[Markus *et al.* 1998] Thorsten Markus, Christoph Kottmeier et Eberhard Fahrbach. *Ice formation in coastal polynyas in the Weddell Sea and their impact on oceanic salinity.* Antarctic Sea Ice : Physical Processes, Interactions and Variability, vol. 74, pages 273–292, 1998. (Cité en page 2.1).)

[Marshall & Speer 2012] John Marshall et Kevin Speer. *Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling.* Nature Geoscience, vol. 5, no. 3, pages 171–180, 2012. (Cité en page I.)

[Martinez-Moreno *et al.* 2021] Josue Martinez-Moreno, Andrew Hogg, Matthew England, Navid C Constantinou, Andrew E Kiss et Adele Morrison. *Global changes in oceanic mesoscale currents over the satellite altimetry record.* Nature Climate Change, 2021. (Cité en page 1.3).)

[Martinson & Iannuzzi 1998] Douglas G Martinson et Richard A Iannuzzi. *Antarctic ocean-ice interaction : Implications from ocean bulk property distributions in the Weddell Gyre.* Antarctic sea ice : physical processes, interactions and variability, vol. 74, pages 243–271, 1998. (Cité en page 2.1).)

[Martinson & Iannuzzi 2003] Douglas G Martinson et Richard A Iannuzzi. *Spatial/temporal patterns in Weddell gyre characteristics and their relationship to global climate*. Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 108, no. C4, 2003. (Cité en page 1.1).)

[Mathiot *et al.* 2011] Pierre Mathiot, Hugues Goosse, Thierry Fichefet, Bernard Barnier et Hubert Gallée. *Modelling the seasonal variability of the Antarctic Slope Current*. Ocean Science, vol. 7, no. 4, pages 455–470, 2011. (Cité en page 1.1).)

[McCartney & Donohue 2007] Michael S McCartney et Kathleen A Donohue. *A deep cyclonic gyre in the Australian–Antarctic Basin*. Progress in Oceanography, vol. 75, no. 4, pages 675–750, 2007. (Cité en page 1.1).)

[McCave *et al.* 2014] IN McCave, SJ Crowhurst, G Kuhn, CD Hillenbrand et MP Meredith. *Minimal change in Antarctic Circumpolar Current flow speed between the last glacial and Holocene*. Nature geoscience, vol. 7, no. 2, pages 113–116, 2014. (Cité en page 1.3).)

[Medley *et al.* 2018] B Medley, Joseph R McConnell, TA Neumann, CH Reijmer, N Chellman, M Sigl et Sepp Kipfstuhl. *Temperature and snowfall in western Queen Maud Land increasing faster than climate model projections*. Geophysical Research Letters, vol. 45, no. 3, pages 1472–1480, 2018. (Cité en page 1.3).)

[Meehl *et al.* 2019] Gerald A Meehl, Julie M Arblaster, Christine TY Chung, Marika M Holland, Alice DuVivier, LuAnne Thompson, Dongxia Yang et Cecilia M Bitz. *Sustained ocean changes contributed to sudden Antarctic sea ice retreat in late 2016*. Nature communications, vol. 10, no. 1, pages 1–9, 2019. (Cité en pages 1.3) et 3.)

[Meredith *et al.* 2008] Michael P Meredith, Alberto C Naveira Garabato, Arnold L Gordon et Gregory C Johnson. *Evolution of the deep and bottom waters of the Scotia Sea, Southern Ocean, during 1995–2005*. Journal of Climate, vol. 21, no. 13, pages 3327–3343, 2008. (Cité en page 2.6).)

[Meredith *et al.* 2011] Michael P Meredith, Arnold L Gordon, Alberto C Naveira Garabato, E Povl Abrahamsen, Bruce A Huber, Loïc Jullion et Hugh J Venables. *Synchronous intensification and warming of Antarctic Bottom Water outflow from the Weddell Gyre*. Geophysical Research Letters, vol. 38, no. 3, 2011. (Cité en page 2.6).)

[Meredith *et al.* 2013] Michael P Meredith, Oscar Schofield, Louise Newman, Ed Urban et Michael Sparrow. *The vision for a southern ocean observing system*. Current Opinion in Environmental Sustainability, vol. 5, no. 3-4, pages 306–313, 2013. (Cité en page I.8.)

[Meredith *et al.* 2019] Michael Meredith, M Sommerkorn, S Cassotta, C Derksen, A Ekaykin, A Hollowed, G Kofinas, A Mackintosh, J Melbourne-Thomas, MMC Muelbert*et al.* *Polar Regions. Chapter 3, IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. 2019. (Cité en pages 1.3), 1.3), V et 3.)

[Moholdt *et al.* 2014] Geir Moholdt, Laurie Padman et Helen Amanda Fricker. *Basal mass budget of Ross and Filchner-Ronne ice shelves, Antarctica, derived from Lagrangian analysis of ICESat altimetry*. Journal of Geophysical Research : Earth Surface, vol. 119, no. 11, pages 2361–2380, 2014. (Cité en page 2.1).)

[Moorman *et al.* 2020] Ruth Moorman, Adele K. Morrison et Andrew McC. Hogg. *Thermal responses to Antarctic ice shelf melt in an eddy rich global ocean–sea-ice model*. Journal of Climate, 05 2020. (Cité en pages 2.6) et 3.)

[Morales Maqueda *et al.* 2004] MA Morales Maqueda, AJ Willmott et NRT Biggs. *Polynya dynamics : A review of observations and modeling.* Reviews of Geophysics, vol. 42, no. 1, 2004. (Cité en page 2.4).)

[Morrison *et al.* 2020] AK Morrison, A McC Hogg, MH England et P Spence. *Warm Circumpolar Deep Water transport toward Antarctica driven by local dense water export in canyons.* Science Advances, vol. 6, no. 18, page eaav2516, 2020. (Cité en pages 1.1), 1.1), 1.1) et 3.)

[Nachtsheim *et al.* 2019a] Dominik A Nachtsheim, Svenja Ryan, Michael Schröder, Laura Jensen, W Chris Oosthuizen, Marthán N Bester, Wilhelm Hagen et Horst Bornemann. *Foraging behaviour of Weddell seals (Leptonychotes weddellii) in connection to oceanographic conditions in the southern Weddell Sea.* Progress in oceanography, vol. 173, pages 165–179, 2019. (Cité en page 3.)

[Nachtsheim *et al.* 2019b] Dominik A. Nachtsheim, Svenja Ryan, Michael Schröder, Laura Jensen, W. Chris Oosthuizen, Marthán N. Bester, Wilhelm Hagen et Horst Bornemann. *Foraging behaviour of Weddell seals (Leptonychotes weddellii) in connection to oceanographic conditions in the southern Weddell Sea.* Progress in Oceanography, vol. 173, pages 165–179, 2019. (Cité en page 1.)

[Naughten *et al.* 2021] Kaitlin A Naughten, Jan De Rydt, Sebastian HR Rosier, Adrian Jenkins, Paul R Holland et Jeff K Ridley. *Two-timescale response of a large Antarctic ice shelf to climate change.* Nature Communications, vol. 12, no. 1, pages 1–10, 2021. (Cité en pages 2.6) et 3.)

[Newman *et al.* 2019] Louise Newman, Petra Heil, Rowan Trebilco, Katsuro Katsumata, Andrew Constable, Esmee van Wijk, Karen Assmann, Joana Beja, Phillippa Bricher, Richard Colemane*t al. Delivering sustained, coordinated, and integrated observations of the Southern Ocean for global impact.* Frontiers in Marine Science, vol. 6, page 433, 2019. (Cité en pages I, I.8 et V.)

[Nicholls & Østerhus 2004] Keith W Nicholls et Svein Østerhus. *Interannual variability and ventilation timescales in the ocean cavity beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 109, no. C4, 2004. (Cité en page 2.1).)

[Nicholls *et al.* 1991] Keith W Nicholls, Keith Makinson et AV Robinson. *Ocean circulation beneath the Ronne ice shelf.* Nature, vol. 354, no. 6350, pages 221–223, 1991. (Cité en pages 1.1), 3 et 1.)

[Nicholls *et al.* 1997] KW Nicholls, K Makinson et MR Johnson. *New oceanographic data from beneath Ronne ice shelf, Antarctica.* Geophysical research letters, vol. 24, no. 2, pages 167–170, 1997. (Cité en pages 3, 1 et 3.)

[Nicholls *et al.* 2001] KW Nicholls, S Østerhus, K Makinson et MR Johnson. *Oceanographic conditions south of Berkner Island, beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 106, no. C6, pages 11481–11492, 2001. (Cité en pages 2.1), 3 et 1.)

[Nicholls *et al.* 2003] Keith W Nicholls, L Padman, Michael Schröder, RA Woodgate, Adrian Jenkins et Svein Østerhus. *Water mass modification over the continental shelf north of Ronne Ice Shelf, Antarctica.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 108, no. C8, 2003. (Cité en pages 2.4), 1 et 2.)

[Nicholls *et al.* 2004] Keith Nicholls, CJ Pudsey et P Morris. *Summertime water masses off the northern Larsen C Ice Shelf, Antarctica.* Geophysical research letters, vol. 31, no. 9, 2004. (Cité en page 2.1).)

[Nicholls *et al.* 2008] Keith Nicholls, Lars Boehme, Martin Biuw et Michael A Fedak. *Wintertime ocean conditions over the southern Weddell Sea continental shelf, Antarctica.* Geophysical Research Letters, vol. 35, no. 21, 2008. (Cité en pages 2.4), 3, 1, 1 et 2.)

[Nicholls *et al.* 2009] Keith Nicholls, Svein Østerhus, Keith Makinson, Tor Gammelsrød et Eberhard Fahrbach. *Ice-ocean processes over the continental shelf of the southern Weddell Sea, Antarctica : A review.* Reviews of Geophysics, vol. 47, no. 3, 2009. (Cité en pages 1.1), 1.2), 2.1), I.5, 2.3), 2.5), I.7 et 3.)

[Núñez-Riboni & Fahrbach 2009] Ismael Núñez-Riboni et Eberhard Fahrbach. *Seasonal variability of the Antarctic Coastal Current and its driving mechanisms in the Weddell Sea.* Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers, vol. 56, no. 11, pages 1927–1941, 2009. (Cité en pages 1.1) et 1.1).)

[Oppenheimer & Hinkel 2019] Michael Oppenheimer et Jochen Hinkel. *Sea Level Rise and Implications for Low Lying Islands, Coasts and Communities Supplementary Material.* IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate, 2019. (Cité en pages 1.3) et 3.)

[Orsi & Whitworth 2005] Alejandro H Orsi et Thomas Whitworth. Hydrographic atlas of the world ocean circulation experiment (woce) : Volume 1 : Southern ocean. WOCE International Project Office Southampton, UK, 2005. (Cité en page I.2.)

[Orsi & Wiederwohl 2009] Alejandro H Orsi et Christina L Wiederwohl. *A recount of Ross Sea waters.* Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography, vol. 56, no. 13-14, pages 778–795, 2009. (Cité en page 1.1).)

[Orsi *et al.* 1999] Alejandro H Orsi, Gregory C Johnson et John L Bullister. *Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water.* Progress in Oceanography, vol. 43, no. 1, pages 55–109, 1999. (Cité en pages I, I, 1.1), 1.1), 1.2), 2.2), 2.5) et V.)

[Ou 2007] Hsien-Wang Ou. *Watermass properties of the Antarctic Slope Front : A simple model.* Journal of physical oceanography, vol. 37, no. 1, pages 50–59, 2007. (Cité en page 1.2).)

[Paolo *et al.* 2015] Fernando S Paolo, Helen A Fricker et Laurie Padman. *Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating.* Science, vol. 348, no. 6232, pages 327–331, 2015. (Cité en pages 1.2), 1.3), 1, 3 et V.)

[Park *et al.* 2001] Young-Hyang Park, Edwige Charriaud, Philippe Craneguy et Annie Kartavtseff. *Fronts, transport, and Weddell Gyre at 30 E between Africa and Antarctica.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 106, no. C2, pages 2857–2879, 2001. (Cité en page 1.1).)

[Patara & Böning 2014] Lavinia Patara et Claus W Böning. *Abyssal ocean warming around Antarctica strengthens the Atlantic overturning circulation.* Geophysical Research Letters, vol. 41, no. 11, pages 3972–3978, 2014. (Cité en page 1.3).)

[Pauthenet *et al.* 2021] Etienne Pauthenet, Jean-Baptiste Sallée, Sunke Schmidtko et David Nerini. *Seasonal variation of the Antarctic Slope Front occurence and position estimated from an interpolated hydrographic climatology.* Journal of Physical Oceanography, 2021. (Cité en pages 1.1), 1 et 3.)

[Pellichero *et al.* 2018] Violaine Pellichero, Jean-Baptiste Sallée, Christopher C Chapman et Stephanie M Downes. *The Southern Ocean meridional overturning in the sea-ice sector is driven by freshwater fluxes.* Nature communications, vol. 9, no. 1, pages 1–9, 2018. (Cité en page I.)

[Petty *et al.* 2013] Alek A Petty, Daniel L Feltham et Paul R Holland. *Impact of atmospheric forcing on Antarctic continental shelf water masses.* Journal of Physical Oceanography, vol. 43, no. 5, pages 920–940, 2013. (Cité en page 2.1).)

[Photopoulou *et al.* 2020] Theoni Photopoulou, Karine Heerah, Jennifer Pohle et Lars Boehme. *Sex-specific variation in the use of vertical habitat by a resident Antarctic top predator.* Proceedings of the Royal Society B : Biological Sciences, vol. 287, no. 1937, page 20201447, 2020. (Cité en page 1.)

[Porter *et al.* 2019] David F Porter, Scott R Springer, Laurie Padman, Helen A Fricker, Kirsty J Tinto, Stephen C Riser, Robin E Bell et ROSETTA-Ice Team. *Evolution of the seasonal surface mixed layer of the Ross Sea, Antarctica, observed with autonomous profiling floats.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 124, no. 7, pages 4934–4953, 2019. (Cité en pages 1.3), 3, 1, 3 et 2.)

[Pritchard *et al.* 2012] HDx Pritchard, Stefan RM Ligtenberg, Helen A Fricker, David G Vaughan, Michiel R van den Broeke et Laurence Padman. *Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves.* Nature, vol. 484, no. 7395, pages 502–505, 2012. (Cité en page 1.1).)

[Purkey & Johnson 2010] Sarah G Purkey et Gregory C Johnson. *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, vol. 23, no. 23, pages 6336–6351, 2010. (Cité en pages 1.3) et I.3.)

[Reeve *et al.* 2019] Krissy Anne Reeve, Olaf Boebel, Volker Strass, Torsten Kanzow et Rüdiger Gerdes. *Horizontal circulation and volume transports in the Weddell Gyre derived from Argo float data.* Progress in Oceanography, vol. 175, pages 263–283, 2019. (Cité en pages 3 et 3.)

[Rhein *et al.* 2013] Monika Rhein, Stephen R Rintoul, Shigeru Aoki, Edmo Campos, Don Chambers, Richard A Feely, Sergey Gulev, Gregory C Johnson, Simon A Josey, Andrey Kostianoy*et al. Observations : ocean.* 2013. (Cité en page 1.3).)

[Rignot *et al.* 2019] Eric Rignot, Jérémie Mouginot, Bernd Scheuchl, Michiel van den Broeke, Melchior J van Wessem et Mathieu Morlighem. *Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017.* Proceedings of the National Academy of Sciences, vol. 116, no. 4, pages 1095–1103, 2019. (Cité en pages I.2, 1.2), 1.3), 1, 3, V et 3.)

[Rintoul & Naveira Garabato 2013] Stephen R. Rintoul et Alberto C. Naveira Garabato. *Chapter 18 - Dynamics of the Southern Ocean Circulation.* In Gerold Siedler, Stephen M. Griffies, John Gould et John A. Church, editeurs, Ocean Circulation and Climate, volume 103 of *International Geophysics*, pages 471–492. Academic Press, 2013. (Cité en page 1.3).)

[Riser *et al.* 2016] Stephen C Riser, Howard J Freeland, Dean Roemmich, Susan Wijffels, Ariel Troisi, Mathieu Belbéoch, Denis Gilbert, Jianping Xu, Sylvie Pouliquen, Ann Thresher*et al. Fifteen years of ocean observations with the global Argo array.* Nature Climate Change, vol. 6, no. 2, pages 145–153, 2016. (Cité en pages I et 1.)

[Robel *et al.* 2019] Alexander A Robel, Hélène Seroussi et Gerard H Roe. *Marine ice sheet instability amplifies and skews uncertainty in projections of future sea-level rise.* Proceedings

of the National Academy of Sciences, vol. 116, no. 30, pages 14887–14892, 2019. (Cité en page 3.)

[Robertson 2001] Robin Robertson. *Internal tides and baroclinicity in the southern Weddell Sea : 1. Model description.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 106, no. C11, pages 27001–27016, 2001. (Cité en page 2.1).)

[Roquet *et al.* 2014] Fabien Roquet, Guy Williams, Mark A Hindell, Rob Harcourt, Clive McMahon, Christophe Guinet, Jean-Benoit Charrassin, Gilles Reverdin, Lars Boehme, Phil Lovell*et al. A Southern Indian Ocean database of hydrographic profiles obtained with instrumented elephant seals.* Scientific data, vol. 1, no. 1, pages 1–10, 2014. (Cité en page 1.)

[Rossby *et al.* 1986] T Rossby, D Dorson et J Fontaine. *The RAFOS system.* Journal of atmospheric and oceanic technology, vol. 3, no. 4, pages 672–679, 1986. (Cité en page 3.)

[Ruan *et al.* 2017] Xiaozhou Ruan, Andrew F Thompson, Mar M Flexas et Janet Sprintall. *Contribution of topographically generated submesoscale turbulence to Southern Ocean overturning.* Nature Geoscience, vol. 10, no. 11, pages 840–845, 2017. (Cité en page 1.2).)

[Ryan *et al.* 2016] Svenja Ryan, Micheal Schröder, Oliver Huhn et Ralph Timmermann. *On the warm inflow at the eastern boundary of the Weddell Gyre.* Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers, vol. 107, pages 70–81, 2016. (Cité en pages 2.2) et V.)

[Ryan *et al.* 2017] Svenja Ryan, Tore Hattermann, Elin Darelius et Michael Schröder. *Seasonal cycle of hydrography on the eastern shelf of the Filchner Trough, Weddell Sea, Antarctica.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 122, no. 8, pages 6437–6453, 2017. (Cité en pages 2.1), 2.4), 2.5), 1, 3, 3, 1 et 3.)

[Ryan *et al.* 2020] Svenja Ryan, Hartmut H. Hellmer, Markus Janout, Elin Darelius, Lucie Vignes et Michael Schröder. *Exceptionally Warm and Prolonged Flow of Warm Deep Water toward the Filchner-Ronne Ice Shelf in 2017.* Geophysical Research Letters, vol. n/a, no. n/a, page e2020GL088119, 2020. e2020GL088119 2020GL088119. (Cité en pages 2.1), 2.4), 1, 3, 1 et 3.)

[Ryan 2018] Svenja Ryan. *On the Flow of Modified Warm Deep Water toward the Filchner Ronne Ice Shelf, Weddell Sea, Antarctica.* PhD thesis, Universität Bremen, 2018. (Cité en page I.6.)

[Sallée *et al.* 2013] J-B Sallée, Emily Shuckburgh, Nicolas Bruneau, Andrew JS Meijers, Thomas J Bracegirdle et Zhaomin Wang. *Assessment of Southern Ocean mixed-layer depths in CMIP5 models : Historical bias and forcing response.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 118, no. 4, pages 1845–1862, 2013. (Cité en page 1.3).)

[Sallée *et al.* 2021] Jean-Baptiste Sallée, Violaine Pellichero, Camille Akhoudas, Etienne Pauthenet, Lucie Vignes, Sunke Schmidtko, Alberto Naveira Garabato, Peter Sutherland et Mikael Kuusela. *Summertime increases in upper-ocean stratification and mixed-layer depth.* Nature, vol. 591, no. 7851, pages 592–598, 2021. (Cité en page 3.)

[Sallee 2018] Jean-Baptiste Sallee. *Hydrological and current data for the Southern Weddell Sea, collected as part of the WAPITI oceanographic survey (JR16004).* 2018. (Cité en pages 3 et 1.)

[Sarmiento *et al.* 2004] Jorge Louis Sarmiento, N Gruber, MA Brzezinski et JP Dunne. *High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity.* Nature, vol. 427, no. 6969, pages 56–60, 2004. (Cité en page I.)

[Scher & Martin 2006] Howie D. Scher et Ellen E. Martin. *Timing and Climatic Consequences of the Opening of Drake Passage.* Science, vol. 312, no. 5772, pages 428–430, 2006. (Cité en page I.)

[Schlegel *et al.* 2018] Nicole-Jeanne Schlegel, Helene Seroussi, Michael P Schodlok, Eric Y Larour, Carmen Boening, Daniel Limonadi, Michael M Watkins, Mathieu Morlighem et Michiel R Broeke. *Exploration of Antarctic Ice Sheet 100-year contribution to sea level rise and associated model uncertainties using the ISSM framework.* The Cryosphere, vol. 12, no. 11, pages 3511–3534, 2018. (Cité en page I.)

[Schmidtko *et al.* 2014] Sunke Schmidtko, Karen J Heywood, Andrew F Thompson et Shigeru Aoki. *Multidecadal warming of Antarctic waters.* Science, vol. 346, no. 6214, pages 1227–1231, 2014. (Cité en pages 1.3) et 2.6).)

[Schoof 2007] Christian Schoof. *Ice sheet grounding line dynamics : Steady states, stability, and hysteresis.* Journal of Geophysical Research : Earth Surface, vol. 112, no. F3, 2007. (Cité en page 1.1).)

[Send & Marshall 1995] Uwe Send et John Marshall. *Integral effects of deep convection.* Journal of physical oceanography, vol. 25, no. 5, pages 855–872, 1995. (Cité en page I.)

[Seroussi *et al.* 2020] Hélène Seroussi, Sophie Nowicki, Antony J Payne, Heiko Goelzer, William H Lipscomb, Ayako Abe-Ouchi, Cécile Agosta, Torsten Albrecht, Xylar Asay-Davis, Alice Barthel*et al. ISMIP6 Antarctica : a multi-model ensemble of the Antarctic ice sheet evolution over the 21st century.* The Cryosphere, vol. 14, no. 9, pages 3033–3070, 2020. (Cité en page I.)

[Siegelman *et al.* 2019] Lia Siegelman, Fabien Roquet, Vigan Mensah, Pascal Rivière, Étienne Pauthenet, Baptiste Picard et Christophe Guinet. *Correction and accuracy of high-and low-resolution CTD data from animal-borne instruments.* Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 36, no. 5, pages 745–760, 2019. (Cité en page 1.)

[Silvano *et al.* 2019] Alessandro Silvano, Stephen R Rintoul, Kazuya Kusahara, Beatriz Peña-Molino, Esmee van Wijk, David E Gwyther et Guy D Williams. *Seasonality of warm water intrusions onto the continental shelf near the Totten Glacier.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 124, no. 6, pages 4272–4289, 2019. (Cité en pages 2.6), 3, 1, 1 et 3.)

[Slater *et al.* 2021] Thomas Slater, Isobel R Lawrence, Inès N Otosaka, Andrew Shepherd, Noel Gourmelen, Livia Jakob, Paul Tepes, Lin Gilbert et Peter Nienow. *Earth's ice imbalance.* The Cryosphere, vol. 15, no. 1, pages 233–246, 2021. (Cité en page 1.)

[Smith *et al.* 2020] Emma C Smith, Tore Hattermann, Gerhard Kuhn, Christoph Gaedicke, Sophie Berger, Reinhard Drews, Todd A Ehlers, Dieter Franke, Rapahel Gromig, Coen Hofstede*et al. Detailed seismic bathymetry beneath Ekström Ice Shelf, Antarctica : Implications for glacial history and ice-ocean interaction.* Geophysical Research Letters, vol. 47, no. 10, page e2019GL086187, 2020. (Cité en page 1.)

[Speer *et al.* 2000] Kevin Speer, Stephen R Rintoul et Bernadette Sloyan. *The diabatic Deacon cell.* Journal of physical oceanography, vol. 30, no. 12, pages 3212–3222, 2000. (Cité en page I.)

[Spence *et al.* 2014] Paul Spence, Stephen M Griffies, Matthew H England, Andrew McC Hogg, Oleg A Saenko et Nicolas C Jourdain. *Rapid subsurface warming and circulation changes of Antarctic coastal waters by poleward shifting winds.* Geophysical Research Letters, vol. 41, no. 13, pages 4601–4610, 2014. (Cité en page 1.3).)

[St-Laurent *et al.* 2013] Pierre St-Laurent, John M Klinck et Michael S Dinniman. *On the role of coastal troughs in the circulation of warm Circumpolar Deep Water on Antarctic shelves.* Journal of Physical Oceanography, vol. 43, no. 1, pages 51–64, 2013. (Cité en page 1.1).)

[Stewart & Thompson 2015] Andrew L Stewart et Andrew F Thompson. *Eddy-mediated transport of warm Circumpolar Deep Water across the Antarctic shelf break.* Geophysical Research Letters, vol. 42, no. 2, pages 432–440, 2015. (Cité en pages 3 et 1.)

[Stewart & Thompson 2016] Andrew L. Stewart et Andrew F. Thompson. *Eddy Generation and Jet Formation via Dense Water Outflows across the Antarctic Continental Slope.* Journal of Physical Oceanography, vol. 46, no. 12, pages 3729 – 3750, 01 Dec. 2016. (Cité en pages 1.1) et 1.)

[Stewart *et al.* 2019] Andrew L Stewart, Andreas Klocker et Dimitris Menemenlis. *Acceleration and overturning of the Antarctic Slope Current by winds, eddies, and tides.* Journal of Physical Oceanography, vol. 49, no. 8, pages 2043–2074, 2019. (Cité en pages 1.1) et 2.1).)

[Stocker 2014] Thomas Stocker. Climate change 2013 : the physical science basis : Working group i contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge university press, 2014. (Cité en pages I et I.3.)

[Strass *et al.* 2020] Volker H Strass, Gerd Rohardt, Torsten Kanzow, Mario Hoppema et Olaf Boebel. *Multidecadal warming and density loss in the deep Weddell Sea, Antarctica.* Journal of Climate, vol. 33, no. 22, pages 9863–9881, 2020. (Cité en page 2.6).)

[Straub 1993] David N Straub. *On the transport and angular momentum balance of channel models of the Antarctic Circumpolar Current.* Journal of physical oceanography, vol. 23, no. 4, pages 776–782, 1993. (Cité en page 1.3).)

[Swart *et al.* 2018] Neil C Swart, Sarah T Gille, John C Fyfe et Nathan P Gillett. *Recent Southern Ocean warming and freshening driven by greenhouse gas emissions and ozone depletion.* Nature Geoscience, vol. 11, no. 11, pages 836–841, 2018. (Cité en page 1.3).)

[Talley *et al.* 2016] LD Talley, RA Feely, BM Sloyan, R Wanninkhof, MO Baringer, JL Bullister, CA Carlson, SC Doney, RA Fine, E Firing*et al.* *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, vol. 8, pages 185–215, 2016. (Cité en pages I et 1.3).)

[Talley 2011] Lynne D Talley. Descriptive physical oceanography : an introduction. Academic press, 2011. (Cité en page I.)

[Talley 2013] Lynne D Talley. *Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans : Schematics and transports.* Oceanography, vol. 26, no. 1, pages 80–97, 2013. (Cité en pages I, I.1, I et V.)

[Tamura *et al.* 2008] Takeshi Tamura, Kay I Ohshima et Sohey Nihashi. *Mapping of sea ice production for Antarctic coastal polynyas.* Geophysical Research Letters, vol. 35, no. 7, 2008. (Cité en page 2.)

[Thompson & Heywood 2008] Andrew F Thompson et Karen J Heywood. *Frontal structure and transport in the northwestern Weddell Sea.* Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers, vol. 55, no. 10, pages 1229–1251, 2008. (Cité en pages I.2 et 1.2).)

[Thompson *et al.* 2018] Andrew F Thompson, Andrew L Stewart, Paul Spence et Karen J Heywood. *The Antarctic Slope Current in a changing climate.* Reviews of Geophysics, vol. 56, no. 4, pages 741–770, 2018. (Cité en pages I.1, 1.1), I.2, 1.1), 1.2), 1, 3, 3 et V.)

[Timmermann & Hellmer 2013] Ralph Timmermann et Hartmut H Hellmer. *Southern Ocean warming and increased ice shelf basal melting in the twenty-first and twenty-second centuries based on coupled ice-ocean finite-element modelling.* Ocean Dynamics, vol. 63, no. 9-10, pages 1011–1026, 2013. (Cité en page 2.6).)

[Treffeisen *et al.* 2015] R Treffeisen, J Asseng, A Bartsch, B Bräuer, B Fritzsch, K Grosfeld, S Hendricks, W Hiller, G Heygster, T Krumpen*et al. Online sea ice knowledge and data platform : www. meereisportal. de.* 2015. (Cité en page V.1.)

[Turner *et al.* 2017] John Turner, Tony Phillips, Gareth J Marshall, J Scott Hosking, James O Pope, Thomas J Bracegirdle et Pranab Deb. *Unprecedented springtime retreat of Antarctic sea ice in 2016.* Geophysical Research Letters, vol. 44, no. 13, pages 6868–6875, 2017. (Cité en page 3.)

[van Wijk & Rintoul 2014] Esmee M van Wijk et Stephen R Rintoul. *Freshening drives contraction of Antarctic bottom water in the Australian Antarctic Basin.* Geophysical Research Letters, vol. 41, no. 5, pages 1657–1664, 2014. (Cité en page 1.3).)

[Vernet *et al.* 2019] Maria Vernet, Walter Geibert, Mario Hoppema, Pete J Brown, Christian Haas, HH Hellmer, Wilfried Jokat, L Jullion, M Mazloff, DCE Bakker*et al. The Weddell Gyre, Southern Ocean : present knowledge and future challenges.* Reviews of Geophysics, vol. 57, no. 3, pages 623–708, 2019. (Cité en pages 1.1) et I.4.)

[Visbeck *et al.* 1996] Martin Visbeck, John Marshall et Helen Jones. *Dynamics of isolated convective regions in the ocean.* Journal of Physical Oceanography, vol. 26, no. 9, pages 1721–1734, 1996. (Cité en page 2.1).)

[Wåhlin *et al.* 2012] AK Wåhlin, RD Muench, L Arneborg, G Björk, HK Ha, SH Lee et H Alsén. *Some implications of Ekman layer dynamics for cross-shelf exchange in the Amundsen Sea.* Journal of Physical Oceanography, vol. 42, no. 9, pages 1461–1474, 2012. (Cité en page 1.2).)

[Wåhlin *et al.* 2020] Anna K Wåhlin, Nadine Steiger, Elin Darelius, Karen M Assmann, Mirjam S Glessmer, Ho Kyung Ha, Laura Herraiz-Borreguero, Céline Heuzé, Adrian Jenkins, Tae-Wan Kim*et al. Ice front blocking of ocean heat transport to an Antarctic ice shelf.* Nature, vol. 578, no. 7796, pages 568–571, 2020. (Cité en pages 1.1) et 2.)

[Wåhlin *et al.* 2021] A. K. Wåhlin, A. G. C. Graham, K. A. Hogan, B. Y. Queste, L. Boehme, R. D Larter, E. C. Pettit, J. Wellner et K. J. Heywood. *Pathways and modification of warm water flowing beneath Thwaites Ice Shelf, West Antarctica.* Science Advances, vol. 7, no. 15, 2021. (Cité en pages 3 et 1.)

[Walker *et al.* 2007] Dziga P Walker, Mark A Brandon, Adrian Jenkins, John T Allen, Julian A Dowdeswell et Jeff Evans. *Oceanic heat transport onto the Amundsen Sea shelf through a submarine glacial trough.* Geophysical Research Letters, vol. 34, no. 2, 2007. (Cité en page 1.1).)

[Wang *et al.* 2019] Zhaomin Wang, John Turner, Yang Wu et Chengyan Liu. *Rapid decline of total Antarctic sea ice extent during 2014–16 controlled by wind-driven sea ice drift.* Journal of Climate, vol. 32, no. 17, pages 5381–5395, 2019. (Cité en pages 1.3) et 3.)

[Weertman 1974] Johannes Weertman. *Stability of the junction of an ice sheet and an ice shelf.* Journal of Glaciology, vol. 13, no. 67, pages 3–11, 1974. (Cité en page 1.3).)

[Whitworth III *et al.* 1998] T Whitworth III, AH Orsi, SJ Kim, WD Nowlin et RA Locarmini. *Ocean, Ice, and Atmosphere : Interac-tions at the Antarctic Continental Margin.* Antarctic

Research Series, edited by : Jacobs, SS and Weiss, RF, vol. 75, pages 1–28, 1998. (Cité en page 1.1).)

[Williams *et al.* 2001a] William J Williams, Glen G Gawarkiewicz et Robert C Beardsley. *The adjustment of a shelfbreak jet to cross-shelf topography.* Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography, vol. 48, no. 1-3, pages 373–393, 2001. (Cité en pages 3 et IV.2.)

[Williams *et al.* 2001b] William J Williams, Glen G Gawarkiewicz et Robert C Beardsley. *The adjustment of a shelfbreak jet to cross-shelf topography.* Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography, vol. 48, no. 1-3, pages 373–393, 2001. (Cité en page 1.)

[Williams *et al.* 2008] GD Williams, NL Bindoff, SJ Marsland et SR Rintoul. *Formation and export of dense shelf water from the Adélie Depression, East Antarctica.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 113, no. C4, 2008. (Cité en page 1.2).)

[Williams *et al.* 2010] GD Williams, Shigeru Aoki, SS Jacobs, SR Rintoul, Takeshi Tamura et NL Bindoff. *Antarctic bottom water from the Adélie and George V Land coast, East Antarctica (140–149 E).* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 115, no. C4, 2010. (Cité en page 1.2).)

[Wong & Riser 2011] Annie PS Wong et Stephen C Riser. *Profiling float observations of the upper ocean under sea ice off the Wilkes Land coast of Antarctica.* Journal of Physical Oceanography, vol. 41, no. 6, pages 1102–1115, 2011. (Cité en pages 3, 1 et 3.)

[Zhang *et al.* 2016] Xiyue Zhang, Andrew F Thompson, Mar M Flexas, Fabien Roquet et Horst Bornemann. *Circulation and meltwater distribution in the Bellingshausen Sea : From shelf break to coast.* Geophysical Research Letters, vol. 43, no. 12, pages 6402–6409, 2016. (Cité en page 1.)

"D'où vient cette étrange attirance de ces régions polaires, si puissante, si tenace, qu'après en être revenu on oublie les fatigues, morales et physiques pour ne songer qu'à retourner vers elles ?"

Jean-Baptiste Charcot