



HAL
open science

Atmospheric variability in West Antarctica: impact on the ocean circulation and on the ice-sheet surface mass balance

Marion Donat-Magnin

► **To cite this version:**

Marion Donat-Magnin. Atmospheric variability in West Antarctica: impact on the ocean circulation and on the ice-sheet surface mass balance. Ocean, Atmosphere. Université Grenoble Alpes, 2019. English. NNT: 2019GREAU032. tel-02475556

HAL Id: tel-02475556

<https://theses.hal.science/tel-02475556>

Submitted on 12 Feb 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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE LA COMMUNAUTE UNIVERSITE GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Science de la Terre et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

Marion DONAT-MAGNIN

Thèse dirigée par **Hubert GALLEE**, Directeur de recherche,
Institut des Géosciences de l'Environnement, et
codirigée par **Nicolas JOURDAIN**, Chargé de Recherche,
Institut des Géosciences de l'Environnement

préparée au sein de l'**Institut des Géosciences de
l'Environnement**
dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Variabilité atmosphérique en Antarctique de l'Ouest : impact sur la circulation océanique et sur le bilan de masse de surface de la calotte

Thèse soutenue publiquement le **Judi 14 Novembre 2019**
devant le jury composé de :

Mme Catherine RITZ

Directeur de Recherche CNRS, IGE (Présidente du jury)

Mme Masa KAGEYAMA

Directeur de Recherche CNRS, LSCE (Rapporteuse)

M. Hugues GOOSSE

Directeur de Recherche, FNRS (Rapporteur)

M. David SALAS Y MELIA

Ingénieur des Ponts, des Eaux et des Forêts, CNRM (Examinateur)

M. Christophe GENTHON

Directeur de Recherche CNRS, LMD (Examinateur)

M. Hubert GALLEE

Directeur de Recherche, CNRS (Directeur de thèse)

M. Nicolas JOURDAIN

Chargé de Recherche, CNRS (Co-directeur de thèse)



*Il est donc impossible d'avoir une connaissance sûre de ce
qui est en perpétuel changement.*

Le monde de Sophie (1991) de Jostein Gaarder



Résumé

Depuis les années 90, l'Antarctique de l'Ouest, dont le secteur d'Amundsen, affiche une importante perte de masse provenant principalement de l'accélération des glaciers côtiers en réponse à une fonte océanique plus conséquente sous les plateformes de glace. Ces plateformes sont généralement confinées et agissent comme un verrou pour l'écoulement. En subissant davantage de fonte basale, les plateformes deviennent fragiles et les glaciers en amont s'accroissent, contribuant ainsi à augmenter le niveau des mers. L'avenir de l'Antarctique de l'Ouest est particulièrement préoccupant car sa configuration rend la calotte sujette à une instabilité marine. Par ailleurs, ces plateformes pourraient s'affaiblir sous l'effet d'une augmentation de la fonte de surface dans un climat plus chaud (hydrofracturation), rendant là aussi une instabilité possible. L'arrivée de ces instabilités pourrait être freinée ou compensée par l'évolution du bilan de masse de surface qui se compose majoritairement de précipitations neigeuses, sporadiquement augmenté par la pluie, et légèrement amoindri par la sublimation et le runoff. Cette thèse porte sur la modélisation de l'ensemble des processus atmosphériques et océaniques pouvant faire évoluer la contribution de l'Antarctique de l'Ouest au niveau des mers.

Pour cela une projection océanique représentant les cavités sous-glaciaires a d'abord été réalisée avec le modèle NEMO. La circulation induite par la fonte océanique modifie la réponse de l'océan côtier à un futur changement de circulation atmosphérique, si bien qu'utiliser des modèles de climat ne représentant pas les cavités donne une indication faussée du réchauffement de l'océan autour de la calotte. Nous avons également mis en évidence une rétroaction positive entre la fonte sous-glaciaire et le retrait de la ligne d'échouage, entraînant une augmentation de la fonte jusqu'à 2.5 fois. Ces résultats indiquent la nécessité de coupler des modèles de calotte et d'océan pour établir des projections futures, même si les projections envisagées dans cette thèse restent relativement idéalisées.

Pour établir des projections de bilan de masse de surface, il est nécessaire d'utiliser un modèle atmosphérique avec une représentation fine des processus polaires, notamment ceux liés au manteau neigeux. Ainsi nous avons utilisé le modèle atmosphérique régional MAR pour établir des projections dans le secteur d'Amundsen. Nous avons d'abord montré que MAR est approprié pour représenter le climat de surface observé en Antarctique de l'Ouest. Nous avons trouvé qu'aucun des modes climatiques (SAM, ENSO) et caractéristique climatologique (ASL) n'expliquent plus de 50% de la variance de la fonte et du SMB en été à l'échelle interannuelle, et il est donc difficile d'utiliser des projections des modes climatiques comme indication de l'évolution du climat de surface.

Forcé par le signal multi-modèle CMIP5 dans le scénario rcp85, MAR prévoit une augmentation du bilan de masse de surface de 30-40% d'ici 2100. Cette augmentation est équivalente à une baisse de 0.33 mm/an de niveau des mers, ce qui compenserait l'effet de la dynamique si celle-ci restait à son niveau actuel (0.26 mm/an). Ces projections indiquent également 5 à 15 fois plus de fonte de surface sur les plateformes du secteur Amundsen, mais la quasi-totalité de la fonte produite chaque année continue à regeler dans la couche de neige annuelle, et ne devrait donc contribuer de manière importante ni au bilan de masse de surface ni à l'hydrofracturation.

Il ressort de ces travaux qu'un couplage océan/calotte dans les modèles de climat est primordial pour simuler le futur de l'Antarctique et de l'océan Austral. Une représentation fine des processus liés à la fonte de surface et au regel dans le névé est également essentielle car la possibilité d'hydrofracturation des plateformes dans un climat plus chaud relève d'un équilibre subtil entre l'augmentation de l'accumulation, de la température, et les rétroactions liées à l'albédo et à l'humidité.

Abstract

West Antarctica, and particularly the Amundsen sector, has shown since the 1990s a large increase of mass loss related to coastal glacier acceleration in response to an increase of oceanic melt underneath ice shelves. Ice shelves play a buttressing role for ice-stream and increased oceanic melt therefore lead to ice shelves thinning and glacier acceleration, which contributes to sea level rise. West Antarctica is of particular concern because its configuration is prone to marine ice-sheet instability. It has been suggested that ice shelves weaken under large surface melt in a warmer climate (hydrofracturing), possibly leading to another kind of instability. Instabilities could be slowed down or compensated by future Surface Mass Balance (SMB) that consists mainly of snowfall, sporadic rainfall, and is slightly reduced by sublimation and runoff. The main objective of this PhD work is to model the atmospheric and oceanic processes that will most likely affect the future West Antarctic contribution to sea level rise.

First, oceanic projections have been developed using the NEMO ocean model. The ocean circulation induced by ice-shelf basal melting affects the ocean response to future changes in surface winds. Therefore, models that do not represent ice-shelf cavities produce wrong warming patterns around Antarctica. A positive feedback between oceanic melting and grounding-line retreat has been identified and can increase melt rates by a factor of 2.5. These results are strong incentive to couple ocean and ice sheet models, although the projections proposed here are relatively idealized.

To run SMB and surface melting projections, an atmospheric model with a fine representation of polar processes, including those related to the snowpack, is needed. MAR is found to be an appropriate tool to simulate the present-day surface climate in the Amundsen region. We find that none of the large climate modes of variability (ASL, SAM, ENSO) explains more than 50% of surface melt and SMB summer variance at the interannual timescale. The use of climate mode variability projections to estimate the future surface climate of West Antarctica is therefore not trivial.

Forced by the CMIP5 multi-model mean under the RCP8.5 scenario, MAR predicts an increase of SMB by 30-40% for the end of the 21st century. This increase corresponds to 0.33 mm yr⁻¹ of sea level drop down, which is higher than the current West Antarctic contribution of ~0.26 mm yr⁻¹ from ice dynamics. Surface melt is also projected to increase by a factor of 5 to 15 over the Amundsen ice shelves, but most of it is projected to refreeze in the annual snow layer, so future melting should not have a strong contribution to SMB or hydrofracturing.

To conclude we show that coupled ocean and ice sheet climate models are essential to simulate the future of Antarctica and Southern Ocean. A fine representation of surface melt and refreezing processes within the snowpack is also crucial as possible hydrofracturing is threatening in a warmer climate and it comes within a delicate equilibrium between snowfall, air temperature, and feedback related to albedo and humidity.

Merci

Ah le fameux moment des remerciements.

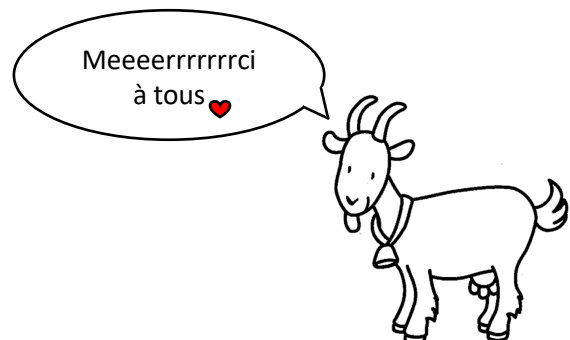
Un de mes maîtres de thèse a insisté pour ne remercier personne dans son manuscrit alors pourquoi je m'embêterai à le faire... ? Car oui, moi aussi j'ai fait tout le boulot. On ne dirait pas mais mis à part les multiples corrections nécessaires qui ont mené à cette thèse et aux articles qui la composent, la confiance accordée, les motivations (surtout quand je pense au fromage de chèvre plutôt qu'au clavier), les discussions passionnantes, les milliards de conférences qui m'ont permis de découvrir le monde scientifique (sous tous ses angles avec ~~et~~ sans bière) grâce à mes encadrants Nicolas Jourdain et Hubert Gallée ; c'est quand même moi qui est mis les mains dans le cambouis. Et oui, une vidange de modèle ce n'est pas de la tarte ! Merci donc à Cécile, aux Belges (Christoph, Charles, Xavier), Amine et Mondher. Votre aide me fut précieuse dans ce travail parfois long et fastidieux mais qui s'est avéré cool à vos côtés.

Les articles ont pu voir le jour grâce aux conseils des co-auteurs, sans citer tout le monde (parce que c'est trop long et qu'il faut bien que certains vous détestent) : merci à Julien, Vincent, Paul et Gaël, re les Belges et re Cécile. Merci à toutes les personnes qui m'ont aidé pour ma thèse que ce soit dans des discussions, autour de repas à Eve ou encore lors de moments improbables (#Voiture mickey #trésors #Jérémie, Camille, JB, le dahu d'Aussois ou encore #Abu Dhabi #Pépé).

Quelques mots sympas dans tout ceci : je remercie le jury d'avoir accepté d'évaluer mon travail et d'être venu sur place pour ma soutenance, même si le retour ne fut pas évident pour certains (et même si les questions n'ont pas fait que me mettre les mains dans le cambouis mais la tête aussi).

Euh... revenons à nos moutons. Il n'y a pas que le cambouis dans la vie, donc merci aux doctorants et amis : Maria (part pas !), Gabi (reviens !), Ugo (bon là on se verra étant donné qu'un de tes lieux de vacance c'est le Mas Roux), Julien (« Macron », oups j'ai dit une insulte?), Julien (la Belgiiiiiqueee), Illan (Yolo !), Marion, Fanny, Gauthier, Joseph, Céline (j'ai pris mille kilos depuis qu'on ne va plus à la piscine help !), Ambroise, Cédric, Romain, Kevin (désolé pour les tasses de café pourries et ce double emploi forcé comme festivalier, bon je suis sûre que cela t'a plu au final), Jordi (ça swing alors ?), Jonathan, Etienne, Jai, Jinwha, Laura, Olivier, Océ, Mimi, Boubou, Thibault et Joan (jusqu'au bout comme d'habitude) et tous ceux que j'ai oublié. Merci à ma famille (bon maintenant je n'ai plus l'excuse « j'peux pas je bosse »), merci à Laurie, et oui, elle aussi s'est retrouvée les mains dans le cambouis en se lançant dans les corrections des fautes d'orthographe de cette thèse. Et enfin merci à Lucas, avec toi tout est fun ne change rien !

Et puis vu que je n'aime pas écrire je m'arrête là, et comme si bien conseillée, je réfléchis et c'est pas triste ;)



Note au lecteur

Si vous aussi vous vous posez des questions comme :

- (1) Qu'est-ce que l'Antarctique, pourquoi s'intéresser à cette région du globe ?*
- (2) Pourquoi s'intéresse-t-on au climat et à la variabilité climatique ?*
- (3) Comment décrire le climat, l'observer, le modéliser ?*

Plus en détails ...

- (4) Qu'est-ce que la modélisation régionale océanique/atmosphérique ?*
- (5) Quels sont les problèmes et enjeux liés à la modélisation ?*

Encore plus en détails ...

- (6) Quel est l'impact de la présence de cavités sous-glaciaires dans les modèles océaniques ?*
- (7) Est-il important de coupler l'océan et la dynamique glaciaire pour établir des projections de contribution au niveau des mers ?*
- (8) Comment décrire le climat présent d'une région peu observée avec une forte variabilité interannuelle ?*
- (9) Y-a-t-il des connections entre variabilité du climat de surface en Antarctique de l'Ouest et d'autres régions du globe ?*
- (10) Comment simuler le climat futur en Antarctique de l'Ouest ?*
- (11) Quel est l'impact de ce climat futur sur le bilan de masse et la fonte de surface ?*

Et enfin ...

- (12) Comment conclure sur toutes ces problématiques ?*

Alors... Chouette, car ce manuscrit est composé dans un premier temps d'un chapitre expliquant le contexte de la variabilité climatique en Antarctique, ainsi que les problèmes actuellement rencontrés dans la modélisation de l'océan et l'atmosphère en Antarctique et dans le secteur d'Amundsen (questions 1 à 5). Une seconde partie est basée sur une étude océanique montrant l'importance des plateformes de glace dans les modèles océaniques et l'importance du couplage glace/océan pour établir des projections sur la contribution de l'Antarctique sur le niveau des mers (questions 6 et 7). Ensuite, un troisième chapitre repose sur une étude atmosphérique basée sur la variabilité interannuelle du climat de surface toujours dans le secteur d'Amundsen (questions 8 et 9). Un quatrième chapitre propose une projection du climat de surface pour la fin du 21^{ème} siècle (répondant aux questions 10 et 11). Pour finir, une conclusion en chapitre 5 résumera ce manuscrit.

Ce manuscrit est composé de 3 articles en anglais (chapitre 2, 3 et 4) : un accepté, un soumis et un en préparation.

Bonne lecture !

Sommaire

Table d'acronymes-----	I
------------------------	---

Chapitre 1 Introduction : Variabilité climatique en Antarctique

1 Le continent et le climat austral -----	1
1.1 Contexte historique, géographique et climatique -----	1
1.2 Bilan de masse, niveau des mers et instabilités -----	5
1.2.1 Niveau des mers et enjeux -----	5
1.2.2 Le bilan de masse de la calotte, une variable clé -----	7
1.2.3 MISI (Marine Ice-sheet Instability) -----	8
1.2.4 Fracturation hydraulique et MICI (Marine Ice-Cliff Instability) -----	9
1.3 Limitations des projections de niveau des mers existantes -----	11
2 Zoom sur le secteur d'Amundsen -----	14
2.1 Description générale du secteur d'Amundsen -----	14
2.2 Variabilité interannuelle à grande échelle et impacts sur le secteur d'Amundsen -----	16
2.3 Tendances observées en région d'Amundsen -----	21
2.4 Projections en région d'Amundsen -----	24
3 Un outil pour tenter de mieux comprendre et prévoir : La modélisation -----	28
3.1 Pourquoi les modèles ? -----	28
3.2 Quels modèles ? -----	29
3.2.1 GCM (Global Climate Model or General Circulation Model) -----	29
3.2.2 RCM (Regional Climate Model) -----	31
3.2.3 Méthodes de projections -----	33
4 Les objectifs de la thèse pour mieux comprendre le climat actuel et futur de l'Antarctique de l'Ouest -----	37
Bibliographie chapitre 1 -----	39

Chapitre 2 Article : Ice-Shelf Melt Response to Changing Winds and Glacier Dynamics in the Amundsen Sea Sector, Antarctica

Résumé -----	46
Abstract -----	47
1 Introduction -----	48
2 Material and Methods -----	51
2.1 Imposed Climatic Perturbations -----	51
2.2 Regional Ocean Simulations -----	52
3 Results -----	55
3.1 Impact of Strengthened and Poleward Shifted Winds -----	55
3.2 Ice-Shelf Melt Response to Changing Ice Dynamics -----	64
4 Discussions and Conclusions -----	70
References -----	74

Chapitre 3 Article : Interannual Variability of Summer Surface Mass Balance and Surface Melting in the Amundsen Sector, West Antarctica

Résumé -----	77
Abstract -----	79
1 Introduction -----	80
2 Material and Methods -----	83
2.1 Model -----	83
2.2 Antarctic surface observations -----	84
2.3 Climate indices -----	85
3 Results -----	88
3.1 Model evaluation -----	88
3.2 Drivers of summer interannual variability -----	94
4 Discussions -----	102
5 Conclusions -----	107
References -----	110
Annexe <i>Supplementary materials Donat-Magnin et al., 2019</i> -----	114

Chapitre 4 Article (en préparation) : West Antarctic Surface climate Projection with a regional climate model

Résumé -----	117
Abstract -----	118
1 Introduction -----	119
2 Material and Methods -----	121
2.1 Model -----	121
2.2 Forcing -----	122
3 Results -----	126
3.1 Surface Mass Balance -----	127
3.2 Surface Melting -----	128
4 Discussions -----	136
5 Conclusions -----	138
6 Perspectives -----	139
References -----	141

Chapitre 5 : Conclusions et Perspectives

1 Synthèse des principaux résultats -----	144
2 Perspectives -----	148
Bibliographie chapitre 5 -----	150

Table d'acronymes et symboles

ACC	-----	A ntarctic C ircumpolar C urrent
AGCM	-----	A tmospheric G lobal C limate M odel
AOGCM	-----	coupled A tmospheric- O cean G lobal C limate M odel
ASL	-----	A mundsen S ea L ow
AMRC	-----	A ntarctic M eteorological R esearch C enter
AWS	-----	A utomatic W eather S tation
CDW	-----	C ircumpolar D eep W ater
CORDEX	-----	C oordinate R egional C limate D ownscaling E xperiment
CReSIS	-----	C enter for R emote S ensing of I ce S heets
CMIP	-----	C oupled M odel I ntercomparison P roject
ENSO	-----	E l N iño S outhern O scillation
ESM	-----	E arth S ystem M odel
GIEC	-----	G roupe d' E xperts I ntergouvernemental du C limat
GCM	-----	G lobal C limate M odel
IPCC	-----	The I ntergovernmental P anel on C limate C hange
LHF	-----	L atent H eat F lux
LW	-----	L ong W ave Net (Longwave Down – Longwave Up)
MAR	-----	M odèle A tmosphérique R égional
MCDW	-----	M odified C ircumpolar D eep W ater
MISI	-----	M arine I ce- S heet I nstability
MISOMIP	-----	M arine I ce S heet- O cean I ntercomparison P roject
MICI	-----	M arine I ce C liff I nstability
MMM	-----	M ulti- M odel M ean
NEMO	-----	N ucleus for E uropean M odelling of the O cean
OGCM	-----	O cean G lobal C limate M odel
RCM	-----	R egional C limate M odel
RCP	-----	R epresentative C oncentration P athway
SISVAT	-----	S oil I ce S now V egetation A tmosphere T ransfer
SIC	-----	S ea I ce C oncentration
SHF	-----	S ensible H eat F lux
SMB	-----	S urface M ass B alance
SST	-----	S ea S urface T emperature
SW	-----	S hort W ave Net (Shortwave Down – Shortwave Up)
ρ_{snow}	-----	Masse volumique de la neige
ρ_{water}	-----	Masse volumique de l'eau

Chapitre 1 : Introduction

Variabilité climatique en Antarctique

1 Le continent et le climat austral

1.1 Contexte historique, géographique et climatique

Le continent Antarctique, localisé dans l'Hémisphère Sud, est principalement couvert d'une calotte de glace qui contient 70% de l'eau douce de la Terre (Fretwell et al., 2013). Sa superficie est équivalente à 1.5 fois l'Europe soit 25 fois la taille de la France. Ces 27 millions de km³ de glace qui recouvrent 98% du continent ont longtemps été considérés comme la « Terra Incognita Australis » (Terre Australe inconnue) et furent découverts tardivement. À la fin du XIX^{ème} siècle, plusieurs explorateurs tels que James Cook, William Smith, James Weddell, Fabian Gottlieb Von Bellingshausen, et Jules Dumont d'Urville ont permis la découverte du continent. Par la suite, les conquêtes du pôle sud furent menées par Adrien de Gerlache qui réussit l'exploit du premier hivernage au XIX^{ème} siècle (1897-1899), suivi de Robert Falcon Scott (1901-1904 puis 1910-1912), Ernest Henry Shackleton (1907-1909), et finalement Roald Amundsen qui atteignit le pôle le 14 décembre 1911. Tous ces marins, explorateurs, laissèrent leur nom aux différentes parties du continent. Ce 7^{ème} et dernier continent, considéré comme réserve naturelle internationale, abrite actuellement 48 stations de recherche scientifique appartenant à 25 pays différents. Un traité fut signé en 1959 par 12 pays signataires des Nations unies avec pour objectif principal d'empêcher la rivalité entre les pays et de s'assurer que ces terres australes seront utilisées exclusivement à des fins pacifiques, ainsi les prétentions territoriales, les essais nucléaires, l'enfouissement de déchets radioactifs et toutes mesures de caractère militaire sont prohibées. Ce traité est un exemple unique au monde de gouvernance internationale.

Ce continent est généralement divisé en trois parties : l'Antarctique de l'Est, l'Antarctique de l'Ouest et la Péninsule (Fig.1). L'altitude moyenne de la surface est de 2000 m au-dessus du niveau des mers et l'épaisseur de glace peut atteindre 4000 m comme par exemple sur le site de Vostok. La Péninsule est composée d'un ensemble d'îlots englacés formant une pointe en direction de la Patagonie avec une altitude moyenne de 1500 m. Elle représente la partie la moins australe et donc la plus exposée aux températures chaudes d'été

(>0°C). Contrairement à la Péninsule, la partie orientale (Est) du continent est exposée à des températures extrêmement froides pouvant atteindre -93.2°C. Cette température étant la plus froide jamais enregistrée sur terre fut estimée via le satellite Landsat8 en août 2010 à 3900 m d'altitude proche du Dôme Argus (coordonnées : 81.8°S 59.3°E), alors que la température la plus basse mesurée sur le terrain l'a été à Vostok (-89.2°C). Au centre de la partie Est du continent le faible gradient topographique correspond au plateau Antarctique avec les épaisseurs de glace les plus importantes et les précipitations les plus faibles de par son éloignement des zones côtières et l'anticyclone permanent surplombant le cœur du continent. On différencie la partie Ouest de la partie Est du continent par la chaîne de montagnes Transantarctique et par la topographie du socle rocheux (Fig.1). En effet, la partie Ouest du continent possède 75% de son socle rocheux sous le niveau des mers, et ceci à partir de la côte, contrairement à la partie Est de continent qui dispose seulement de quelques zones où le socle rocheux est situé sous le niveau des mers (notamment à l'intérieur du continent, Fig.1). Cette différence notable entraîne des caractéristiques d'écoulements de glace et une réponse aux changements climatiques différentes entre les deux parties du continent. La partie Ouest du continent est la zone où se situe la majorité des plateformes de glace (parties flottantes de la calotte, appelées aussi « ice shelves » en anglais, séparées de la glace posée par la ligne d'échouage). Ces plateformes recouvrent une large partie du continent et s'étendent sur 1.5 millions de km², ce qui correspond un peu près à la taille du Groenland. La partie Ouest du continent peut être divisée en trois sous parties avec la partie la plus à l'Est, adjacente à la mer de Weddell, où se situe la seconde plus grosse plateforme de glace du continent, le « Filchner-Ronne Ice Shelf ». La partie la plus à l'Ouest est aussi composée de la plus vaste plateforme de glace d'Antarctique, nommée « Ross Ice Shelf » d'environ la taille de la France. La troisième partie est le secteur adjacent aux Mers d'Amundsen et Bellingshausen, qui est composé d'un ensemble de plateformes de glace plus petites. Les sept plateformes situées en Mer d'Amundsen sont l'exutoire de larges bassins versant qui drainent environ un tiers de la glace située entre la chaîne Transantarctique et la côte. Ce secteur suscite un intérêt majeur dans l'étude du changement climatique en Antarctique et sera décrit en détail dans les parties suivantes.

Un des autres éléments de la Cryosphère essentiel dans la compréhension du climat est la banquise qui provient du gel de l'eau de mer. En effet, la calotte Antarctique est entourée d'une banquise recouvrant une surface de 20 millions de km² lors du maximum annuel (moyenne 1981-2010 en hiver) et 3.5 millions de km² lors du minimum en fin d'été (Comiso and Nishio, 2008). Ces variations saisonnières sont nettement plus marquées qu'en Arctique car l'absence de confinement terrestre ne permet pas de retenir la glace de mer qui peut ainsi se

déplacer vers le Nord et donc fondre presque entièrement au cours de l'été. De ce fait, la banquise australe est principalement constituée de glace âgée de moins d'un an, et son épaisseur est typiquement de 1 à 2 m. La banquise a un rôle majeur dans les échanges océan-atmosphère autour du continent. En effet lorsque la glace de mer se forme elle rejette une partie du sel contenu dans l'eau de mer et crée ainsi des eaux plus denses au voisinage de la surface, qui plongent en profondeur et contribuent à la circulation thermohaline globale (Fig.2).

L'océan Austral est constitué d'un plateau continental allant typiquement de 500 à 1000 m de profondeur autour de la calotte, suivi d'un talus continental plus au Nord où la profondeur atteint 4000-5000 m sur quelques dizaines de km (Fig.1). Au large du plateau continental se trouvent les eaux profondes du courant chaud circumpolaire (CDW, « circumpolar deep water ») qui résultent d'un mélange de masses d'eau essentiellement formées dans l'Atlantique Nord et autour de l'Antarctique, avec une influence de l'océan Indien et Pacifique (Fig.2). Les CDW peuvent atteindre le plateau, notamment via des brèches ou creux dans le talus continental (en particulier au large du secteur d'Amundsen) (Hellmer et al., 2012; Jacobs et al., 2012; Wåhlin et al., 2010). Les CDW peuvent se retrouver sur le plateau et être mélangées aux eaux déjà présentes. Elles sont alors appelées « eaux circumpolaires modifiées » (MCDW, modified circumpolar deep water).

L'Antarctique est un continent entouré d'océans, par conséquent l'absence de barrières terrestres permet la formation de vents forts principalement zonaux (d'Ouest en Est). Ces vents entraînent la formation du courant circumpolaire Antarctique (ACC) qui tourne autour du continent dans le sens des aiguilles d'une montre entre 40 et 65°S. Ces circulations atmosphériques et océaniques principalement zonales amoindrissent les échanges entre les moyennes et hautes latitudes. Ainsi les vents dominants l'océan austral sont les vents d'Ouest, associés aux rails de dépressions ils sont une des causes de la variabilité climatique en Antarctique. Un régime différent domine les vents sur le continent. Un écoulement gravitaire se met en place en réponse à un refroidissement de l'air au voisinage de la surface englacée. L'air froid et dense sur les hauts plateaux s'écoule en direction des pentes avec une légère déviation vers l'Est en réponse à la force de Coriolis et à la friction avec la surface. Cet écoulement gravitaire nommé écoulement catabatique s'accélère avec la pente et sa vitesse moyenne dépasse les 20 m s^{-1} . Les vents catabatiques se distinguent des vents thermiques par l'influence moins négligeable de la force de Coriolis sur leurs écoulements (Schwerdtfeger, 1970).

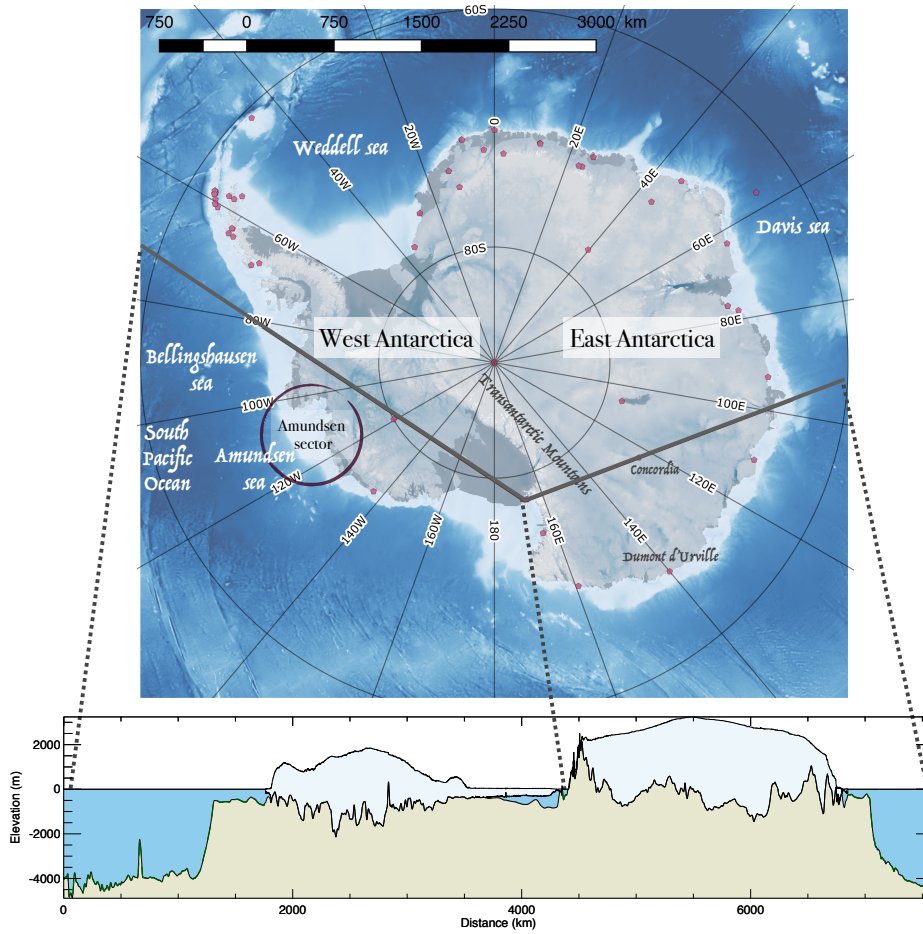


Figure 1: Carte du continent Antarctique montrant la partie Ouest et Est du continent et le socle rocheux. Le socle rocheux est majoritairement rétrograde sous la partie Ouest. Les bases sont représentées avec des points rouge, Concordia et Dumont d'Urville étant les bases françaises. Les données du socle rocheux sont extraites de Morlighem et al (in prep).

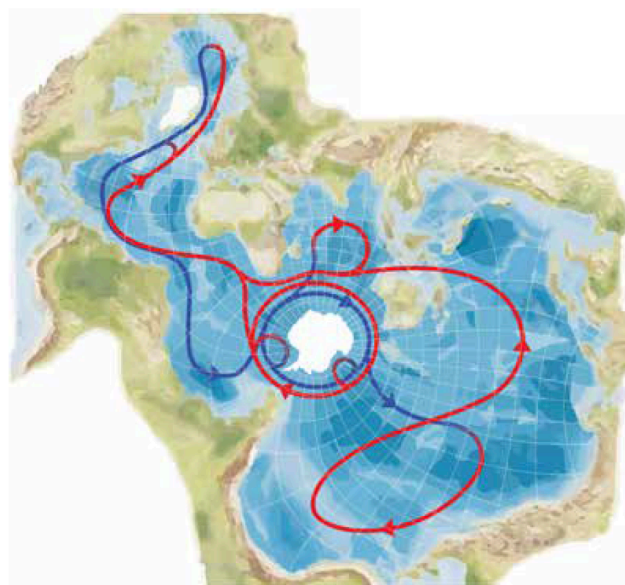


Figure 2 : Schéma de la circulation thermohaline (rouge eau proche sub-surface et bleu eaux profondes). Source : https://www.challenger-society.org.uk/oceanchallenge/2019_23_2.pdf

1.2 Bilan de masse, niveau des mers et instabilités

1.2.1 Niveau des mers et enjeux

La contribution de l'Antarctique au niveau des mers est la principale source d'incertitude sur l'estimation du niveau des mers globale. Sachant que la majorité de la population vit à proximité des côtes (10% de la population vit à une altitude inférieure à 10m, McGranahan et al., 2007), le contrôle des variations du niveau des mers devient un défi politique, économique, et sociétal mondial (Stern, 2007). Sans effort politico-économique mondial, près de 187 millions de personnes seront contraintes de se déplacer au cours du siècle (Nicholls et al., 2011).

Au cours des temps géologiques, le niveau des mers n'a cessé de varier en réponse aux changements de volume de glace des calottes répondant aux variations climatiques. Les études des foraminifères Benthiques (organismes vivant dans les fonds marins, au-delà des rayonnements solaires) ont permis de découvrir que la calotte Antarctique s'est formée il y a 35Ma (comparé aux Groenland ~10Ma) suite à un refroidissement global à cette période dont les causes restent incertaines. Une diminution de la quantité de CO₂ dans l'atmosphère semble être la cause la plus probable, et celle-ci proviendrait possiblement d'une diminution provoquée d'un taux d'accrétion de la croûte plus faible ou encore d'un puit d'érosion plus fort, lié à la création de hautes chaînes de montagnes, entraînant ainsi une diminution du CO₂ global par altération majeure de silicates (« silicates weathering ») (Ruddiman, 2001). Cela étant, cette diminution du CO₂ atmosphérique a entraîné une diminution de la température globale suffisamment importante pour permettre la création de la calotte Antarctique (Ruddiman, 2001). La calotte varie en taille en réponse aux changements climatiques globaux et régionaux, ce qui impacte directement le niveau des mers. Les changements climatiques globaux naturels peuvent être expliqués d'une part par la tectonique et les variations de CO₂ comme précédemment pour la formation de la calotte Antarctique, et d'autre part par des changements orbitaux qui suivent des cycles dits de Milankovitch. Ces cycles contrôlent la distribution spatio-temporelle (saisonnaire) de l'énergie solaire reçue sur Terre et impactent ainsi la température globale et la formation ou altération des calottes. Ainsi, les données d'isotope $\delta^{18}\text{O}$ ont permis de montrer que les calottes ont fluctué sur des cycles orbitaux d'environ 23 000, 41 000 et 100 000 ans (Emiliani, 1978 ; Martinson et al., 1987) correspondant aux cycles glaciaires et interglaciaires. Durant le dernier maximum glaciaire (-20ka) le niveau des mers était 120 à 135 m plus bas à cause de la présence d'autres calottes comme celle du Laurentide (située en Amérique du Nord) ou encore la calotte Fenno-Scandienne (située en Scandinavie) qui représentaient 76-85 m d'équivalent en niveau des mers et d'une calotte Antarctique plus garnie

(14-24 m équivalent niveau des mers) (Clark and Mix, 2002). Depuis la dernière glaciation (-20 ka) nous sommes dans une période interglaciaire avec une température moyenne de 15°C, deux calottes principales, l'Antarctique et le Groenland, à l'équilibre (avant l'ère industrielle), c'est-à-dire sans contribution notable au niveau des mers. La glace stockée en Antarctique représente l'équivalent de 58 m de niveau des mers (Fretwell et al., 2013), dont 3.3 m provenant uniquement de la partie Ouest du continent (Bamber et al., 2009). Depuis un peu plus d'une centaine d'années, l'industrialisation, l'agriculture intensive, et les modes de vies pétrochimiques, ont laissé place à une nouvelle ère : l'ère industrielle (ou Anthropocène), pendant laquelle un déséquilibre climatique s'est mis en place à cause de l'Homme. Ainsi, les changements climatiques observés dus à l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre depuis 1900 sont sans-précédent. En réponse au réchauffement climatique, le niveau des mer a augmenté de 3.36 mm a⁻¹ sur la période 1993-2019 (données provenant de mesure altimétrique des satellite TOPEX/Poseidon, Jason-1 and OSTM/Jason-2, Beckley et al., 2017). Environ un tiers de cette augmentation provient de l'expansion thermique des océans, un tiers de la fonte des glaciers continentaux et un tiers de la perte de masse des calottes polaires (Antarctique et Groenland). Ainsi depuis deux décennies, l'Antarctique et le Groenland perdent de la masse, avec un taux de perte totale d'environ 213 Gt a⁻¹ (Gigatonnes par an) (Shepherd et al., 2012). La plupart de la perte masse en Antarctique provient de la partie Ouest du continent, avec une perte de masse qui a augmenté de 53 ± 29 Gt a⁻¹ à 159 ± 26 Gt a⁻¹ entre 1992 et 2017 (Shepherd et al., 2018). Les changements atmosphériques et océaniques sont la principale cause de perte de masse en Antarctique. Les méthodes utilisées pour estimer la perte de masse sont diverses. Par exemple, la répétition d'images par satellites optiques et par radars interférométriques permettent de traquer les changements de mouvement des principaux glaciers (Hogg et al., 2017; Joughin et al., 2003; Li et al., 2015; Rignot, 2002 par exemple), de même que les méthodes gravimétriques qui permettent de mesurer directement les changements de masse de la calotte (Velicogna and Wahr, 2006 par exemple). Ces méthodes sont complémentaires et ont permis d'estimer la contribution de l'Antarctique au niveau de mer de 3 ± 0.6 mm sur les cinq dernières années (soit presque la moitié de la contribution depuis 1992 de 7.6 ± 3.9 mm) (Shepherd et al., 2018). La contribution de la calotte Antarctique au niveau des mers fut seulement prise en compte à partir des années 1990 grâce à la révolution satellitaire. En effet, dans les années 1980, 1990 et au début des années 2000, les trois premiers rapports du GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat ou IPCC) prévoyaient une contribution négative de l'Antarctique à la hausse du niveau des mers, atteignant 5 à 8 cm (entre

1990 et 2100) et provenant d'une augmentation des précipitations en réponse à un réchauffement global de 2 à 3°C (Shepherd and Nowicki, 2017). Cette vision fut contredite par le déploiement de satellites avec une vision sur les terres australes qui montrèrent que l'Antarctique était un contributeur majeur à la hausse du niveau des mers observée. Les modèles numériques d'écoulement glaciaire durent être améliorés pour expliquer ces observations (Pattyn et al., 2018) et les changements d'écoulement glaciaire prirent le dessus sur l'augmentation des précipitations en réponse à un réchauffement atmosphérique dans le 5^{ème} rapport du GIEC (Shepherd and Nowicki, 2017). Ainsi la contribution de l'Antarctique est projetée d'augmenter de 10 à 20% par décennie d'ici la fin du siècle, mais l'incertitude sur ce chiffre reste importante (IPCC, 5th assessment report, Climat Change 2013, Stocker, 2014).

1.2.2 Le bilan de masse de la calotte, une variable clé

Le bilan de masse est défini par la différence entre la masse acquise et la masse perdue sur une période donnée. La masse de l'Antarctique varie selon trois processus : la fonte sous-glaciaire à l'interface océan/plateforme, le vêlage d'icebergs directement déchargés dans l'océan, et le bilan de masse de surface qui comprend le gain de masse par précipitation et par dépôt de la neige transportée par le vent moins la perte de masse par sublimation, érosion par le vent et par l'écoulement d'une partie de la fonte de surface vers l'océan (runoff) (Fig.3). Lorsque le bilan de masse de surface compense la perte par la fonte océanique et le vêlage d'icebergs, la calotte est à l'équilibre et ne contribue pas à l'évolution du niveau des mers.

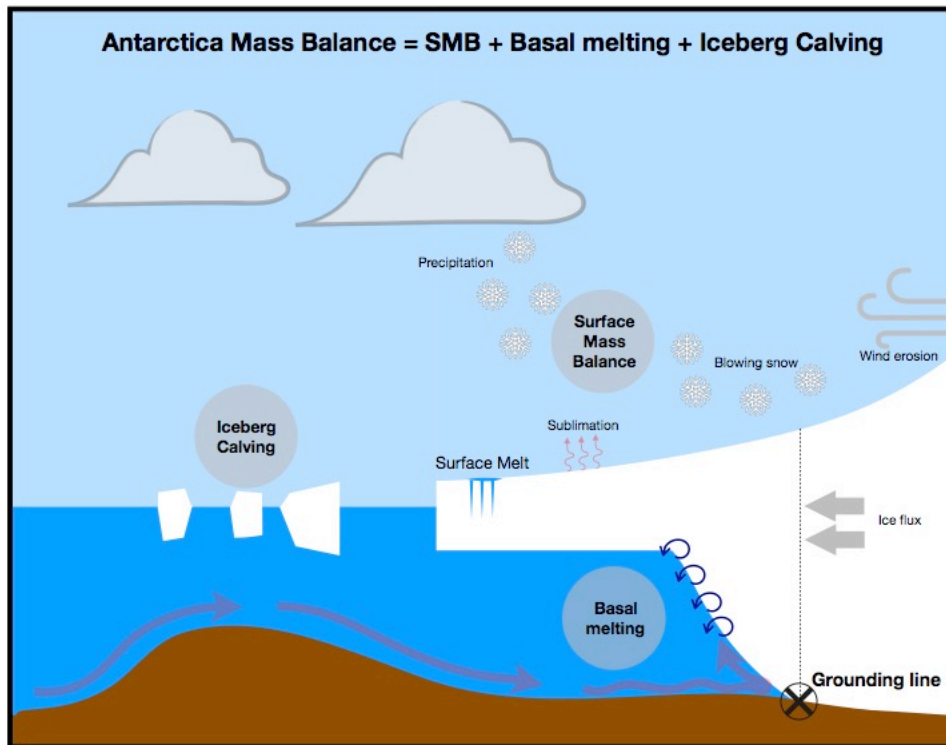


Figure 3. Composants du bilan de masse de L'Antarctique

Trois composantes du système climatique affectent ainsi le bilan de masse de la calotte et donc potentiellement le niveau des mers : l'atmosphère, l'océan et la calotte. La réponse de ces trois composantes au changement climatique sont liées : le réchauffement de l'océan et de l'atmosphère peut induire une instabilité de la dynamique glaciaire (sections 1.2.2 et 1.2.3). Ces trois composantes sont liées via des phénomènes de rétroactions climatiques (voir section 1.3).

1.2.3 MISI (Marine Ice-Sheet Instability)

Actuellement, la contribution de l'Antarctique à l'élévation du niveau des mers provient essentiellement de la partie Ouest du continent, avec en particulier les glaciers du secteur d'Amundsen qui de par leur forte accélération deviennent les plus gros contributeurs de l'Antarctique sur le niveau des mers (Rignot et al., 2019). L'Antarctique de l'Ouest a 75% de son socle rocheux sous le niveau des mers et sur une pente rétrograde (pente ascendante dans le sens de l'écoulement glaciaire). Cette configuration rend la calotte sujette à une instabilité marine (MISI, pour **M**arine **I**ce-**S**heet **I**nstability) dans laquelle une augmentation de la fonte basale entraîne un retrait de la ligne d'échouage et une accélération du flux de glace en amont de manière irréversible. Cette hypothèse fut pour la première fois émise sur des bases théoriques

par Weertman (1974), elle suppose que le flux de glace au travers de la ligne d'échouage est fonction croissante de l'épaisseur de glace sur cette même ligne. Ainsi un retrait de la ligne d'échouage sur une pente rétrograde provoque une augmentation de l'épaisseur de glace au niveau de la ligne d'échouage et donc une augmentation du flux de glace vers l'océan (idem dans le sens inverse avec une avancée de la ligne d'échouage provoquant ainsi une diminution du flux de glace vers l'océan). Cette hypothèse fut validée par Schoof (2007) avec une relation semi-analytique entre flux et épaisseur qui valida ce postulat. Cependant cette étude fut menée sur une configuration 2D avec un coefficient de frottement constant (loi de Weertman) et ainsi ne prenait pas en compte l'effet d'arc-boutant provoqué par le frottement de la plateforme sur les bords dans une situation de confinement (fjörd ou baies) (Gudmundsson et al., 2012) ou encore une variation du coefficient de frottement qui pourrait avoir un effet stabilisateur (Brondex et al., 2017). Même si le MISI n'est pas systématique dès lors qu'il y a une pente rétrograde (Gudmundsson et al., 2012), plusieurs glaciers semblent être engagés dans un MISI en réponse au réchauffement océanique (Christianson et al., 2016; Favier et al., 2014; Joughin et al., 2014). Cependant l'origine de la fonte océanique qui a provoqué un MISI sous plusieurs plateformes de l'Antarctique de l'Ouest reste encore inconnue, le chapitre 2 de ce manuscrit évoquera ce sujet.

1.2.4 Fracturation hydraulique et MICI (Marine Ice-Cliff Instability)

Les parties les plus au Nord et les régions côtières du continent sont de plus en plus exposées aux températures chaudes en été, en réponse à quoi la glace et la neige de surface fondent. Une des premières études qui discuta la possible disparition des plateformes glaciaires en réponse à un réchauffement de l'air fut celle de Mercer (1978). Ce dernier argumenta que les plateformes ne peuvent exister qu'en dessous de l'isotherme 0°C du mois de Janvier, au-delà duquel elles deviennent vulnérables. Mais la compréhension détaillée des processus atmosphériques capables d'engendrer la disparition de plateformes arriva surtout avec l'observation de la désintégration de Larsen B dans la partie Nord-Est de la Péninsule, où deux mois avant sa désintégration, plusieurs lacs de surface étaient visibles par satellite (Fig.4).

L'eau de fonte peut soit regeler en surface et avoir un bilan nul sur l'année, soit s'écouler directement vers l'océan, ou encore former des lacs en surface ou s'infiltrer dans les crevasses des plateformes de glaces et engendrer des processus mécaniques de rupture. Lorsque des crevasses se remplissent d'eau, la pression due à la densité plus élevée de l'eau ou à son regel peut faciliter la fracture des plateformes glaciaires, on parle alors de fracturation hydraulique,

hydrofracturation, ou hydrofracturing en anglais (van den Broeke, 2005; Scambos et al., 2009; Vaughan et al., 2003).

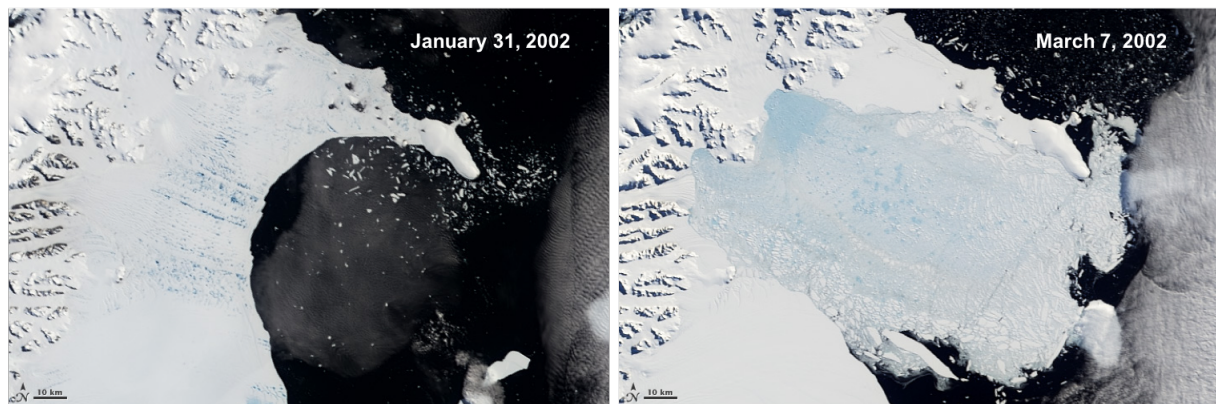


Figure 4. Images satellites de l'effondrement de la plateforme Larsen B capturées par le satellite MODIS (Spectroradiomètre).

Une étude récente basée sur des observations montre par ailleurs que les lacs de surface impactent directement la flexion des plateformes et les rendent ainsi plus vulnérables à la fracture (Banwell et al., 2019). La désintégration des plateformes par hydrofracturation engendrerait potentiellement une accélération des glaciers côtiers, de façon similaire au cas du MISI.

La désintégration relativement rapide des plateformes peut supposément laisser place à de hautes falaises de glace au voisinage de l'ancienne ligne d'échouage. Bassis and Walker (2011) ont suggéré que de telles falaises sont mécaniquement instables et s'effondrent donc sous leurs propres contraintes au-delà d'une certaine hauteur. Sur la base des caractéristiques des falaises de glace observées au Groenland, Deconto and Pollard (2016) suggèrent ainsi que toute falaise de glace supérieure à 90 m au-dessus de la ligne d'eau est instable et sujette à l'effondrement. Ceci engendrerait ainsi une instabilité dynamique de l'écoulement glaciaire appelée MICI, pour Marine Ice Cliff Instability. Cependant il n'y a actuellement pas d'observation évidente validant cette hypothèse. De plus, les quantités de fonte actuelle et projetée décrites par les modèles globaux et régionaux (CMIP5 et RACMO) (Bell et al., 2018; Lenaerts et al., 2017) sont bien plus faibles que les quantités de fonte utilisées pour quantifier l'importance du MICI par Deconto and Pollard (2016). En considérant l'hypothèse du MICI, Deconto and Pollard (2016) montrent que l'élévation du niveau des mers causée par l'Antarctique aurait 1 chance sur 2 de dépasser 46 cm pour un réchauffement climatique global de 1 à 3°C sur 1990-2100 (RCP45), et 79 cm pour un réchauffement de 3 à 5°C (RCP85). Ce processus a récemment été remis en question car il ne semble pas être nécessaire pour reproduire l'évolution du niveau des mers

passée et présente, et sans celui-ci le niveau des mers a 95% de chance de ne pas dépasser 21 cm pour un réchauffement climatique global de 1 à 3°C sur 1990-2100 (RCP45) , et 39 cm pour un réchauffement de 3 à 5°C (RCP85) (Edwards et al., 2019).

Même si inclure l'hypothèse du MICI dans les modèles climatiques reste sujet à débats, il reste néanmoins nécessaire de comprendre comment répondent les plateformes aux changements de températures. Pour cela une partie de cette thèse sera basée sur l'étude de la fonte de surface à l'échelle interannuelle au présent et au futur.

1.3 Limitations des projections de niveau des mers existantes

Pour mettre en place des projections de la perte de masse de la calotte et donc du niveau des mers il est nécessaire de forcer des modèles de dynamique glaciaire avec les composantes océaniques et atmosphériques des modèles de climat selon divers scénarios sociétaux donnant notamment l'évolution des émissions anthropiques de gaz à effet de serre (Fig.5) La basse résolution (~100 – 300 km) ainsi que les paramétrisations physiques non adaptées aux régions polaires enneigées entraînent une mauvaise représentation de la composante atmosphérique des modèles de climat, et donc un bilan de masse de surface de la calotte biaisé (Favier et al., 2017). Forcé par des modèles climatiques biaisés, les modèles de dynamique glaciaire ne peuvent pas fournir des projections justes.

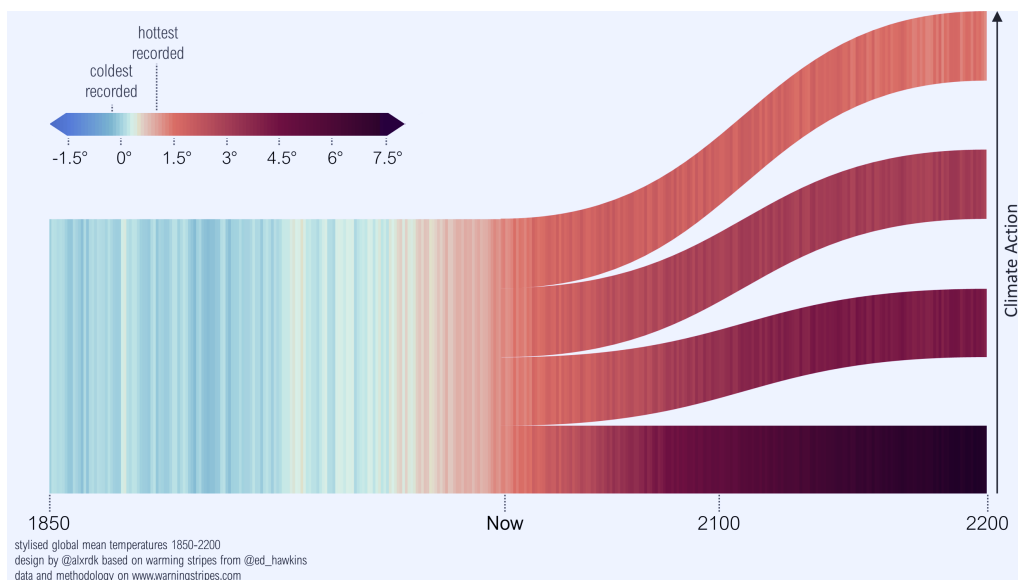


Figure 5. Température globale sur la période 1850-2200 observée (avant « Now ») et modélisée (après « Now ») avec les modèles CMIP5 répondant à différents scénarios d'émissions dans l'ordre du plus pessimiste au plus optimiste (de bas en haut sur la figure) : RCP8.5 (+4.8°C en 2100), RCP6 (+3.1°C en 2100), RCP4.5 (+2.7°C en 2100) et RCP2.6(+1.9°C en 2100), RCP pour Representative Concentration Pathway. Ces scénarios sont dépendants des actions climatiques en cours (flèche sur la droite). Source : <https://www.warmingstripes.com>.

En plus des biais liés aux paramétrisations des processus physiques, la composante océanique des modèles de climat ne fournit pas la fonte sous les plateformes de glace car les cavités sous glaciaires ne sont pas représentées dans les modèles globaux d'océan utilisés dans les inter-comparaisons CMIP. Pour pallier à ce problème, les modèles de dynamique glaciaire ont une fonte prescrite en entrée. Cette prescription peut se faire de différentes manières, par exemple en ajoutant directement une anomalie sur le profil de fonte présent (Favier et al., 2014; Joughin et al., 2014) ou en paramétrant la fonte en fonction de la température de l'océan au voisinage (Cornford et al., 2015; Deconto and Pollard, 2016; Martin et al., 2011). Des méthodes plus sophistiquées utilisent des fonctions dépendantes de la profondeur qui prend en compte la topographie sous les plateformes et l'évolution du flux d'eau douce remontant le long des cavités (Lazeroms et al., 2018; Reese et al., 2018).

Cependant ces méthodes ne considèrent pas les rétroactions entre l'océan et la dynamique glaciaire, essentielles pour déterminer le bilan de masse de la calotte, et ainsi biaisent l'estimation de la perte de masse future (De Rydt and Gudmundsson, 2016; Seroussi et al., 2017). Par définition une rétroaction entre deux éléments existe lorsqu'un élément affecte un autre et que la modification de cet autre élément affecte l'élément de base. Plusieurs exemples de rétroactions sont montrés Fig.6. Ces rétroactions peuvent être amplificatrices et amplifier le phénomène de base, elles sont alors nommées rétroactions positives, ou à l'inverse, elles peuvent diminuer le phénomène de base et donc s'appeler rétroactions négatives. Il existe des rétroactions locales avec par exemple des rétroactions à l'interface océan/calotte au niveau des plateformes de glace, par exemple une température plus chaude de l'océan va faire fondre la plateforme par-dessous et provoquer un affinement de la plateforme et un recul de la ligne d'échouage modifiant ainsi le bilan de masse de la calotte en augmentant le flux de glace à la ligne d'échouage. Il est tout à fait envisageable qu'un changement de la forme de la cavité sous-glaciaire en réponse à un retrait de la ligne d'échouage entraîne quant à elle un changement de la circulation océanique proche des côtes. Cette rétroaction positive sera étudiée en détail sur le secteur d'Amundsen dans le chapitre suivant. De même, l'apport d'eau douce induite par une augmentation de la fonte sous les plateformes ou encore par un vélage d'icebergs plus fréquent augmente le volume de glace de mer aux abords du continent (Bintanja et al., 2013; Merino et al., 2018). Cette augmentation varie régionalement et est fortement dépendante de la circulation verticale côtière. Ainsi les échanges océan/atmosphère se retrouvent modifiés et peuvent entraîner une modification du bilan de masse de surface de la calotte. Les rétroactions glace/atmosphère locales peuvent également avoir un impact sur le bilan de masse de surface. Une augmentation des précipitations en réponse à des températures plus chaudes impacte

directement le bilan de masse de surface et peut entraîner une modification de la pente et du gradient topographique (Favier et al., 2014) et donc une augmentation des précipitations côtières (Agosta et al., 2013) et du bilan de masse de surface. Ces rétroactions peuvent également être planétaires comme par exemple la rétroaction positive engendrée par l'eau de fonte de la calotte dans les modèles climatiques qui provoque une augmentation la stratification de l'océan austral et a pour effet de réchauffer l'océan de sub-surface (200-700 m) au voisinage de la calotte, et donc la fonte océanique, doublant possiblement la contribution de l'Antarctique sur le niveau des mers pour 2100 (Bronselaer et al., 2018; Golledge et al., 2019).

Ces rétroactions qui ne sont encore pas considérées dans les modèles climatiques sont des éléments clés pour évaluer la contribution de l'Antarctique sur le niveau des mers, les intégrer dans les modèles climatiques devient une priorité.

Une manière de considérer ces rétroactions dans les modèles climatiques est de coupler plusieurs modèles entre eux, comme par exemple un modèle d'océan et un modèle de dynamique glaciaire. Ainsi, chaque modèle recevrait en entrée le résultat de l'autre modèle et vice-versa. Cette méthode a déjà été testée sur des configurations idéalisées (Asay-Davis et al., 2016; De Rydt and Gudmundsson, 2016; Goldberg et al., 2018; Jordan et al., 2018; Favier et al., 2019) ou sur des cas plus réalistes mais ne représentant qu'une seule plateforme de glace (Seroussi et al., 2017; Thoma et al., 2015). Cependant cette méthode est coûteuse et nécessite beaucoup de développements numériques. Le chapitre 2 de cette thèse vise à quantifier l'importance de mettre en place des modèles couplés océan/glace prenant en compte les rétroactions au niveau des plateformes de glace.

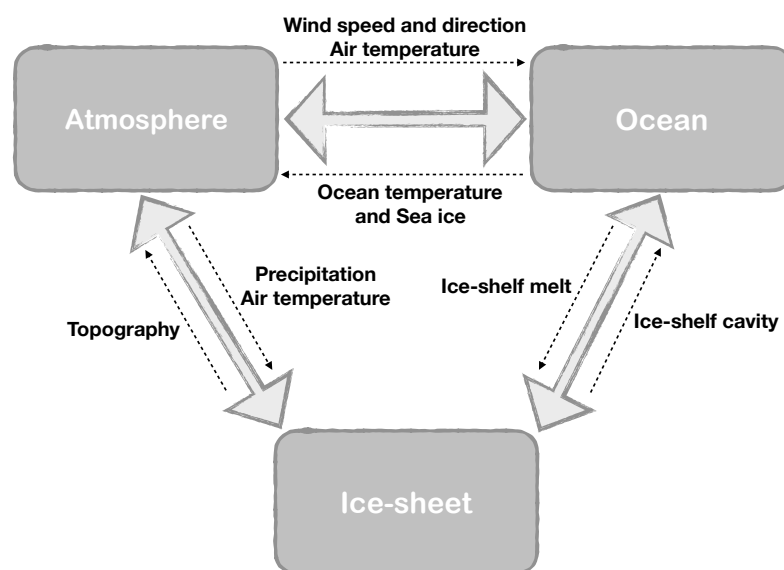


Figure 6. Interactions possibles entre trois composantes de la machine climatique

2 Zoom sur le secteur d'Amundsen

2.1 Description générale du secteur d'Amundsen

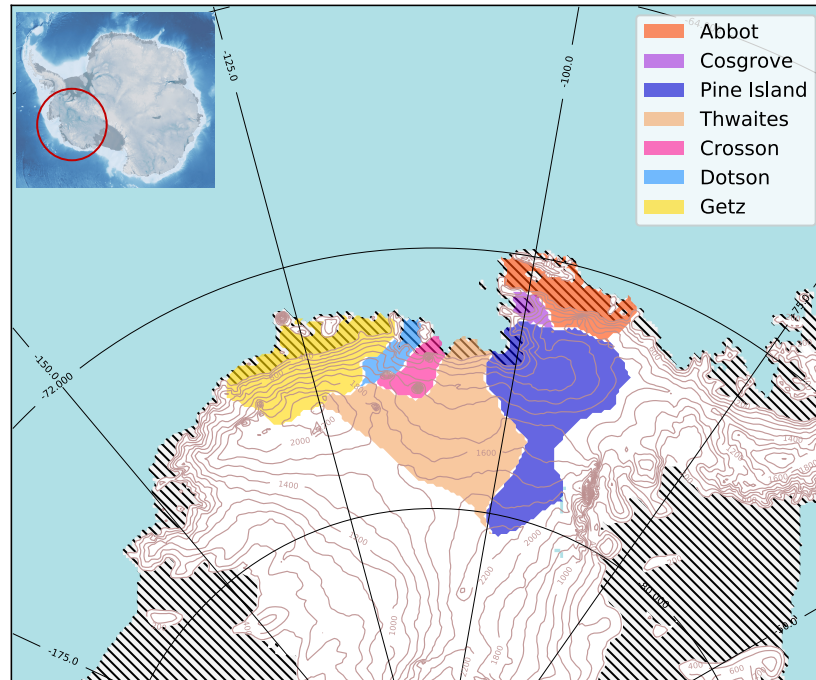


Figure 7. Secteur d'Amundsen et ses bassins versants (Rignot et al., 2019), modifié à partir de Donat -Magnin et al. (2019) « the Cryosphere Discussion ». Les plateformes de glace sont hachurées et les contours représentent la topographie.

La Mer d'Amundsen et son plateau continental s'étend de $\sim 70^{\circ}\text{S}$ jusqu'à $\sim 75^{\circ}\text{S}$, où se situe la ligne d'échouage de plusieurs plateformes de glace. Elle représente $\sim 315\,000\text{ km}^2$ soit un peu près la moitié de la France. La couverture de glace de mer persistante, les précipitations intenses, le vêlage d'icebergs important et les forts vents zonaux, font de cette région une région au climat rude et difficile d'accès. Ainsi cette région était la région la moins cartographiée des régions polaires (sous 65°S) dans les années 90. La cartographie des courants marins du secteur d'Amundsen débuta en 1994 avec les brise-glaces américains *Burton Island*, *Glacier* et *Polar Sea*, auparavant plusieurs explorateurs tentèrent d'atteindre le plateau continental sans franc succès. Les expéditions qui suivirent ont permis de comprendre la structure de l'océan du secteur d'Amundsen et son impact sur l'instabilité et la perte de masse de la calotte (Jacobs et al., 2012).

La partie continentale du secteur d'Amundsen est composée de sept bassins versants glaciaires dont l'exutoire sont les plateformes de glace de Abbot, Cosgrove, Pine Island, Thwaites, Crosson, Dotson et Getz (Fig.7). Un tiers de la glace d'Antarctique de l'Ouest est

drainée par les bassins versants du secteur d'Amundsen. Le secteur d'Amundsen est entouré de mers relativement chaudes en sub-surface (autour de 1°C). Ces températures proviennent de l'intrusion de CDW circulant le long du courant circumpolaire Antarctique (Dutrieux et al., 2014; Jacobs et al., 1996). La découverte de la présence des CDWs sur le plateau continental du secteur d'Amundsen permet de comprendre que la fonte océanique était vraisemblablement responsable de la perte de masse observée par satellite en Antarctique de l'Ouest (Shepherd et al., 2018). La présence d'eau chaude (pouvant atteindre 4°C de plus que la température de congélation) à l'interface glace/océan fait que les cavités présentes dans ce secteur sont classées comme « cavités chaudes », avec les fontes océaniques les plus fortes de l'Antarctique, allant de 10 à 100 m a⁻¹ (Petty et al., 2013).

Localisé sur la partie ouest du continent, le socle rocheux du secteur Amundsen a une pente majoritairement rétrograde et sous le niveau des mers. Les glaciers du secteur sont donc susceptibles d'être instables et d'entrer dans l'instabilité du MISI (expliquée précédemment). Certains glaciers comme Pine Island ou Thwaites présentent d'ores et déjà des signes d'instabilité et semblent être actuellement entrés dans cette instabilité (Favier et al., 2014; Joughin et al., 2014; Christianson et al., 2016). La quantité de glace du secteur d'Amundsen est suffisante pour augmenter le niveau des mers globale de 1.2 m (Rignot et al., 2008). Actuellement, ce secteur est le contributeur majeur de l'Antarctique au niveau des mers avec en moyenne sur 2009-2017 une perte de masse de 159 ± 8 Gt a⁻¹ ce qui correspond à environ 60% de la perte de masse globale de la calotte (Rignot et al., 2019 et Fig.8)

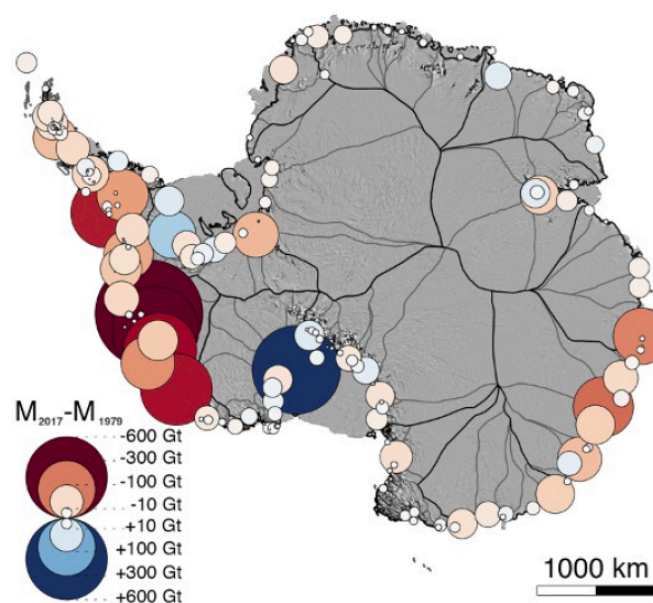


Figure 8. Changement de masse sur les principaux bassins (bleu gain de masse et rouge perte de masse) pour la période 1979-2017. Figure extraite de Rignot et al., (2019).

Cette forte contribution est expliquée par une forte perte de masse provenant de l'augmentation de la fonte basale (Jenkins et al., 2018; Rignot et al., 2013; Seroussi et al., 2017; Turner et al., 2017) a priori provoquée par un réchauffement des eaux côtières (Gille, 2008; Jenkins et al., 2018; Thoma et al., 2008), créant ainsi une augmentation du flux de glace au travers de la ligne d'échouage de plus de 77% ces dernières décennies (Mouginot et al., 2014).

Cependant la région côtière du secteur d'Amundsen est une région côtière humide avec les plus haut taux d'accumulation par précipitation neigeuse en Antarctique (Medley et al., 2014). Le gain de masse par précipitation et la perte de masse par fonte basale sont deux processus agissant de manière opposée sur la contribution du secteur au niveau des mers, et comprendre comment varient ces variables à l'échelle interannuelle, décennale, et au-delà, est essentiel pour estimer la contribution future du secteur d'Amundsen au niveau des mers.

2.2 Variabilité interannuelle à grande échelle et impacts sur le secteur d'Amundsen

Comprendre la variabilité atmosphérique et océanique à l'échelle interannuelle est primordial pour estimer la significativité des tendances observées, pour envisager des prédictions saisonnières à décennales, et pour évaluer les modèles climatiques. La variabilité climatique en Antarctique de l'Ouest est souvent décrite avec les modes de variabilité climatique à grande échelle comme l'ENSO (« El Niño Southern Oscillation » Philander et al., 1989) ou le SAM (« Southern Annular Mode », aussi appelé « Oscillation Antarctique », Hartmann and Lo, 1998; Limpasuvan and Hartmann, 1999; Marshall, 2003; Thompson and Wallace, 2000), ou encore, plus localement à des caractéristiques climatologique tels que l'ASL (« Amundsen Sea Low »), le système de basse pression le plus marqué d'Antarctique, évoluant entre la mer de Ross, d'Amundsen et de Bellingshausen, entre 60°S et 70°S (Mo and Paegle, 2001; Raphael et al., 2016; Scott et al., 2019; Turner et al., 2013).

ENSO résulte des interactions océan-atmosphère dans le Pacifique équatorial, il est le mode de variabilité climatique principal dans la région intertropicale. Le SAM correspond aux contractions oscillantes des masses d'air (et donc des vents zonaux) de façon axisymétrique autour de l'Antarctique, et c'est le mode de variabilité climatique principal dans la région australe. Le second et troisième mode de variabilité climatique dominant dans la région du Pacifique Sud correspondent aux changements de position et d'intensité de l'ASL. L'ASL est en réalité la signature climatologique d'un ensemble de petites dépressions.

Tout d'abord, les changements atmosphériques et océaniques induits par ENSO dans le Pacifique peuvent avoir un impact sur le climat en Antarctique. ENSO est caractérisé par deux

antiphases, nommées El Niño et La Niña, qui modifient directement la circulation atmosphérique et océanique de l'Océan Pacifique à des intervalles irréguliers (entre 2 et 7 ans). Pendant les événements El Niño, la convection est intensifiée dans le Pacifique équatorial, et génère ainsi des ondes de Rossby atmosphériques qui se propagent vers le Nord Est et Sud Est affectant ainsi le climat austral, et en particulier l'Antarctique de l'Ouest. Ces ondes résultent d'une compensation entre l'effet de Coriolis (variant avec la latitude) et de la vorticité relative. Les ondes de Rossby haute fréquence se propagent dans l'atmosphère très rapidement sur des milliers de kilomètres (vitesse de phase de l'ordre de 5 à 10 m s⁻¹), ainsi les ondes de Rossby connectant le climat austral et équatorial Pacifique pendant les  v nements El Niño se développent en quelques semaines seulement (e.g. Hoskins and Karoly, 1981; Mo and Higgins, 1998; Peters and Vargin, 2015). Des études ont déjà montré que les  v nements El Niño ont plusieurs effets sur la région d'Amundsen : ils réchauffent l'air de surface en hiver (Ding et al., 2011), ils tendent à augmenter les précipitations sur la calotte (Bromwich et al., 2000; Cullather et al., 1996; Genthon and Cosme, 2003), ils augmentent la fraction de glace de mer à l'automne australe (MAM) puis la diminue au printemps austral (SON) (Pope et al., 2017; Raphael and Hobbs, 2014), ils facilitent l'intrusion des CDW sur le plateau continental en modifiant les vents de surface (Dutrieux et al., 2014; Steig et al., 2012; Thoma et al., 2008), et ils tendent à augmenter la fonte à la surface des glaciers (Deb et al., 2018; Nicolas et al., 2017; Scott et al., 2019). En région d'Amundsen, les  v nements El Niño ont tendance à diminuer la masse des plateformes glaciaires, car l'effet d'ENSO sur l'augmentation de la fonte océanique domine l'effet sur l'augmentation des précipitations neigeuses (Paolo et al., 2018). Les modèles de climat prédisent un nombre croissant d' v nements El Niño intenses (Cai et al., 2014, 2017), et il est donc important de mieux comprendre l'impact des  v nements El Niño sur le secteur d'Amundsen pour prédire la contribution future de l'Antarctique sur le niveau des mers.

Le SAM décrit les oscillations Nord-Sud de la position des vents d'Ouest qui entourent le continent (Hartmann and Lo, 1998; Limpasuvan and Hartmann, 1999). Les phases positives se traduisent par une contraction de cette ceinture vers le continent et une intensification des vents entraînant une accélération du courant circumpolaire. Le SAM affecte les vents zonaux et donc potentiellement les eaux côtières de sub-surface (Dinniman et al., 2011; Spence et al., 2014; Steig et al., 2012; Thoma et al., 2008).  tant donné que la perte de masse en Antarctique est principalement déclenchée par la fonte sous les plateformes de glace (Pritchard et al., 2012), et en particulier les plateformes du secteur d'Amundsen, le SAM est susceptible d'affecter le bilan de masse de la calotte en agissant sur la température des eaux côtières. Le bilan de masse de surface peut également répondre au SAM, une étude récente a montré une évolution similaire

entre la tendance du SAM et l'accumulation à partir de carotte de névé (Medley and Thomas, 2019). La tendance actuelle du SAM provient essentiellement d'une raréfaction de l'Ozone dans la stratosphère (Arblaster and Meehl, 2006; Gillett and Thompson, 2003; Polvani et al., 2011) et en partie de l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre. La plupart des modèles climatiques prédisent une tendance positive du SAM tout au long du XXI^{ème} siècle en réponse à une augmentation des gaz à effet de serre qui est en partie compensée par la restitution de l'ozone stratosphérique dans la première moitié du siècle (Bracegirdle, 2013a; Gillett and Fyfe, 2013; Jones et al., 2016; Zheng et al., 2013). En 2000 le SAM a atteint sa phase la plus positive jamais observée depuis 50 ans (Abram et al., 2014 et Fig.9). En réponse à cette tendance positive les vents de surface s'intensifient et se décalent vers le sud, provoquant ainsi une modification du pompage d'Ekman et donc un potentiel réchauffement des eaux côtières (Spence et al., 2014 et Fig.10). En réponse aux changements de vents de surface répondant à la tendance positive du SAM, la couverture de glace a tendance à augmenter sur le secteur de Ross (Lefebvre et al., 2004). Ainsi la tendance du SAM peut affecter le bilan de masse de la calotte via l'océan et l'atmosphère en modifiant directement les échanges air/océan ou en agissant sur la fonte océanique et les précipitations.

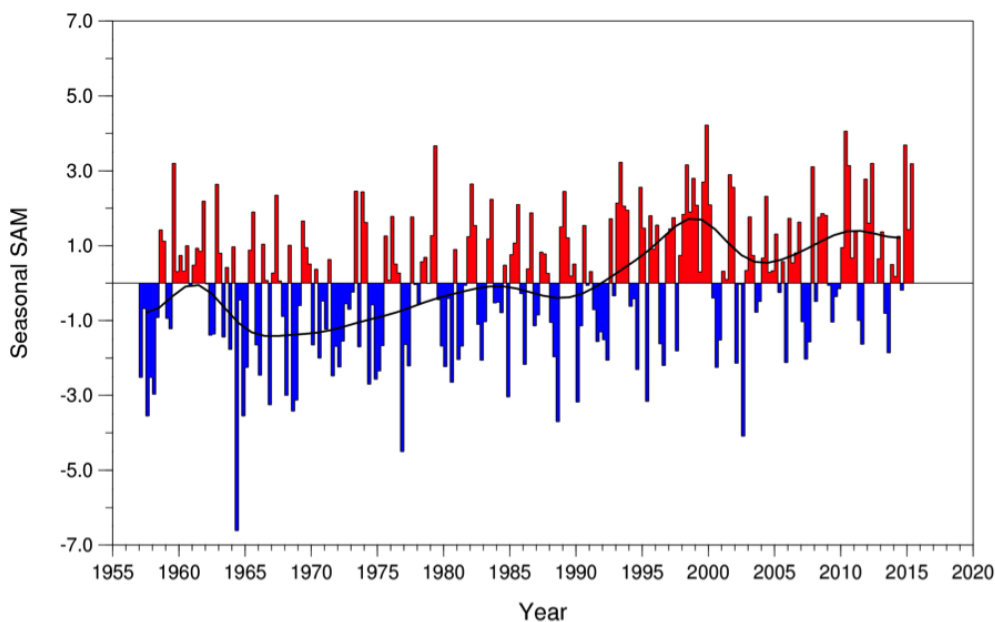


Figure 9. Moyenne Saisonnière de l'index du SAM, la ligne noire montre les variations décennales. (Marshall and Staff, 2016)

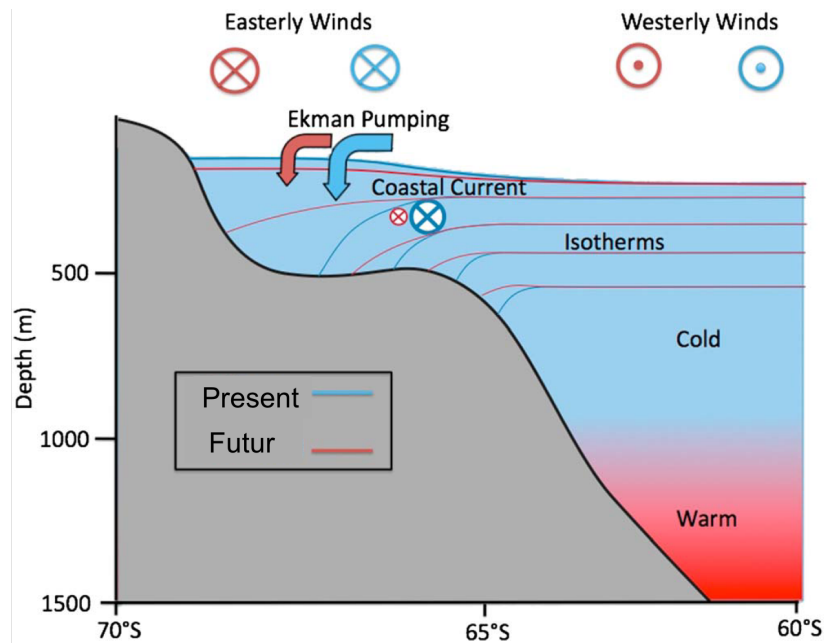


Figure 10. Réponse de l'océan côtier austral en réponse à un changement de vent correspondant à la tendance positive du SAM (« Futur »). Modifié à partir de Spence et al. (2014).

Plus proche de notre zone d'intérêt, l'ASL correspond à un ensemble de basse pression sur la mer de Ross, d'Amundsen et de Bellingshausen (Fig.11). Les variations de pression centrale et de position représentent respectivement le second et troisième mode de variabilité dans le sud Pacifique (Fig.3 dans Scott et al., 2019). En modifiant sa position longitudinale ou encore son intensité (plus ou moins basse pression au centre) il contrôle la variation des vents méridiens (Hosking et al., 2013), l'apport de chaleur, l'intrusion d'air marin et humide (Nicolas and Bromwich, 2010; Raphael et al., 2016; Fyke et al., 2017), et ainsi les précipitations sur les régions côtières de la partie Ouest du continent (Scott et al., 2019). L'intrusion des CDW sur le plateau continental sous-marin peut également varier en fonction des changements des vents de surface liés au déplacement du centre de l'ASL (Thoma et al., 2008). Récemment, la dépression au centre de l'ASL est devenue plus intense, probablement en lien avec le déficit d'ozone dans la stratosphère (Turner et al., 2009). Cette dépression plus intense et les changements de vents associées sont probablement une des explications de la tendance actuelle de la glace de mer en Antarctique (Holland and Kwok, 2012). Cependant les fortes variations à la fois en intensité et en position de l'ASL (Fig.12) à l'échelle interannuelle rendent difficiles les prédictions concernant les changements futurs de l'ASL (Hosking et al., 2016; Turner et al., 2009).

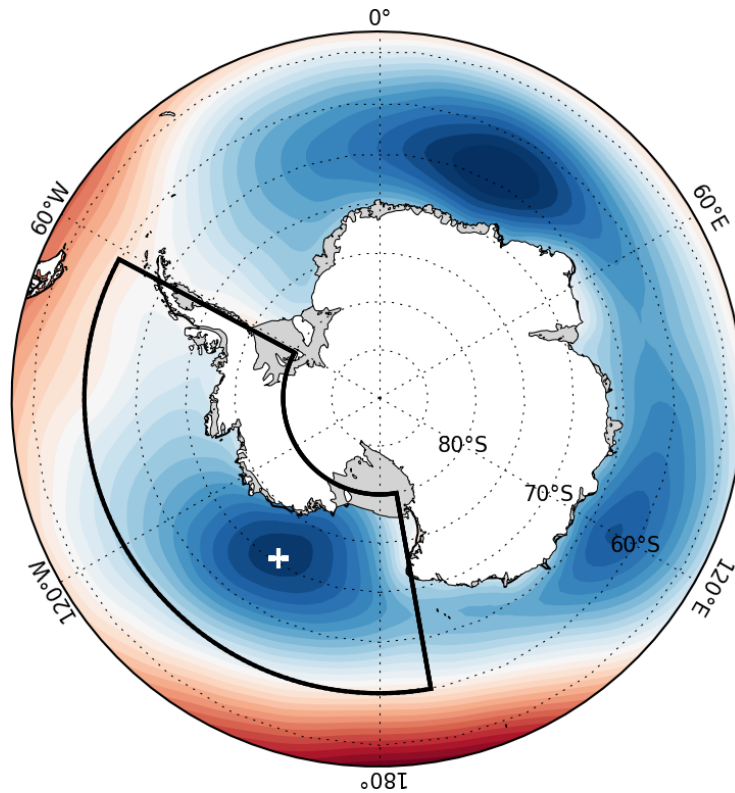


Figure 11. Un exemple de moyenne saisonnière de pression au niveau de la mer. La croix blanche représente le centre de l'ASL pour cette saison et l'encadré noir les limites de variation du centre de l'ASL pour toutes les saisons.
Source : <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/amundsen-sea-low-indices>

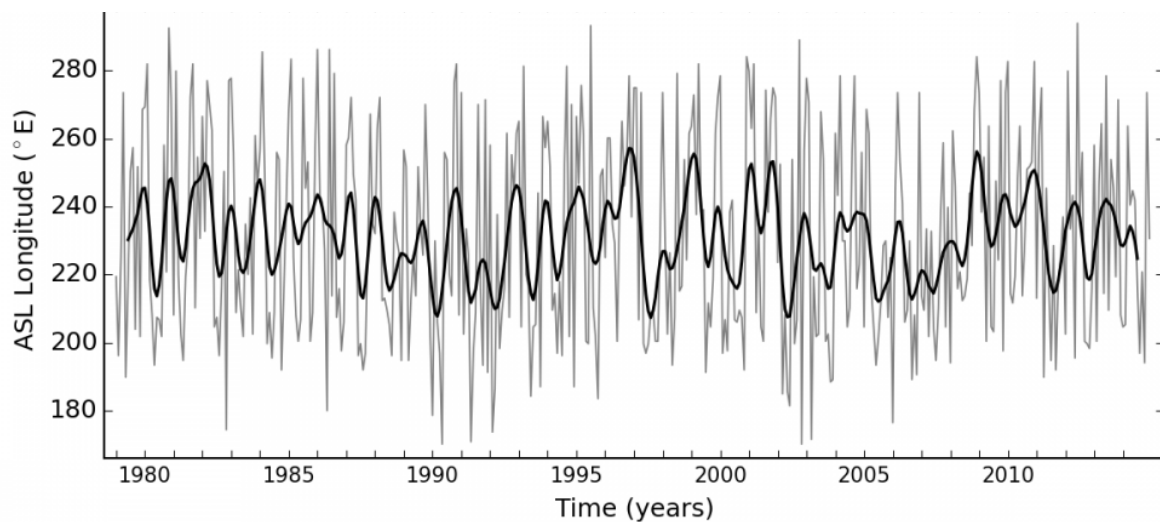


Figure 12. Série temporelle des moyennes mensuelles de la position longitudinal de l'ASL. Ce graphique permet de montrer la forte variabilité de l'ASL qui rend les prédictions difficiles. Source : <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/amundsen-sea-low-indices>

Cependant, ces trois modes de variabilité ne semblent pas être indépendants les uns des autres. En effet, l'ASL est significativement plus profond pendant La Niña que pendant El Niño (Turner et al., 2013). Ainsi El Niño influence potentiellement l'apport d'humidité et les précipitations en agissant sur le régime dépressionnaire de l'ASL (Scott et al., 2019). De même l'ASL est également influencé par le SAM, dans sa phase positive la ceinture de vents est resserrée vers le continent Antarctique créant ainsi des pressions dans le secteur Pacifique de l'océan austral plus basses et inversement pour la phase négative du SAM (Turner et al., 2013). De même ENSO et SAM ne sont pas indépendants, en effet SAM influence la téléconnection entre le Pacifique équatorial et austral. Pendant les événements dit en phase (El Niño/SAM⁻ ou La Niña/SAM⁺) la téléconnection semble être plus efficace et l'impact d'ENSO sur les hautes latitudes plus visible (Fogt et al., 2011). L'impact d'ENSO, SAM et de l'ASL sur le climat du secteur d'Amundsen à l'échelle interannuelle et décennale sera décrit en détail dans le chapitre 3 de ce manuscrit.

2.3 Tendances observées en région d'Amundsen

Les eaux situées au large du secteur d'Amundsen se sont réchauffées de $\sim 0.1 - 0.3^{\circ}\text{C}$ par décennie entre 1990 et 2012 (Schmidtko et al., 2014), même si les tendances sont assez peu significatives statistiquement du fait du manque d'observations. En réponse à ce réchauffement océanique, la perte de masse au niveau des plateformes du secteur d'Amundsen a augmenté de plus de 100 Gt a^{-1} (Rignot et al., 2019 et Fig.13). Les observations satellites montrent un taux de retrait de la ligne d'échouage du glacier de Thwaites qui a augmenté de $340 \pm 280 \text{ m a}^{-1}$ à $420 \pm 240 \text{ m a}^{-1}$ entre 1996 et 2011 (Konrad et al., 2018), contrairement à la ligne d'échouage de Pine Island qui semble s'être stabilisée à $40 \pm 30 \text{ m a}^{-1}$ (après avoir eu une phase de retrait intense autour de 1 km a^{-1} entre 1992 et 2011, Park et al., 2013). Le retrait de la ligne d'échouage, a priori provoqué par l'augmentation de la fonte océanique, entraîne une augmentation du flux de glace vers l'océan, provoquant une perte de masse à l'échelle du continent, de $40 \pm 9 \text{ Gt a}^{-1}$ entre 1979 et 1990, et qui atteint actuellement $252 \pm 26 \text{ Gt a}^{-1}$ entre 2009 et 2017, avec 136 Gt a^{-1} provenant uniquement des glaciers du secteur d'Amundsen (et 58 Gt a^{-1} provenant uniquement de Pine Island, Rignot et al., 2019). Des mesures par « radio echo sounder », radar léger et peu coûteux, qui se déplace sur la surface des plateformes de glace, mesure l'épaisseur des plateformes (Nicholls et al., 2015; Davis et al., 2018) et peuvent être utilisés pour estimer la fonte océanique.

L'intrusion des CDW sur le plateau continental, responsable du réchauffement des eaux sur le plateau continental du secteur d'Amundsen, est de plus en plus importante et serait possiblement liée aux changements de vents d'ouest observés depuis quelques dizaines d'années (Dinniman et al., 2011; Spence et al., 2014) ou possiblement à des variations de température de surface dans le Pacifique Équatorial entraînant des changements locaux de vents par ondes de Rossby (Steig et al., 2012).

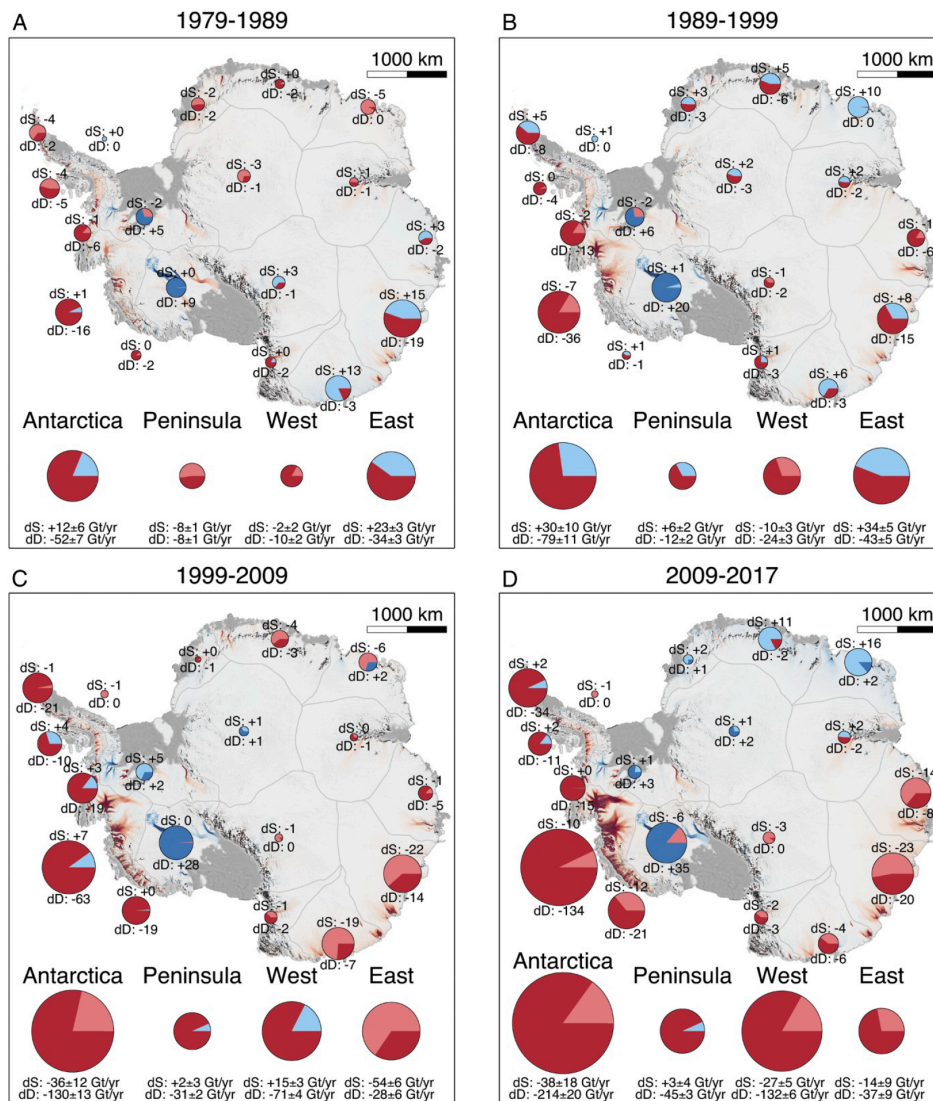


Figure 13. Bilan de masse de l'Antarctique (SMB – Décharge au niveau de la ligne d'échouage) pour (A) 1979-1989, (B) 1989-1999, (C) 1999-2009, (D) 2009-2017. La taille des cercles est proportionnelle à l'anomalie 1979-2008. En rouge la perte de masse (rouge foncé par décharge et rouge clair par SMB), et en bleu le gain de masse, en Gigatonnes par an. Source : Rignot et al., (2019) .

Même si le contributeur majeur de la perte de masse en Antarctique reste la fonte basale sous les plateformes de glace (Jenkins et al., 2016), une augmentation du bilan de masse de surface peut partiellement compenser cette perte (Thomas et al., 2017). Pour mesurer le bilan de masse de surface il existe des campagnes de carottage de névé (Favier et al., 2013; Thomas et al., 2017). Le bilan de masse de surface peut également être obtenu par radars aéroportés en estimant l'accumulation (Medley et al., 2014). Cette technique a une meilleure résolution spatiale que les mesures de bilan de masse obtenue à partir de carottes de neige, mais nécessite l'utilisation d'un modèle de densité du névé pour transformer la donnée radar en profil d'accumulation entraînant des erreurs de l'ordre de 10-15% (Medley et al., 2013). Le bilan de masse de surface peut également être simulé avec un modèle climatique approprié (Lenaerts et al., 2017; Agosta et al., 2019 par exemple). Le bilan de masse de surface simulé ou observé par satellite, ou par observations in-situ de l'Antarctique, varie entre $\sim 1770 \text{ Gt a}^{-1}$ (Arthern et al., 2006) et $\sim 2418 \text{ Gt y}^{-1}$ (Lenaerts et al., 2012) selon la technique utilisée. Cependant les tendances actuelles ne sont pas significatives et apparaissent faibles comparé à la variabilité interannuelle ou décennale (Thomas et al., 2017).

Concernant la fonte de surface, elle fut peu observée de 1980-2006 (seulement 25% du continent Antarctique a expérimenté la fonte de surface sur cette période, Picard et al., 2007), puis rapidement la plupart de plateformes ont expérimenté de la fonte de surface (Trusel et al., 2013) même si elle reste peu observée dans le secteur d'Amundsen. Cependant une plateforme peut potentiellement s'effondrer si elle subit une fonte de surface supérieure à $725 \text{ mm.w.eq a}^{-1}$ pendant 10 ans (Trusel et al., 2015). Le secteur d'Amundsen étant une zone potentiellement instable avec de larges bassins versant, l'effondrement de ses plateformes de glace entraînerait la désintégration d'une large partie de l'Antarctique de l'Ouest. Du fait d'une forte variabilité interannuelle, il est actuellement difficile d'établir une tendance sur la fonte de surface du secteur d'Amundsen (Fig.14). Ainsi il est essentiel de comprendre comment la fonte évolue et quels sont les mécanismes précurseurs. Ceci sera étudié en détails dans le chapitre 3 de ce manuscrit.

De manière générale, évaluer les changements climatiques actuels dans le secteur d'Amundsen reste difficile de par la forte variabilité climatique spatiale, temporelle présente et une période d'observation encore trop courte pour évaluer les tendances. Ainsi, comprendre la part de la variabilité provenant de la variabilité naturelle ou anthropique reste un questionnement scientifique majeur (Jones et al., 2016).

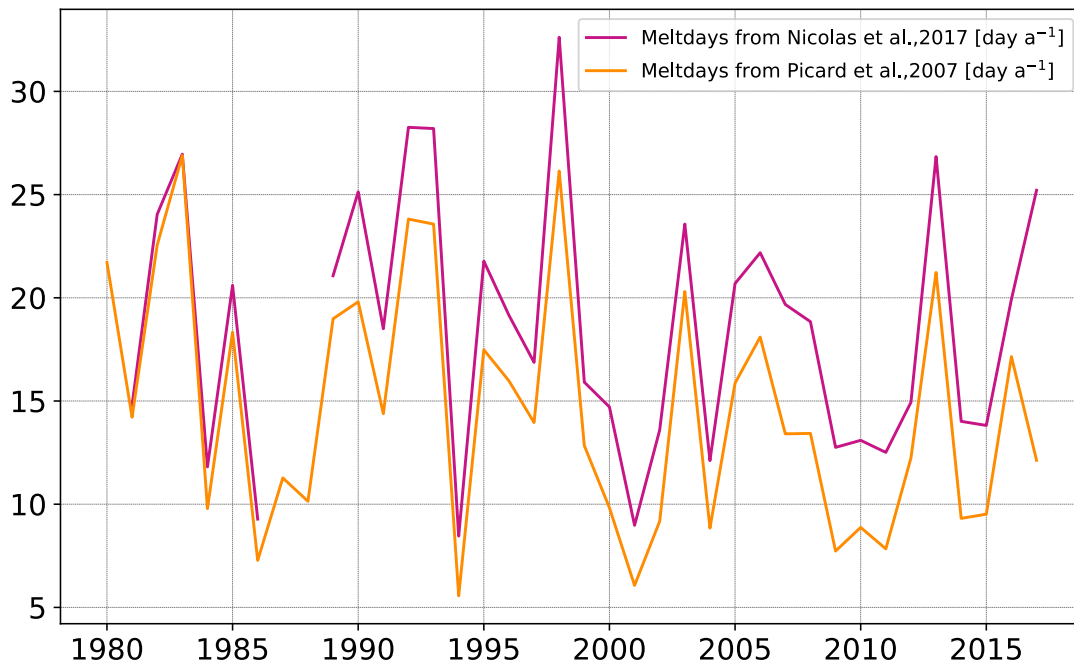


Figure 14. Série temporelle de deux jeux de données basés sur des observations satellite du nombre de jour de fonte par été moyenné sur le secteur d'Amundsen (seulement où la fonte est présente, ce qui correspond approximativement à la zone des plateformes de glace)

2.4 Projections en région d'Amundsen

Les modèles de dynamique glaciaire forcés par un scénario anthropique (RCP8.5) prédisent une augmentation de la contribution de l'Antarctique sur le niveau des mers de plus 25 cm pour 2100 (Golledge et al., 2019) avec les changements les plus drastiques au niveau du secteur d'Amundsen.

Cette augmentation proviendrait principalement de l'augmentation de la décharge au niveau de la ligne d'échouage en lien avec l'augmentation de la fonte océanique (Rignot et al., 2019). Il existe des efforts pour projeter la fonte sous les plateformes de glace en forçant directement un modèle d'océan avec les modèles climatiques globaux (i.e. CMIP3 dans Timmermann and Hellmer, 2013 ; ou encore CMIP5 dans Naughten et al., 2018). Ainsi, la perte de masse par fonte basale est soupçonnée d'augmenter de 189% à 190% entre la moyenne 1996-2005 et 2091-2100 et selon les forçages utilisés, moyenne des modèle globaux (« MMM » pour multi model mean) ou un seul modèle global le mieux représentatif sur climat Antarctique (« ACCESS1.0 » par exemple) respectivement, sur le secteur d'Amundsen en réponse aux changements climatiques futurs du scénario RCP8.5 (Naughten et al., 2018). Ce pourcentage diffère selon le scénario, ainsi avec le scénario RCP4.5, la perte par fonte basale est soupçonnée d'augmenter de 72% à 126% sur le secteur d'Amundsen et toujours selon le modèle grande

échelle utilisé (MMM ou ACCESS) sur la même période (moyenne 1996-2005 versus 2091-2100). Le secteur d'Amundsen présente dans tous les cas de figure les plus grosses variations de fonte basale (Naughten et al., 2018) comparé aux autres secteurs. Cependant les forçages grandes échelles utilisés (MMM ou encore ACCESS1.0) présentent des biais importants sur cette région (détail des biais dans la section suivante). Forcer directement un modèle d'océan avec des modèles grande échelle type CMIP5, sans faire au préalable une méthode pour supprimer les biais, affiche des projections de fonte encore hasardeuses et peu robustes.

Il existe également des simulations globales à partir de modèles couplés océan-atmosphère à 1° de résolution capable de reproduire le climat de surface à l'échelle du continent (Lenaerts et al., 2016). Ces modèles prédisent des changements de précipitations et de couverture de glace de mer significatifs sur le secteur d'Amundsen (Fig.15).

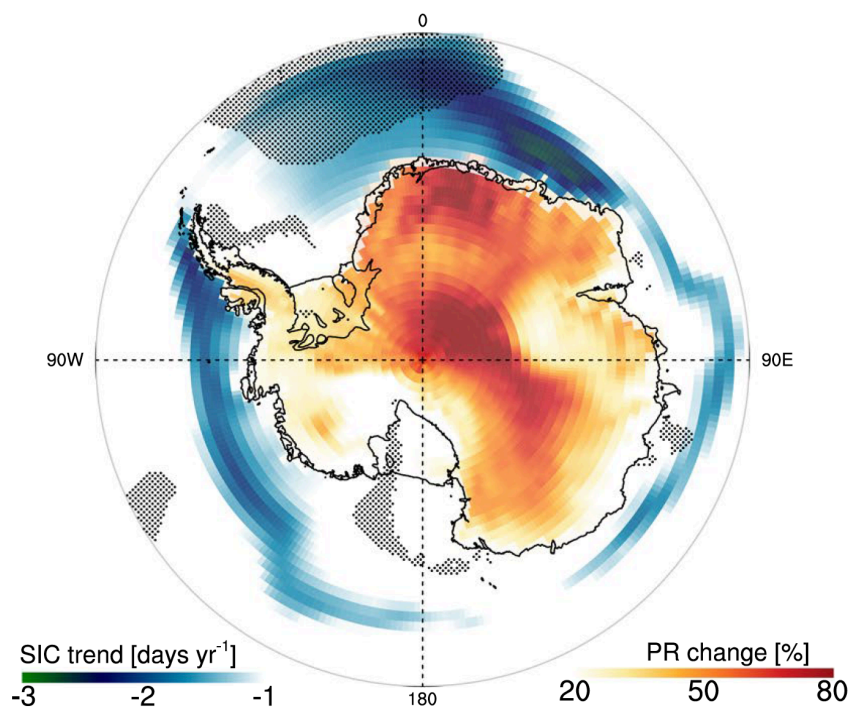


Figure 15. Changement de glace de mer (bleu) et de précipitations (rouge) modélisés sur la période 2006-2099 avec un modèle global couplé océan-atmosphère à 1° résolution sous le scénario RCP85. Régions hachurées représentent les zones où le flux d'humidité méridien augmente de plus de 10% à 850hPa. Source : Lenaerts et al., (2016).

En réponse à ces changements de précipitations et de concentration de glace de mer, le bilan de masse de surface du continent va potentiellement augmenter de 6 à 16% (Ligtenberg et al., 2013) et principalement sur les régions côtières.

Concernant la fonte de surface, actuellement, les modèles atmosphériques (exemple RACMO Fig.16) prédisent une augmentation de la fonte pour 2100 sur l’Antarctique de l’Ouest, avec des taux de fonte futurs supérieurs aux taux correspondant aux plateformes qui présentent le plus haut taux de fonte actuel (Larsen C et Wilkins localisé sur la Péninsule ~275 mm. w.e). Une partie de l’Antarctique de l’Ouest atteint même un taux de fonte supérieur aux taux observés juste avant l’effondrement des Larsen A et B (~725 mm.w.e. yr⁻¹, Trusel et al., 2015). Les modèles de dynamique prescrivent la fonte simplement en fonction de la température de l’air (Ohmura, 2001) or elle n’évolue pas linéairement face aux changements de température, mais plutôt de manière exponentielle (Trusel et al., 2015). L’évolution exponentielle de la fonte par rapport aux changements de température rendent les plateformes plus vulnérables à un potentiel effondrement.

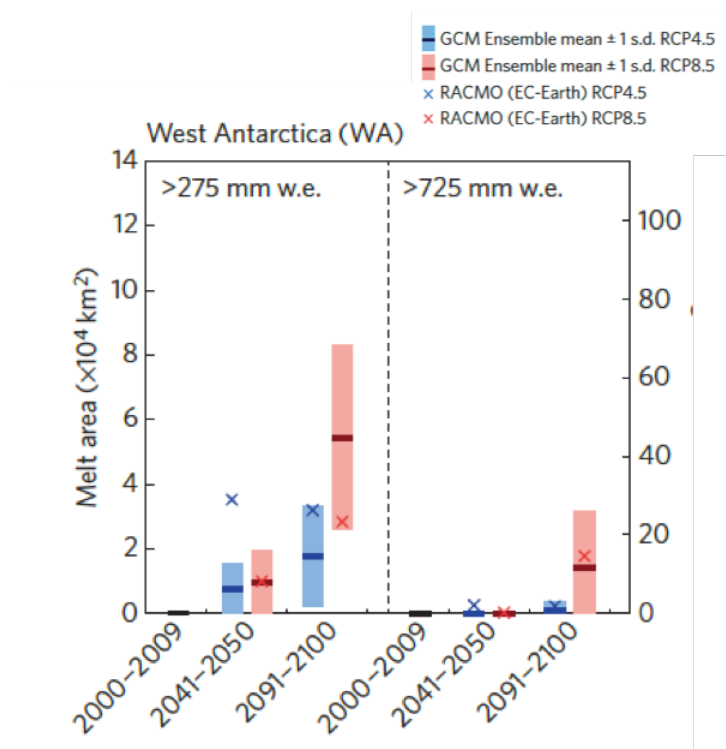


Figure 16. Projections climatiques de fonte de surface (aire de fonte en km²) un GCM Ensemble mean (moyenne des modèle globaux CMIP5) et un modèle régional RACMO (forcé par un modèle global EC-Earth) sous deux scénarios différents RCP4.5 et RCP8.5. Source :Trusel et al., (2015)

Cependant l’estimation de perte de masse future dépend largement du modèle et des mécanismes qui y sont représentés. Par exemple dans le cas où le mécanisme de MICI et d’hydrofracture sont inclus, la plupart des plateformes de glace de l’Antarctique de l’Ouest ne

seraient plus présentes d'ici 50 ans (Pollard et al., 2015) et la contribution de l'Antarctique au niveau des mers dépasserait le mètre d'ici 2100 (Deconto and Pollard, 2016). Cependant Edwards et al., (2019) ont montré récemment que la présence du MICI n'est pas nécessaire pour reproduire le niveau des mers passé, et sans celui-ci, la contribution du niveau des mers du secteur d'Amundsen serait de 25 cm d'ici 2100 (Ritz et al., 2015).

Les mécanismes mis en jeu ne sont pas la seule limitation des modèles de dynamique pour établir des projections futures. En effet, la résolution au niveau de ligne d'échouage n'est généralement pas suffisante dans les modèles utilisés pour de larges ensembles de projections pour une bonne représentation de l'instabilité du MISI (Pattyn et al., 2013).

De plus les projections de perte de masse ne représentent pas la circulation complexe sous glaciaire et ainsi utilisent une paramétrisation de la fonte océanique (voir section 1.3 pour les différents types de paramétrisations existantes).

Afin de produire des projections de bilan de masse de la calotte, les modèles de dynamique ont également besoin de forçages atmosphériques futurs robustes. Cependant les modèles globaux ont une physique qui n'est pas adaptée aux régions polaires et présente des biais qui seront décrit en détails partie 3 de cette introduction.

Utiliser un modèle régional avec une physique adaptée aux régions polaires, forcé par un modèle global avec une correction de biais reste la solution la plus performante actuellement pour produire des projections atmosphériques robustes dans le but de forcer les modèles de dynamique et produire des projections de bilan de masse mieux contraints. A notre connaissance, ceci n'a pas encore été réalisé sur le secteur d'Amundsen.

3 Un outil pour tenter de mieux comprendre et prévoir : La modélisation

3.1 Pourquoi les modèles ?

Comprendre le climat présent et sa variabilité est un pas essentiel pour prédire le climat futur. Les conditions extrêmes (fort vent, température froide), l'absence de population permanente et la difficulté d'accès au continent (fort courants marins et vents côtiers, présence de glace de mer) rendent les observations difficiles. Cependant l'Antarctique est actuellement recouvert de 243 stations automatiques disponibles depuis 1980 (dont 41 proches du secteur d'Amundsen) et pour obtenir plus de données sur les conditions de surface les satellites sont également utilisés. Ils permettent par exemple d'estimer la température de surface (Fréville et al., 2014; Steig et al., 2009 par exemple), la couverture de glace de mer (Comiso and Nishio, 2008), la fonte de surface (Nicolas et al., 2017; Picard et al., 2007), l'altitude et la forme du socle rocheux (Fretwell et al., 2013), les changements de dynamique glaciaire (Rignot et al., 2008), et la perte de masse sous les plateformes de glaces (Pritchard et al., 2012; Rignot et al., 2013). Les observations satellites permettent de pallier le problème de la variabilité spatiale. Cependant ces observations peuvent être gênées par la présence de nuages et il devient alors difficile de faire la différence entre nuage et régions enneigées (Fréville et al., 2014). De plus, les mesures de fonte de surface par satellite peuvent être également sous-estimées à cause de la percolation d'eau de fonte dans le manteau neigeux (déjà observé sur Pine Island, Kingslake et al. 2017). Mais avant tout, ses observations sont encore trop récentes et ne permettent pas encore de diminuer l'incertitude sur la variabilité décennale du climat. Ainsi des modèles numériques ont donc été développés pour reproduire le climat à partir d'équations physiques. L'utilisation de modèles numériques permet d'obtenir des prévisions opérationnelles en météorologie ou en océanographie, de faire des projections climatiques, ou encore de comprendre le fonctionnement d'une partie du système climatique en faisant des simulations ciblées (tests de sensibilités sur des paramètres, isolement d'un mode de variabilité). La modélisation permet également d'obtenir des grandeurs difficiles à mesurer, telles que la fonte océanique (e.g. Mathiot et al., 2017), ou encore le bilan de masse de surface à l'échelle de la calotte qui est utilisé pour estimer la contribution de la calotte au niveau des mers (Shepherd et al., 2018; Rignot et al., 2019 par exemple).

3.2 Quels modèles ?

3.2.1 GCM (Global Climate Model ou General Circulation Model)

Les modèles de climat globaux décrivent l'évolution et le comportement du climat à partir d'équations dynamiques à grande échelle et de paramétrisations sous-mailles décrivant les processus physiques à plus fine échelle. Il existe plusieurs types de modèles globaux : les modèles globaux atmosphériques (AGCMs), les modèles globaux océaniques (OGCMs) ou encore les modèles globaux couplés océan-atmosphère (AOGCMs). Associés à des modèles de glace de mer, de surfaces continentales, de chimie de l'atmosphère, de processus biologiques ou encore des modèles de cycle du carbone les AOGCMs deviennent des « Earth system models (ESM) » et sont utilisés pour prédire les changements climatiques induits par l'augmentation des gaz à effet de serre.

La plupart des modèles globaux sont rassemblés autour d'un projet d'intercomparaison (CMIP : « Coupled Model Intercomparison Project » actuellement dans sa phase 6). Le but est d'évaluer et d'améliorer les modèles climatiques, de modéliser la variabilité du climat présent, de produire des projections futures et d'estimer l'incertitude associée en analysant un ensemble de modèles forcés par un ensemble de scénarios d'émissions anthropiques. La phase 6 de ce projet vise à comprendre comment le système planétaire répond aux forçages, quelles sont les origines des biais des modèles et comment interpréter les projections climatiques en considérant la variabilité interne et l'incertitude des scénarios (Eyring et al., 2016).

Ces projets d'intercomparaison ont permis de voir que les GCMs présentent des biais. La faible résolution des modèles globaux, typiquement autour de 100 - 300km, peut être une des causes de la présence de biais dans les GCMs. En augmentant la résolution certains biais, comme par exemple la position des vents d'ouest en Antarctique, peuvent être significativement réduits (Hourdin et al., 2012). Mais la résolution reste trop faible pour les régions à forte variabilité spatiale (exemple : zone côtière) et leurs paramétrisations souvent non adaptées aux régions polaires (Agosta et al., 2015), comme par exemple les paramétrisations de processus physiques dans les couches limites atmosphériques, la microphysique nuageuse, ou encore la neige soufflée par le vent.

Les GCMs présentent des biais notables des vents d'ouest dans la région Australe (Fig.17), avec un biais vers l'équateur de $3.4 \pm 1.9^\circ$ et une sous-estimation de la vitesse des vents de $-1.5 \pm 1.4 \text{ m s}^{-1}$ (sur le secteur Pacifique) sur l'ensemble des modèles CMIP5 en comparaison aux réanalyses ERA-Interim (Bracegirdle, 2013b). En plus des biais concernant les vents zonaux (Fig.17), les GCMs présentent des biais significatifs sur les températures de surface d'été en

Antarctique, avec 43 modèles de l'ensemble CMIP5 présentant un biais positif médian de 3.95°C en comparaison à un modèle haute résolution forcé par les réanalyses ERA-Interim (Trusel et al., 2015). La plupart des modèles CMIP5 surestiment également les précipitations : en moyenne sur le continent les précipitations solides simulées varient entre 158 et 354 mm a⁻¹ selon le modèle alors que les observations satellites affichent un taux de 172 mm a⁻¹ (Palerm et al., 2017). La plupart des GCMs présentent aussi des biais de l'étendue de glace de mer (surestimation à la fin de l'été et sous-estimation en fin d'hiver dans le secteur d'Amundsen et de Ross, Zunz et al., 2013). Les biais ne se limitent pas à l'océan austral, ils se retrouvent un peu partout sur le globe y compris au niveau des modes de variabilité comme ENSO (Bellenger et al., 2013; Taschetto et al., 2014) et peuvent potentiellement impacter les téléconnexions entre la région Equatoriale et Antarctique.

L'absence de plateformes de glace interactives dans les modèles CMIP entraîne également des biais au niveau de l'apport d'eau douce (relativement important d'après Swart and Fyfe, 2012; Bintanja et al., 2013; Pauling et al., 2016; Jourdain et al., 2017; Asay-Davis et al., 2017). Actuellement l'eau douce est prescrite le long de la côte de manière uniforme en profondeur ou directement en surface, or cette approche ne fait pas la différence entre l'eau douce provenant des plateformes de glace et celle provenant de la fonte d'icebergs, les deux impactant différemment les courant côtiers ou encore la glace de mer (Jourdain et al., 2017; Mathiot et al., 2017; Merino et al., 2018). De plus un apport d'eau douce prescrit de manière uniforme peut avoir des effets non négligeables sur la circulation océanique grande échelle en impactant directement la formation des eaux de fond Antarctique (Asay-Davis et al., 2017). Les rétroactions au niveau des cavités sous-glaciaires n'étant pas pris en compte on peut également supposer des biais sur la perte de masse du continent.

Pour résoudre le problème de résolution et de physique non-adaptée il peut être opportun d'utiliser un modèle régional climatique (RCM pour Regional Climate Model), qu'il soit atmosphérique ou océanique, forcé aux frontières par un GCM ou une réanalyse (produit issue d'un GCM avec assimilation de données) et ainsi faire une descente d'échelle dynamique des variables de sortie des GCMs.

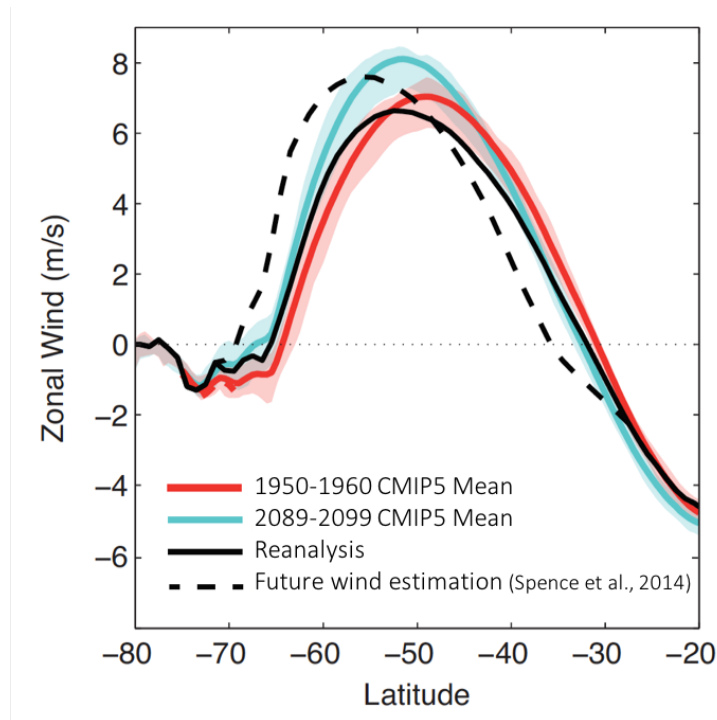


Figure 17. Biais des vents d'Ouest présent dans les modèles CMIP5. Modifié à partir de Spence et al., (2014).

3.2.2 RCM (Regional Climate Model)

Afin de réduire les biais des modèles globaux ou d'atteindre des résolutions élevées sur une région donnée, il est possible de faire une descente d'échelle dynamique en forçant des modèles régionaux (haute résolution et avec une physique adaptée à la région) avec un GCM ou une réanalyse. Il existe ainsi plusieurs modèles régionaux atmosphériques avec une physique adaptée aux régions polaires. Par exemple, le modèle RACMO2 (Lenaerts et al., 2017 par exemple), le modèle Polar WRF (Deb et al., 2018 par exemple), le modèle HIRHAM (Xin et al., 2013 par exemple) et le modèle MAR (Agosta et al., 2019 par exemple) qui sera évalué sur le secteur d'Amundsen dans ce manuscrit. Les modèles régionaux atmosphériques ont une résolution horizontale qui varie typiquement de 5 à 50 km. La résolution horizontale impacte la représentation du climat de surface, ainsi à 5 km de résolution la température et la vitesse des vents sont parfois plus proches des observations (Lenaerts et al., 2017). Les particularités des modèles régionaux atmosphériques utilisés en Antarctique, en plus de la haute résolution verticale et horizontale nécessaire pour reproduire la variabilité spatiale (Gallée et al., 2015; van Wessem et al., 2016), est leur physique développée pour les régions polaires. Couplés à des modèles de neige ils peuvent représenter des processus fine échelle tel que la neige soufflée, ils sont ainsi généralement plus proches des observations de surface et présentent des faibles biais sur la calotte en comparaison aux GCMs (Trusel et al., 2015).

Il existe également des modèles régionaux océaniques utilisés pour résoudre les courants à fine échelle et leurs interactions avec l'atmosphère, la bathymétrie et la calotte. Le premier modèle régional océanique comprenant les interactions glace/océan et la fonte océanique fut probablement le modèle BRIOS (Bremerhaven Regional Ice-Ocean Simulations, Beckmann et al., 1999) suivi des modèles ROMS (Robertson, 2013 par exemple), NEMO (Jourdain et al., 2017 par exemple) ou encore MITgcm (Seroussi et al., 2017 par exemple). Une partie croissante de ces modèles ont des cavités et résolvent les courants sous-glaciaires associés à la fonte en utilisant les trois équations fondamentales de fonte/congélation basées sur l'équilibre thermique et halin à l'interface eau/glace (Hellmer and Olbers, 1989; Holland and Jenkins, 1999; Jenkins et al., 2010). La distinction principale entre ces différents modèles régionaux océaniques est le choix de la coordonnée verticale. En effet, l'océan a une surface mobile, sa profondeur dépend de sa localisation et sa stratification exerce une forte barrière sur le mouvement et le mélange vertical.

La modélisation régionale océanique est utile pour résoudre l'apport d'eau chaude arrivant sur le plateau continental, car au-delà de 2 – 4 km, la résolution devient trop large pour résoudre les tourbillons en partie responsables de l'apport de courants chauds sur le plateau continental (Stewart and Thompson, 2015).

Comme pour les modèles globaux il existe des projets d'intercomparaison pour modèles régionaux : MISOMIP (« Marine Ice-Sheet Ocean intercomparaison Project », Asay-Davis et al. 2016) pour les modèles d'océan et calotte, et CORDEX (« Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment ») pour les modèles d'atmosphère, dans le but d'évaluer les modèles et d'améliorer les modèles régionaux et ainsi créer des simulations couplées afin d'établir des projections de niveau des mers plus juste.

Il existe également un entre-deux entre le modèle global et régional avec un modèle global à grille variable et plus fine sur la région d'intérêt. Cette méthode ne nécessite pas d'avoir un autre modèle aux frontières et ainsi ne crée pas de discontinuité entre la fine échelle et la circulation globale. Ces méthodes sont utilisées aussi bien pour des modèles océaniques que atmosphériques, comme par exemple le modèle FESOM (Timmermann et al., 2012 par exemple) côté océan ou encore le modèle LMDZ (e.g. Vignon et al., 2018) côté atmosphère.

3.2.3 Méthodes de projections

Les projections sont actuellement entachées d'incertitudes venant de trois volets principaux (1) l'incertitude sur le scénario, qui dépend de l'évolution du forçage radiatif future, (2) l'incertitude sur le modèle climatique, tous les modèles présentent des biais plus ou moins marqués et différents d'un modèle à l'autre (Gleckler et al., 2008; Flato et al., 2013), (3) l'incertitude sur la variabilité interne du système, qui dépend des fluctuations naturelles d'un système climatique sans changement de forçage radiatif. Dans ce manuscrit nous évoquerons uniquement les incertitudes (2) et (3).

a) Réduire l'incertitude sur la variabilité naturelle

Afin de diminuer l'incertitude sur la variabilité naturelle interannuelle et décennale il est nécessaire d'avoir un jeu d'observation de plusieurs décennies. Les observations satellitaires fournissant de larges jeux de données en Antarctique ont commencé fin des années de 70, ainsi la variabilité naturelle décennale du système climatique reste trop peu connue même si on commence à bien diminuer l'incertitude sur la variabilité interannuelle. Pour réduire l'incertitude sur la variabilité décennale naturelle du système climatique il est possible de modéliser le climat présent (1979-2017) avec la possibilité d'assimiler des observations. Dans cette idée il existe des réanalyses (ou analyse « rétrospective ») qui produisent une vue consistante de l'état passé de l'atmosphère. Du fait de leur large résolution (~80km) et de leur dépendance au système d'observation pouvant créer des décalages dans la sortie de la réanalyses lorsqu'il y a une modification du système d'observation, les réanalyses peuvent avoir des biais et sont donc à utiliser avec précaution. Il existe actuellement plusieurs jeux de réanalyses avec une physique et des assimilations de données différentes. Parmi celles-ci nous utiliserons dans ce manuscrit la réanalyse ERA-Interim qui semble être la plus consistante actuellement sur notre région d'intérêt (Bromwich et al., 2011; Huai et al., 2019). Pour réduire l'incertitude sur la variabilité naturelle d'un système climatique l'étude du climat passé permet de comprendre les téléconnexions présentes entre les différentes parties du globe (Raphael et al., 2016; Nakayama et al., 2018; Turner et al., 2019 par exemple) et ainsi identifier les opportunités pour établir des prédictions. Le chapitre 3 de ce manuscrit sera consacré au climat passé du secteur d'Amundsen.

b) Réduire l'incertitude sur les modèles climatiques

- *Méthode de descente d'échelle dynamique*

La méthode de descente d'échelle dynamique consiste à forcer un RCM avec un GCM aux frontières de manière dynamique (typiquement toutes les 6h). Selon la taille du domaine, la sortie du RCM est plus ou moins dépendante du forçage aux frontières. Cette méthode est actuellement la plus fréquemment utilisée, notamment dans CORDEX. Cependant elle ne permet pas de supprimer les biais des GCMs, mais selon le modèle ou encore la taille du domaine, elle peut les réduire significativement en surface (Lang et al., 2015). Idéalement et afin de supprimer les biais, il est nécessaire de faire une analyse en amont permettant de faire une correction de biais des sorties du modèle global qui serviront ensuite de forçage aux modèles régionaux.

- *Méthode d'anomalie simple*

Une des méthodes pour supprimer les biais dans les projections est la méthode d'anomalie. Cette méthode consiste à ajouter l'anomalie des modèles globaux (futur – présent) directement aux observations ou réanalyses. La plupart du temps cette méthode s'effectue sur une anomalie d'un ensemble multi-modèle CMIP futur-présent. En effet l'utilisation de la moyenne multi-modèle permet ainsi de réduire davantage le biais initial (différent selon le modèle) et de mettre en avant le signal du réchauffement climatique et non pas de la variabilité décennale (différente selon le modèle également). Une fois l'anomalie calculée on l'ajoute aux observations (ou réanalyses) afin de créer un forçage futur affranchit de biais présent dans tous les modèles CMIP.

Cette méthode s'applique sur la température de surface de l'océan ou encore sur la concentration de glace de mer (Krinner et al., 2008) pour forcer le RCM en surface mais également à la température, la pression, l'humidité pour forcer les RCMs latéralement (Walsh, 2015). Cette méthode a déjà été mise en place dans d'autres parties du globe (Knutson et al., 2008; Walsh, 2015) et a permis d'obtenir des projections climatiques avec de faibles biais en comparaison aux sorties GCMs. Cependant cette méthode ne prend pas en compte les variations futures de la variabilité interannuelle (Walsh, 2015) et émet l'hypothèse que les biais sont stationnaires dans le temps (Kerckhoff et al., 2014). Une étude récente montre que les biais sont fortement stationnaires à large échelle même pour des forts changements climatiques (Krinner and Flanner, 2018).

- *Méthodes de correction de biais*

- *Correction océanique température de surface (SST) et concentration de glace de mer (SIC)*

La méthode de correction de biais nécessite plusieurs étapes, la première consiste à appliquer une correction de biais sur les conditions de surface de l'océan SST/SIC. Une des méthodes existantes pour appliquer une correction de biais à la SST et SIC est la méthode quantile-quantile (Ashfaq et al., 2011) qui consiste à ajouter le quantile de la sortie d'un GCM au quantile de l'observation pour chaque pas de temps. Cependant ces méthodes ne sont pas vraiment adaptées à la correction de biais pour la concentration de glace de mer (Beaumont et al., 2019). En effet la concentration de glace de mer est une quantité relative (entre 0 et 100%) dépendante de la surface de l'océan recouvert par la glace. La glace de mer étant la principale barrière entre les échanges océan/atmosphère il est nécessaire d'appliquer une correction de biais adéquate afin d'obtenir des projections plus justes. Pour cela il existe différentes méthodes, la « look-up table method » (Haarsma et al., 2016), qui suppose que la concentration de glace de mer est fonction de la SST, mais cette relation varie selon la saison et l'hémisphère il est donc nécessaire de l'appliquer sur chaque mois et pour chaque hémisphère. Il existe également la méthode itérative d'anomalie relative (Krinner et al., 2008) qui permet d'obtenir une estimation du changement relatif de l'aire recouverte de glace de mer selon un secteur en fonction des observations et de la sortie GCM future et présente. Il est également possible d'appliquer la méthode quantile-quantile à la méthode itérative d'anomalie relative mais cette méthode présente de larges erreurs sur les moyennes spatiales (Beaumont et al., 2019). Parmi les méthodes de corrections de biais de concentration de glace de mer, il existe la méthode analogue qui consiste à obtenir la concentration et l'étendue de glace de mer pour un secteur donné pour chaque mois. Cette méthode fait appel à la méthode quantile-quantile pour ajouter les quantiles de concentration et d'étendue de glace de mer provenant des GCM présents et futurs aux quantiles des observations (Beaumont et al., 2019). Cette méthode plus difficile à mettre en place, permet de faire la distinction entre étendue et concentration de glace de mer. Toutes ces méthodes sont décrites en détails dans Beaumont et al., (2019).

- *Correction empirique en ligne de l'atmosphère*

La deuxième étape consiste à faire une correction de biais empirique sur les variables atmosphériques. Cette correction empirique se base sur l'ajout d'un terme de rappel aux observations appelé « Nudging term » pour chaque variable atmosphérique au présent et provenant d'un modèle global atmosphérique. Cette méthode permet de créer une carte de

« Nudging » avec en chaque point le rappel aux observations qui a été effectué. Cette carte est ensuite ajoutée à la sortie du modèle global atmosphérique pour le futur (Guldborg et al., 2005; Kharin and Scinocca, 2012). La troisième étape consiste à forcer un modèle atmosphérique global puis régional avec la correction de biais empirique pour les variables atmosphériques et la correction de température de surface de l’océan et de concentration de glace de mer pour la partie océan. Cette méthode permet de réduire significativement les biais de circulation atmosphérique générale actuellement présents entre les modèles globaux et peut être utilisée comme méthode de correction de biais pour les projections climatiques (Krinner et al., 2019). Cependant, et comme la plupart des méthodes de correction de biais, elle émet l’hypothèse de la stationnarité des biais et permet de corriger la circulation générale mais pas directement le climat de surface.

- *Méthode de contrainte émergente*

Outre la correction de biais une autre méthode consiste à corriger l’anomalie présent-future simulée à partir d’une relation linéaire entre un champ observable et cette anomalie. Cette méthode appelée « méthode de contrainte émergente » (Allen and Ingram, 2002; Hall and Qu, 2006; Williamson et al., 2018) permet de s’affranchir des biais présents dans les modèles globaux en appliquant une correction statistique.

La figure 18 illustre cette méthode en représentant un exemple de relation linéaire entre l’anomalie de concentration de glace de mer (futur-présent) et la température (champs observables). Sur cette figure les modèles 4 et 5 sont considérés comme adéquats pour représenter l’anomalie de glace de mer, ce qui n’est pas le cas du modèle 6 par exemple. Afin d’utiliser le modèle 6 pour établir des projections il est nécessaire de modifier l’anomalie de glace de mer, tout en suivant la relation linéaire, afin de se retrouver dans la gamme des observations de température.

Cette méthode émet l’hypothèse que les modèles sont indépendants les uns des autres, ce qui n’est pas complètement le cas (Caldwell et al., 2014), elle nécessite également une relation linéaire basée sur un mécanisme physique. Cette méthode pourrait éventuellement être une amélioration de la méthode d’anomalie décrite précédemment (e.g. Dutheil et al., 2019). Elle n’a cependant jamais été testée en Antarctique à notre connaissance.

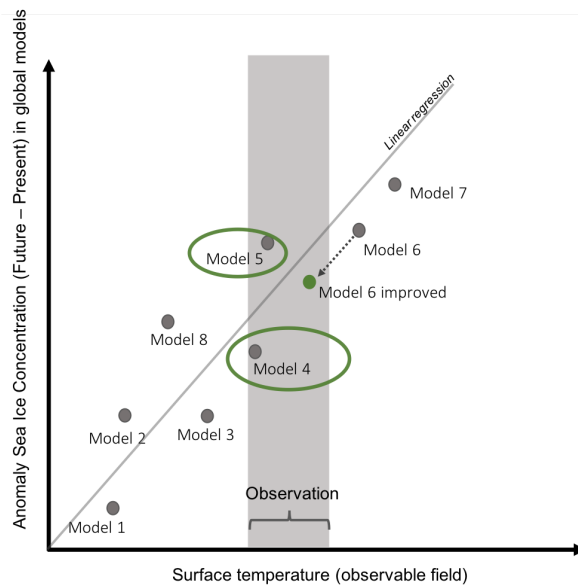


Figure 18. Méthodes des contraintes émergentes

4 Les objectifs de la thèse pour mieux comprendre le climat actuel et futur de l'Antarctique de l'Ouest

Les objectifs de la thèse se concentrent sur l'amélioration de la compréhension des processus pouvant affecter la contribution de l'Antarctique au niveau des mers.

Les modèles globaux océaniques de dernières générations n'ont actuellement pas de plateformes et donc pas d'interaction glace/océan intégrées dans la physique du modèle et peuvent ainsi produire des températures côtières biaisées. Ainsi une première étape de cette thèse consiste à montrer l'influence de la circulation sous-glaciaire, présente dans les cavités et induite par la fonte océanique, sur la température de l'océan côtier et ainsi produire une étude de sensibilité de la présence de plateformes dans les modèles océaniques. En effet la fonte sous-glaciaire agit sur la circulation océanique côtière et donc sur les températures. Dans cette même idée on peut supposer que les changements de températures agissent en contrepartie sur la fonte sous-glaciaire. Ainsi la seconde partie du chapitre 2 de ce manuscrit sera basée sur les rétroactions glace/océan sous les plateformes de glaces et sur l'importance du couplage glace/océan dans les modèles de dynamiques glaciaires (Fig.19 part1).

Les modèles globaux atmosphériques présentent également des biais sur la circulation grande échelle et donc sur le climat de surface. Afin de supprimer ces biais il est nécessaire d'appliquer des méthodes de corrections. Dans cette thèse, la méthode d'anomalie est mise en place. Ainsi l'anomalie des modèles globaux présent-futur (SST, SIC, pression, vent, température, humidité spécifique) est ajoutée à la réanalyse ERA-Interim. Afin de produire une

projection du climat de surface (qui lui n'a pas subi de correction de biais directement), il est nécessaire de forcer un modèle régional avec ce forçage futur corrigé. Pour cela nous utilisons le Modèle Atmosphérique Régional (MAR). Pour comparer l'évolution du climat de surface présent-futur une simulation représentative du présent est décrite dans le chapitre 3. Afin d'estimer la capacité du modèle régional à reproduire le climat de surface dans la région d'intérêt, une évaluation en comparaison aux observations est faite dans ce même chapitre. De même, afin de diminuer l'incertitude sur la variabilité interne du système une étude sur les téléconnexions entre les larges modes de variabilités climatiques et le climat de surface simulé est décrite en seconde partie du chapitre 3 (Fig.19 part2). La comparaison présent-futur est décrite chapitre 4 (Fig.19 part3). Ces deux dernières parties ont permis de mettre en place des jeux de données atmosphériques présent-futur, à haute résolution et corrigés de biais, disponibles pour les modèles couplés océan/dynamique futurs, afin d'établir des projections climatiques sur le niveau des mers plus justes.

Toutes ces études sont concentrées sur une région qui suscite un fort intérêt dans l'étude du réchauffement climatique en Antarctique : Le secteur d'Amundsen. En effet étant actuellement

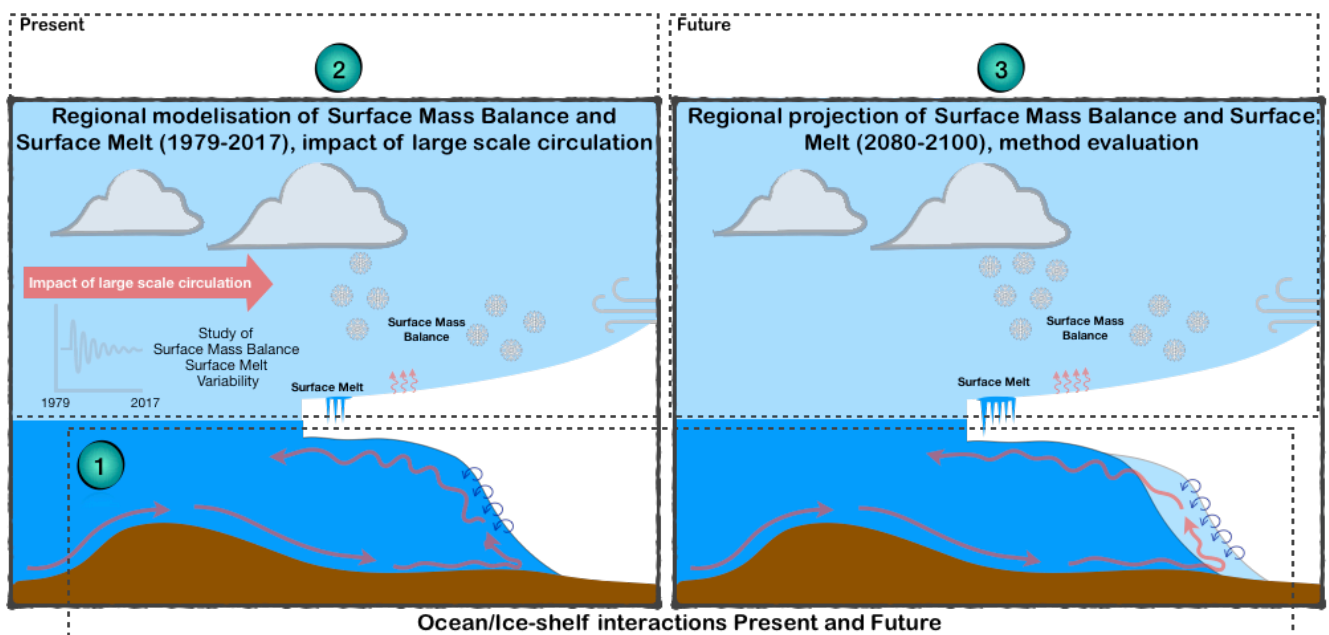


Figure 19. Schéma des différentes études réalisées dans cette thèse. La partie 1, modélisation océanique présent/futur, correspond au chapitre 2 ; la partie 2, modélisation atmosphérique présent, au chapitre 3 ; et la partie 3, modélisation atmosphérique future, au chapitre 4.

le plus gros contributeur du niveau des mers en Antarctique et situé sur une zone instable, les glaciers et plateformes du secteur d'Amundsen sont menacés et, du fait de l'instabilité, ont la capacité de changer drastiquement la contribution de l'Antarctique au niveau des mers.

Bibliographie chapitre 1

- Abram, N. J., Mulvaney, R., Vimeux, F., Phipps, S. J., Turner, J. and England, M. H.: Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium, *Nature Climate Change*, 4(7), 564, 2014.
- Agosta, C., Favier, V., Krinner, G., Gallée, H., Fettweis, X. and Genthon, C.: High-resolution modelling of the Antarctic surface mass balance, application for the twentieth, twenty first and twenty second centuries, *Climate dynamics*, 41(11–12), 3247–3260, 2013.
- Agosta, C., Fettweis, X. and Datta, R.: Evaluation of the CMIP5 models in the aim of regional modelling of the Antarctic surface mass balance, *The Cryosphere*, 9, 2311–2321, 2015.
- Agosta, C., Amory, C., Kittel, C., Orsi, A., Favier, V., Gallée, H., Broeke, M., Lenaerts, J., Wessem, J. and Fettweis, X.: Estimation of the Antarctic surface mass balance using MAR (1979–2015) and identification of dominant processes, *The Cryosphere Discussions*, 1–22, doi:<https://doi.org/10.5194/tc-13-281-2019>, 2019.
- Allen, M. R. and Ingram, W. J.: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle, *Nature*, 419(6903), 228–232, doi:<https://doi.org/10.1038/nature01092>, 2002.
- Arblaster, J. M. and Meehl, G. A.: Contributions of external forcings to southern annular mode trends, *Journal of climate*, 19(12), 2896–2905, 2006.
- Asay-Davis, X. S., Cornford, S. L., Durand, G., Galton-Fenzi, B. K., Gladstone, R. M., Gudmundsson, G. H., Hattermann, T., Holland, D. M., Holland, D., Holland, P. R., Martin, D. F., Mathiot, P., Pattyn, F. and Seroussi, H.: Experimental design for three interrelated marine ice sheet and ocean model intercomparison projects: MISMIP v. 3 (MISMIP\$+), ISOMIP v. 2 (ISOMIP\$+) and MISOMIP v. 1 (MISOMIP1), *Geoscientific Model Development*, 9(7), 2471–2497, doi:<https://doi.org/10.5194/gmd-9-2471-2016>, 2016.
- Asay-Davis, X. S., Jourdain, N. C. and Nakayama, Y.: Developments in simulating and parameterizing interactions between the Southern Ocean and the Antarctic Ice sheet, *Current Climate Change Reports*, 3(4), 316–329, doi:<https://doi.org/10.1007/s40641-017-0071-0>, 2017.
- Ashfaq, M., Skinner, C. B. and Diffenbaugh, N. S.: Influence of SST biases on future climate change projections, *Climate Dynamics*, 36(7–8), 1303–1319, doi:<https://doi.org/10.1007/s00382-010-0875-2>, 2011.
- Bamber, J. L., Riva, R. E., Vermeersen, B. L. and LeBrocq, A. M.: Reassessment of the potential sea-level rise from a collapse of the West Antarctic Ice Sheet, *Science*, 324(5929), 901–903, 2009.
- Banwell, A., Willis, I., Macdonald, G., Goodsell, B. and McAyeal, D.: Direct Measurements of Ice-Shelf Flexure caused by Surface Meltwater Ponding and Drainage, doi:<https://doi.org/10.1038/s41467-019-08522-5>, 2019.
- Bassis, J. and Walker, C.: Upper and lower limits on the stability of calving glaciers from the yield strength envelope of ice, *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 468(2140), 913–931, 2011.
- Beaumet, J., Krinner, G., Déqué, M., Haarsma, R. and Li, L.: Assessing bias corrections of oceanic surface conditions for atmospheric models, *Geoscientific Model Development*, 12(1), 321–342, doi:<https://doi.org/10.5194/gmd-12-321-2019>, 2019.
- Beckley, B., Callahan, P., Hancock, D., Mitchum, G. and Ray, R.: On the “Cal-Mode” Correction to TOPEX Satellite Altimetry and Its Effect on the Global Mean Sea Level Time Series, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(11), 8371–8384, 2017.
- Beckmann, A., Hellmer, H. H. and Timmermann, R.: A numerical model of the Weddell Sea: Large-scale circulation and water mass distribution, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C10), 23375–23391, doi:<https://doi.org/10.1029/1999jc900194>, 1999.
- Bell, R. E., Banwell, A. F., Trusel, L. D. and Kingslake, J.: Antarctic surface hydrology and impacts on ice-sheet mass balance, *Nature Climate Change*, 1, doi:<https://doi.org/10.1038/s41558-018-0326-3>, 2018.
- Bellenger, H., Guilyardi, E., Leloup, J., Lengaigne, M. and Vialard, J.: ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5, *Climate Dynamics*, 42(7–8), 1999–2018, doi:<https://doi.org/10.1007/s00382-013-1783-z>, 2013.
- Bintanja, R., Van Oldenborgh, G., Drijfhout, S., Wouters, B. and Katsman, C.: Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in Antarctic sea-ice expansion, *Nature Geoscience*, 6(5), 376–379, 2013.
- Bracegirdle, T. J.: Climatology and recent increase of westerly winds over the Amundsen Sea derived from six reanalyses, *International Journal of Climatology*, 33, 843–851, 2013a.
- Bracegirdle, T. J., Shuckburgh, E., Sallee, J.-B., Wang, Z., Meijers, A. J., Bruneau, N., Phillips, T. and Wilcox, L. J.: Assessment of surface winds over the Atlantic, Indian, and Pacific Ocean sectors of the Southern Ocean in CMIP5 models: historical bias, forcing response, and state dependence, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(2), 547–562, 2013b.
- van den Broeke, M.: Strong surface melting preceded collapse of Antarctic Peninsula ice shelf: Melting on Antarctic ice shelves, *Geophysical Research Letters*, 32(12), doi:<https://doi.org/10.1029/2005GL023247>, 2005.
- Bromwich, D. H., Rogers, A. N., Källberg, P., Cullather, R. I., White, J. W. and Kreuz, K. J.: ECMWF analyses and reanalyses depiction of ENSO signal in Antarctic precipitation, *Journal of Climate*, 13(8), 1406–1420, doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1406:EAARDO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1406:EAARDO>2.0.CO;2), 2000.
- Bromwich, D. H., Nicolas, J. P. and Monaghan, A. J.: An Assessment of Precipitation Changes over Antarctica and the Southern Ocean since 1989 in Contemporary Global Reanalyses, *Journal of Climate*, 24, 4189–4209, 2011.
- Brondex, J., Gagliardini, O., Gillet-Chaulet, F. and Durand, G.: Sensitivity of grounding line dynamics to the choice of the friction law, *Journal of Glaciology*, 63(241), 854–866, 2017.
- Bronselaer, B., Winton, M., Griffies, S. M., Hurlin, W. J., Rodgers, K. B., Sergienko, O. V., Stouffer, R. J. and Russell, J. L.: Change in future climate due to Antarctic meltwater, *Nature*, 564(7734), 53, 2018.
- Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., Van Rensch, P., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santoso, A., McPhaden, M. J., Wu, L. and others: Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming, *Nature climate change*, 4(2), 111, doi:<https://doi.org/10.1038/nclimate2100>, 2014.
- Cai, W., Wang, G., Santoso, A., Lin, X. and Wu, L.: Definition of extreme El Niño and its impact on projected increase in extreme El Niño frequency, *Geophysical Research Letters*, 44(21), doi:<https://doi.org/10.1002/2017gl075635>, 2017.
- Caldwell, P. M., Bretherton, C. S., Zelinka, M. D., Klein, S. A.,

- Santer, B. D. and Sanderson, B. M.: Statistical significance of climate sensitivity predictors obtained by data mining, *Geophysical Research Letters*, 41(5), 1803–1808, doi:10.1002/2014gl059205, 2014.
- Christianson, K., Bushuk, M., Dutrieux, P., Parizek, B. R., Joughin, I. R., Alley, R. B., Shean, D. E., Abrahamsen, E. P., Anandakrishnan, S., Heywood, K. J., Kim, T.-W., Lee, S. H., Nicholls, K., Stanton, T., Truffer, M., Webber, B. G. M., Jenkins, A., Jacobs, S., Bindschadler, R. and Holland, D. M.: Sensitivity of Pine Island Glacier to observed ocean forcing, *Geophysical Research Letters*, 43, 10, doi:10.1002/2016GL070500, 2016.
- Clark, P. U. and Mix, A. C.: Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21(1), 1–7, 2002.
- Comiso, J. C. and Nishio, F.: Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C2), 2008.
- Cornford, S. L., Martin, D. F., Payne, A. J., Ng, E. G., Le Brocq, A. M., Gladstone, R. M., Edwards, T. L., Shannon, S. R., Agosta, C., van den Broeke, M. R., Hellmer, H. H., Krinner, G., Ligtenberg, S. R. M., Timmermann, R. and Vaughan, D. G.: Century-scale simulations of the response of the West Antarctic Ice Sheet to a warming climate, *The Cryosphere Discussions*, 9, 1887–1942, doi:10.5194/tcd-9-1887-2015, 2015.
- Cullather, R. I., Bromwich, D. H. and Van Woert, M. L.: Interannual variations in Antarctic precipitation related to El Niño-Southern Oscillation, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D14), 19109–19118, doi:https://doi.org/10.1029/96jd01769, 1996.
- Davis, P. E. D., Jenkins, A., Nicholls, K. W., Brennan, P. V., Abrahamsen, E. P., Heywood, K. J., Dutrieux, P., Cho, K.-H. and Kim, T.-W.: Variability in Basal Melting Beneath Pine Island Ice Shelf on Weekly to Monthly Timescales, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(11), 8655–8669, doi:10.1029/2018jc014464, 2018.
- De Rydt, J. and Gudmundsson, G. H.: Coupled ice shelf-ocean modeling and complex grounding line retreat from a seabed ridge, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(5), 865–880, 2016.
- Deb, P., Orr, A., Bromwich, D. H., Nicolas, J. P., Turner, J. and Hosking, J. S.: Summer drivers of atmospheric variability affecting ice shelf thinning in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 45(9), 4124–4133, 2018.
- Deconto, R. M. and Pollard, D.: Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise, *Nature*, 531, 591–597, doi:10.1038/nature17145, 2016.
- Ding, Q., Steig, E. J., Battisti, D. S. and Küttel, M.: Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming, *Nature Geoscience*, 4(6), 398, doi:https://doi.org/10.1038/ngeo1129, 2011.
- Dinniman, M. S., Klinck, J. M. and Smith, 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(13), 1508–1523, 2011.
- Dutheil, C., Bador, M., Lengaigne, M., Lefèvre, J., Jourdain, N. C., Vialard, J., Jullien, S., Peltier, A. and Menkes, C.: Impact of surface temperature biases on climate change projections of the South Pacific Convergence Zone, *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-019-04692-6, 2019.
- Dutrieux, P., De Rydt, J., Jenkins, A., Holland, P. R., Ha, H. K., Lee, S. H., Steig, E. J., Ding, Q., Abrahamsen, E. P. and Schröder, M.: Strong sensitivity of Pine Island ice-shelf melting to climatic variability, *Science*, 343(6167), 174–178, 2014.
- Edwards, T. L., Brandon, M. A., Durand, G., Edwards, N. R., Golledge, N. R., Holden, P. B., Nias, I. J., Payne, A. J., Ritz, C. and Wernecke, A.: Revisiting Antarctic ice loss due to marine ice-cliff instability, *Nature*, 566(7742), 58, doi:https://doi.org/10.1038/s41586-019-0901-4, 2019.
- Emiliani, C.: The cause of the ice ages, *Earth and Planetary Science Letters*, 37(3), 349–354, doi:https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90050-X, 1978.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J. and Taylor, K. E.: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937–1958, doi:10.5194/gmd-9-1937-2016, 2016.
- Favier, L., Durand, G., Cornford, S., Gudmundsson, G., Gagliardini, O., Gillet-Chaulet, F., Zwinger, T., Payne, A. and Le Brocq, A.: Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability, *Nature Climate Change*, 4(2), 117–121, 2014.
- Favier, V., Agosta, C., Parouty, S., Durand, G., Delaygue, G., Gallee, H., Drouet, A. S., Trouvilliez, A. and Krinner, G.: An updated and quality controlled surface mass balance dataset for Antarctica, *The Cryosphere*, 7(2), 583–597, doi:10.5194/tc-7-583-2013, 2013.
- Favier, V., Krinner, G., Amory, C., Gallée, H., Beaumet, J. and Agosta, C.: Antarctica-Regional Climate and Surface Mass Budget, *Current Climate Change Reports*, 3(4), 303–315, 2017.
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V. and others: Evaluation of climate models, in *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 741–866, Cambridge University Press., 2013.
- Fogt, R. L., Bromwich, D. H. and Hines, K. M.: Understanding the SAM influence on the South Pacific ENSO teleconnection, *Climate Dynamics*, 36, 1555–1576, 2011.
- Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R. C. A., Holmlund, P., Holt, J. W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E. C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K. A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Mougnot, J., Nitsche, F. O., Nogi, Y., Nost, O. A., Popov, S. V., Rignot, E., Rippin, D. M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M. J., Smith, A. M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B. K., Welch, B. C., Wilson, D., Young, D. A., Xiangbin, C. and Zirizzotti, A.: Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *The Cryosphere*, 7(1), 375–393, doi:10.5194/tc-7-375-2013, 2013.
- Fréville, H., Brun, E., Picard, G., Tatarinova, N., Arnaud, L., Lanconelli, C., Reijmer, C. and Van den Broeke, M.: Using MODIS land surface temperatures and the Crocus snow model to understand the warm bias of ERA-Interim reanalyses at the surface in Antarctica, *The Cryosphere*, 8(4), 1361–1373, doi:https://doi.org/10.5194/tc-8-1361-2014, 2014.
- Fyke, J., Lenaerts, J. and Wang, H.: Basin-scale heterogeneity in Antarctic precipitation and its impact on surface mass variability, *The Cryosphere*, 11(6), 2595–2609, doi:https://doi.org/10.5194/tc-11-2595-2017, 2017.
- Gallée, H., Preunkert, S., Argentini, S., Frey, M., Genthon, C.,

- Jourdain, B., Pietroni, I., Casasanta, G., Barral, H., Vignon, E. and others: Characterization of the boundary layer at Dome C (East Antarctica) during the OPALE summer campaign, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(11), 6225–6236, doi:https://doi.org/10.5194/acpd-14-33089-2014, 2015.
- Genthon, C. and Cosme, E.: Intermittent signature of ENSO in west-Antarctic precipitation, *Geophysical Research Letters*, 30, doi:https://doi.org/10.1029/2003gl018280, 2003.
- Gille, S. T.: Decadal-scale temperature trends in the Southern Hemisphere ocean, *Journal of Climate*, 21(18), 4749–4765, 2008.
- Gillett, N. and Fyfe, J.: Annular mode changes in the CMIP5 simulations, *Geophysical Research Letters*, 40(6), 1189–1193, 2013.
- Gillett, N. P. and Thompson, D. W.: Simulation of recent Southern Hemisphere climate change, *Science*, 302(5643), 273–275, 2003.
- Gleckler, P. J., Taylor, K. E. and Doutriaux, C.: Performance metrics for climate models, *Journal of Geophysical Research*, 113(D6), doi:10.1029/2007jd008972, 2008.
- Goldberg, D., Snow, K., Holland, P., Jordan, J., Campin, J.-M., Heimbach, P., Arthern, R. and Jenkins, A.: Representing grounding line migration in synchronous coupling between a marine ice sheet model and a z-coordinate ocean model, *Ocean Modelling*, 125, 45–60, 2018.
- Golledge, N. R., Keller, E. D., Gomez, N., Naughten, K. A., Bernales, J., Trusel, L. D. and Edwards, T. L.: Global environmental consequences of twenty-first-century ice-sheet melt, *Nature*, 566(7742), 65, 2019.
- Gudmundsson, G., Krug, J., Durand, G., Favier, L. and Gagliardini, O.: The stability of grounding lines on retrograde slopes, *The Cryosphere*, 6, 1497–1505, 2012.
- Guldborg, A., KAAS, E., DEQUE, M., YANG, S. and THORSEN, S. V.: Reduction of systematic errors by empirical model correction: impact on seasonal prediction skill, *Tellus A*, 57(4), 575–588, doi:10.1111/j.1600-0870.2005.00120.x, 2005.
- Haarsma, R. J., Roberts, M., Vidale, P. L., Senior, C. A., Bellucci, A., Bao, Q., Chang, P., Corti, S., Fučkar, N. S., Guemas, V., Hardenberg, J. von, Hazeleger, W., Kodama, C., Koenigk, T., Leung, L. R., Lu, J., Luo, J.-J., Mao, J., Mizielinski, M. S., Mizuta, R., Nobre, P., Satoh, M., Scoccimarro, E., Semmler, T., Small, J. and Storch, J.-S. von: High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP), *Geoscientific Model Development Discussions*, 1–35, doi:10.5194/gmd-2016-66, 2016.
- Hall, A. and Qu, X.: Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change, *Geophysical Research Letters*, 33(3), doi:10.1029/2005gl025127, 2006.
- Hartmann, D. L. and Lo, F.: Wave-driven zonal flow vacillation in the Southern Hemisphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(8), 1303–1315, 1998.
- Hellmer, H. and Olbers, D.: A two-dimensional model for the thermohaline circulation under an ice shelf, *Antarctic Science*, 1(04), 325–336, 1989.
- 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(7397), 225, 2012.
- Hogg, A. E., Shepherd, A., Cornford, S. L., Briggs, K. H., Gourmelen, N., Graham, J. A., Joughin, I., Mouginot, J., Nagler, T., Payne, A. J. and others: Increased ice flow in Western Palmer Land linked to ocean melting, *Geophysical Research Letters*, 44(9), 4159–4167, 2017.
- Holland, D. M. and Jenkins, A.: Modeling thermodynamic ice-ocean interactions at the base of an ice shelf, *Journal of Physical Oceanography*, 29(8), 1787–1800, 1999.
- Holland, P. R. and Kwok, R.: Wind-driven trends in Antarctic sea-ice drift, *Nature Geosci*, 5(12), 872–875, 2012.
- Hosking, J. S., Orr, A., Marshall, G. J., Turner, J. and Phillips, T.: The influence of the Amundsen–Bellingshausen Seas low on the climate of West Antarctica and its representation in coupled climate model simulations, *Journal of Climate*, 26(17), 6633–6648, 2013.
- Hosking, J. S., Orr, A., Bracegirdle, T. J. and Turner, J.: Future circulation changes off West Antarctica: Sensitivity of the Amundsen Sea Low to projected anthropogenic forcing, *Geophysical Research Letters*, 43(1), 367–376, doi:https://doi.org/10.1002/2015gl067143, 2016.
- Hoskins, B. J. and Karoly, D. J.: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(6), 1179–1196, doi:https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<1179:tslroa>2.0.co;2, 1981.
- Hourdin, F., Foujols, M.-A., Codron, F., Guemas, V., Dufresne, J.-L., Bony, S., Denvil, S., Guez, L., Lott, F., Ghattas, J., Braconnot, P., Marti, O., Meurdesoif, Y. and Bopp, L.: Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model, *Climate Dynamics*, 40(9–10), 2167–2192, doi:10.1007/s00382-012-1411-3, 2012.
- Huai, B., Wang, Y., Ding, M., Zhang, J. and Dong, X.: An assessment of recent global atmospheric reanalyses for Antarctic near surface air temperature, *Atmospheric Research*, 226, 181–191, doi:10.1016/j.atmosres.2019.04.029, 2019.
- J. Arthern, R., P. Winebrenner, D. and Vaughan, D.: Antarctic Snow Accumulation Mapped Using Polarization of 4.3-cm Wavelength Microwave Emission, *Journal of Geophysical Research*, 111, D06108, doi:10.1029/2004JD005667, 2006.
- Jacobs, S., Jenkins, A., Hellmer, H., Giulivi, C., Nitsche, F., Huber, B. and Guerrero, R.: The Amundsen Sea and the Antarctic ice sheet, *Oceanography*, 25(3), 154–163, doi:https://doi.org/10.5670/oceanog.2012.90, 2012.
- Jacobs, S. S., Hellmer, H. H. and Jenkins, A.: Antarctic ice sheet melting in the Southeast Pacific, *Geophysical Research Letters*, 23(9), 957–960, 1996.
- Jenkins, A., Nicholls, K. W. and Corr, H. F.: Observation and parameterization of ablation at the base of Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Journal of Physical Oceanography*, 40(10), 2298–2312, 2010.
- Jenkins, A., Dutrieux, P., Jacobs, S., Steig, E. J., Gudmundsson, G. H., Smith, J. and Heywood, K. J.: Decadal Ocean Forcing and Antarctic Ice Sheet Response: Lessons from the Amundsen Sea, *Oceanography*, 29(4), 106–117, doi:https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.103, 2016.
- Jenkins, A., Shoosmith, D., Dutrieux, P., Jacobs, S., Kim, T. W., Lee, S. H., Ha, H. K. and Stammerjohn, S.: West Antarctic Ice Sheet retreat in the Amundsen Sea driven by decadal oceanic variability, *Nature Geoscience*, 11, 733–738, 2018.
- Jones, J. M., Gille, S. T., Goosse, H., Abram, N. J., Canziani, P. O., Charman, D. J., Clem, K. R., Crosta, X., de Lavergne, C., Eisenman, I. and others: Assessing recent trends in high-latitude Southern Hemisphere surface climate, *Nature Climate Change*, 6(10), 917–926, 2016.
- Jordan, J. R., Holland, P. R., Goldberg, D., Snow, K., Arthern, R., Campin, J.-M., Heimbach, P. and Jenkins, A.: Ocean-forced ice-

- shelf thinning in a synchronously coupled ice-ocean model, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(2), 864–882, 2018.
- Joughin, I., Smith, B. E. and Medley, B.: Marine ice sheet collapse potentially under way for the Thwaites Glacier Basin, West Antarctica, *Science*, 344(6185), 735–738, 2014.
- Joughin, I. R., Tulaczyk, S. and Engelhardt, H. F.: Basal melt beneath Whillans ice stream and ice streams A and C, West Antarctica, *Annals of Glaciology*, 36, 257–262, 2003.
- Jourdain, N. C., Mathiot, P., Merino, N., Durand, G., Le Sommer, J., Spence, P., Dutrieux, P. and Madec, G.: Ocean circulation and sea-ice thinning induced by melting ice shelves in the Amundsen Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017.
- Kerkhoff, C., Künsch, H. R. and Schär, C.: Assessment of Bias Assumptions for Climate Models, *Journal of Climate*, 27(17), 6799–6818, doi:10.1175/jcli-d-13-00716.1, 2014.
- Kharin, V. V. and Scinocca, J. F.: The impact of model fidelity on seasonal predictive skill, *Geophysical Research Letters*, 39(18), doi:10.1029/2012gl052815, 2012.
- Kingslake, J., Ely, J. C., Das, I. and Bell, R. E.: Widespread movement of meltwater onto and across Antarctic ice shelves, *Nature*, 544(7650), 349, doi:https://doi.org/10.1038/nature22049, 2017.
- Knutson, T. R., Sirutis, J. J., Garner, S. T., Vecchi, G. A. and Held, I. M.: Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions, *Nature Geoscience*, 1, 359, 2008.
- Konrad, H., Shepherd, A., Gilbert, L., Hogg, A. E., McMillan, M., Muir, A. and Slater, T.: Net retreat of Antarctic glacier grounding lines, *Nature Geoscience*, 11(4), 258, 2018.
- Krinner, G. and Flanner, M. G.: Striking stationarity of large-scale climate model bias patterns under strong climate change, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(38), 9462–9466, doi:10.1073/pnas.1807912115, 2018.
- Krinner, G., Guicherd, B., Ox, K., Genthon, C. and Magand, O.: Influence of Oceanic Boundary Conditions in Simulations of Antarctic Climate and Surface Mass Balance Change during the Coming Century, *Journal of Climate*, 21(5), 938–962, doi:10.1175/2007jcli1690.1, 2008.
- Krinner, G., Beaumet, J., Favier, V., Déqué, M. and Brutel-Vuilmet, C.: Empirical Run-Time Bias Correction for Antarctic Regional Climate Projections With a Stretched-Grid AGCM, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(1), 64–82, doi:10.1029/2018MS001438, 2019.
- Lang, C., Fettweis, X. and Ericum, M.: Future climate and surface mass balance of Svalbard glaciers in an RCP8.5 climate scenario: a study with the regional climate model MAR forced by MIROC5, *The Cryosphere*, 9(3), 945–956, doi:10.5194/tc-9-945-2015, 2015.
- Lazeroms, W. M. J., Jenkins, A., Gudmundsson, G. H. and Wal, R. S. W. van de: Modelling present-day basal melt rates for Antarctic ice shelves using a parametrization of buoyant meltwater plumes, *The Cryosphere*, 12(1), 49–70, doi:10.5194/tc-12-49-2018, 2018.
- Lefebvre, W., Goosse, H., Timmermann, R. and Fichefet, T.: Influence of the Southern Annular Mode on the sea ice–ocean system, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C9), 2004.
- Lenaerts, J. T., Vizcaino, M., Fyke, J., Van Kampenhout, L. and van den Broeke, M. R.: Present-day and future Antarctic ice sheet climate and surface mass balance in the Community Earth System Model, *Climate Dynamics*, 47(5–6), 1367–1381, 2016.
- Lenaerts, J. T., Ligtenberg, S. R., Medley, B., Van de Berg, W. J., Konrad, H., Nicolas, J. P., Van Wessem, J. M., Trusel, L. D., Mulvaney, R., Tuckwell, R. J. and others: Climate and surface mass balance of coastal West Antarctica resolved by regional climate modelling, *Annals of Glaciology*, 1–13, doi:https://doi.org/10.1017/aog.2017.42, 2017.
- Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R., van de Berg, W. J., van Meijgaard, E. and Kuipers Munneke, P.: A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling, *Geophysical Research Letters*, 39(4), doi:10.1029/2011GL050713, 2012.
- Li, X., Rignot, E., Morlighem, M., Mouginot, J. and Scheuchl, B.: Grounding line retreat of Totten Glacier, East Antarctica, 1996 to 2013, *Geophysical Research Letters*, 42(19), 8049–8056, 2015.
- Ligtenberg, S., Van de Berg, W., Van den Broeke, M., Rae, J. and Van Meijgaard, E.: Future surface mass balance of the Antarctic ice sheet and its influence on sea level change, simulated by a regional atmospheric climate model, *Climate dynamics*, 41(3–4), 867–884, 2013.
- Limpasuvan, V. and Hartmann, D. L.: Eddies and the annular modes of climate variability, *Geophysical Research Letters*, 26(20), 3133–3136, 1999.
- Marshall, G. and Staff, N. C. for A. R.: The Climate Data Guide: Marshall Southern Annular Mode (SAM) Index (Station-based), Available on: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/marshallsouthern-annular-mode-sam-index-station-based> [Accessed], 5(05), 2016, 2016.
- Marshall, G. J.: Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses, *Journal of Climate*, 16(24), 4134–4143, 2003.
- Martin, M., Winkelmann, R., Haseloff, M., Albrecht, T., Bueler, E., Khroulev, C. and Levermann, A.: The Potsdam Parallel Ice Sheet Model (PISM-PIK)–Part 2: Dynamic equilibrium simulation of the Antarctic ice sheet, *The Cryosphere*, 5(3), 727–740, 2011.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. and Shackleton, N. J.: Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy I, *Quaternary research*, 27(1), 1–29, 1987.
- Mathiot, P., Jenkins, A., Harris, C. and Madec, G.: Explicit and parametrised representation of under ice shelf seas in a z* coordinate ocean model, *Journal Geoscientific Model Development*, 2017.
- McGranahan, G., Balk, D. and Anderson, B.: The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones, *Environment and urbanization*, 19(1), 17–37, 2007.
- Medley, B. and Thomas, E.: Increased snowfall over the Antarctic Ice Sheet mitigated twentieth-century sea-level rise, *Nature Climate Change*, 9(1), 34, doi:https://doi.org/10.1038/s41558-018-0356-x, 2019.
- Medley, B., Joughin, I., Das, S., Steig, E., Conway, H., Gogineni, S., Criscitiello, A., McConnell, J., Smith, B., Broeke, M. and others: Airborne-radar and ice-core observations of annual snow accumulation over Thwaites Glacier, West Antarctica confirm the spatiotemporal variability of global and regional atmospheric models, *Geophysical Research Letters*, 40, 3649–3654, 2013.
- Medley, B., Joughin, I., Smith, B., Das, S. B., Steig, E. J., Conway, H., Gogineni, S., Lewis, C., Criscitiello, A. S., McConnell, J. R. and others: Constraining the recent mass balance of Pine Island and Thwaites glaciers, West Antarctica, with airborne observations of snow accumulation, *The Cryosphere*,

- 8(4), 1375–1392, doi:<https://doi.org/10.5194/tcd-8-953-2014>, 2014.
- Mercer, J. H.: West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect- A threat of disaster, *Nature*, 271(5643), 321–325, 1978.
- Merino, N., Jourdain, N. C., Le Sommer, J., Goosse, H., Mathiot, P. and Durand, G.: Impact of increasing antarctic glacial freshwater release on regional sea-ice cover in the Southern Ocean, *Ocean Modelling*, 121, 76–89, doi:<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.11.009>, 2018.
- Mo, K. C. and Paegle, J. N.: The Pacific–South American modes and their downstream effects, *International Journal of Climatology*, 21(10), 1211–1229, doi:[10.1002/joc.685](https://doi.org/10.1002/joc.685), 2001.
- Mouginot, J., Rignot, E. and Scheuchl, B.: Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, from 1973 to 2013, *Geophysical Research Letters*, 41(5), 1576–1584, 2014.
- Nakayama, Y., Menemenlis, D., Zhang, H., Schodlok, M. and Rignot, E.: Origin of Circumpolar Deep Water intruding onto the Amundsen and Bellingshausen Sea continental shelves, *Nature Communications*, 9(1), doi:[10.1038/s41467-018-05813-1](https://doi.org/10.1038/s41467-018-05813-1), 2018.
- Naughten, K. A., Meissner, K. J., Galton-Fenzi, B. K., England, M. H., Timmermann, R. and Hellmer, H. H.: Future Projections of Antarctic Ice Shelf Melting Based on CMIP5 Scenarios, *Journal of Climate*, 31(13), 5243–5261, 2018.
- Nicholls, K. W., Corr, H. F. J., Stewart, C. L., Lok, L. B., Brennan, P. V. and Vaughan, D. G.: A ground-based radar for measuring vertical strain rates and time-varying basal melt rates in ice sheets and shelves, *Journal of Glaciology*, 61(230), 1079–1087, doi:[10.3189/2015jog15j073](https://doi.org/10.3189/2015jog15j073), 2015.
- Nicholls, R. J., Marinova, N., Lowe, J. A., Brown, S., Vellinga, P., De Gusmao, D., Hinkel, J. and Tol, R. S.: Sea-level rise and its possible impacts given a ‘beyond 4 C world’ in the twenty-first century, *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369(1934), 161–181, 2011.
- Nicolas, J. P. and Bromwich, D. H.: Climate of West Antarctica and Influence of Marine Air Intrusions, *J. Climate*, 24(1), 49–67, doi:[10.1175/2010JCLI3522.1](https://doi.org/10.1175/2010JCLI3522.1), 2010.
- Nicolas, J. P., Vogelmann, A. M., Scott, R. C., Wilson, A. B., Cadeddu, M. P., Bromwich, D. H., Verlinde, J., Lubin, D., Russell, L. M., Jenkinson, C. and others: January 2016 extensive summer melt in West Antarctica favoured by strong El Niño, *Nature communications*, 8, ncomms15799, doi:<https://doi.org/10.1038/ncomms15799>, 2017.
- Ohmura, A.: Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method, *Journal of Applied Meteorology*, 40(4), 753–761, doi:[10.1175/1520-0450\(2001\)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2), 2001.
- Palermo, C., Genthon, C., Claud, C., Kay, J. E., Wood, N. B. and L’Ecuyer, T.: Evaluation of current and projected Antarctic precipitation in CMIP5 models, *Climate Dynamics*, 48, 225–239, 2017.
- Paolo, F., Padman, L., Fricker, H., Adusumilli, S., Howard, S. and Siegfried, M.: Response of Pacific-sector Antarctic ice shelves to the El Niño/Southern Oscillation, *Nature Geoscience*, 11, 121–126, 2018.
- Parish, T. R. and Bromwich, D. H.: Reexamination of the Near-Surface Airflow over the Antarctic Continent and Implications on Atmospheric Circulations at High Southern Latitudes, *Monthly Weather Review*, 135(5), 1961–1973, doi:[10.1175/MWR3374.1](https://doi.org/10.1175/MWR3374.1), 2007.
- Park, J., Gourmelen, N., Shepherd, A., Kim, S., Vaughan, D. and Wingham, D.: Sustained retreat of the Pine Island glacier, *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2137–2142, 2013.
- Pattyn, F., Perichon, L., Durand, G., Favier, L., Gagliardini, O., Hindmarsh, R. C., Zwinger, T., Albrecht, T., Cornford, S., Docquier, D. and others: Grounding-line migration in plan-view marine ice-sheet models: Results of the ice2sea MISMP3d intercomparison, *Journal of Glaciology*, 59(215), 410–422, 2013.
- Pattyn, F., Ritz, C., Hanna, E., Asay-Davis, X., DeConto, R., Durand, G., Favier, L., Fettweis, X., Goelzer, H., Gollledge, N. R. and others: The Greenland and Antarctic ice sheets under 1.5° C global warming, *Nature Climate Change*, 1, doi:<https://doi.org/10.1038/s41558-018-0305-8>, 2018.
- Pauling, A. G., Bitz, C. M., Smith, I. J. and Langhorne, P. J.: The response of the Southern Ocean and Antarctic sea ice to freshwater from ice shelves in an earth system model, *Journal of Climate*, 29(5), 1655–1672, 2016.
- Peters, D. H. and Vargin, P.: Influence of subtropical Rossby wave trains on planetary wave activity over Antarctica in September 2002, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 67(1), 25875, doi:<https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.25875>, 2015.
- Petty, A. A., Feltham, D. L. and Holland, P. R.: Impact of Atmospheric Forcing on Antarctic Continental Shelf Water Masses, *Journal of Physical Oceanography*, 43(5), 920–940, doi:[10.1175/jpo-d-12-0172.1](https://doi.org/10.1175/jpo-d-12-0172.1), 2013.
- Philander, S., Lau, N., Pacanowski, R. and Nath, M.: Two Different Simulations of the Southern Oscillation and El Niño with Coupled Ocean–Atmosphere General Circulation Models, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, 329, 167–177, doi:<https://doi.org/10.1098/rsta.1989.0068>, 1989.
- Picard, G., Fily, M. and Gallée, H.: Surface melting derived from microwave radiometers: a climatic indicator in Antarctica, *Annals of Glaciology*, 46, 29–34, doi:<https://doi.org/10.3189/172756407782871684>, 2007.
- Pollard, D., DeConto, R. M. and Alley, R. B.: Potential Antarctic Ice Sheet retreat driven by hydrofracturing and ice cliff failure, *Earth and Planetary Science Letters*, 412, 112–121, doi:[10.1016/j.epsl.2014.12.035](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.035), 2015.
- Polvani, L. M., Previdi, M. and Deser, C.: Large cancellation, due to ozone recovery, of future Southern Hemisphere atmospheric circulation trends, *Geophysical Research Letters*, 38(4), 2011.
- Pope, J. O., Holland, P. R., Orr, A., Marshall, G. J. and Phillips, T.: The impacts of El Niño on the observed sea ice budget of West Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 2017.
- Pritchard, H., Ligtenberg, S., Fricker, H., Vaughan, D., Van den Broeke, M. and Padman, L.: Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves, *Nature*, 484(7395), 502–505, 2012.
- Raphael, M., Marshall, G., Turner, J., Fogt, R., Schneider, D., Dixon, D., Hosking, J., Jones, J. and Hobbs, W.: The Amundsen Sea low: Variability, change, and impact on Antarctic climate, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(1), 111–121, 2016.
- Raphael, M. N. and Hobbs, W.: The influence of the large-scale atmospheric circulation on Antarctic sea ice during ice advance and retreat seasons, *Geophysical Research Letters*, 41(14), 5037–5045, doi:<https://doi.org/10.1002/2014gl060365>, 2014.
- Reese, R., Albrecht, T., Mengel, M., Asay-Davis, X. and Winkelmann, R.: Antarctic sub-shelf melt rates via PICO, *The Cryosphere*, 12(6), 1969–1985, doi:[10.5194/tc-12-1969-2018](https://doi.org/10.5194/tc-12-1969-2018), 2018.

- Rignot, E.: Ice-shelf changes in Pine Island Bay, Antarctica, 1947-2000, *Journal of Glaciology*, 48(161), 247–256, 2002.
- Rignot, E., Bamber, J. L., Van Den Broeke, M. R., Davis, C., Li, Y., Van De Berg, W. J. and Van Meijgaard, E.: Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling, *Nature Geoscience*, 1(2), 106–110, 2008.
- Rignot, E., Jacobs, S., Mouginot, J. and Scheuchl, B.: Ice-shelf melting around Antarctica, *Science*, 341(6143), 266–270, 2013.
- 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(4), 1095–1103, 2019.
- Ritz, C., Edwards, T. L., Durand, G., Payne, A. J., Peyaud, V. and Hindmarsh, R. C.: Potential sea-level rise from Antarctic ice-sheet instability constrained by observations, *Nature*, 528(7580), 115–118, 2015.
- Robertson, R.: Tidally induced increases in melting of Amundsen Sea ice shelves, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 118, 3138–3145, doi:10.1002/jgrc.20236, 2013.
- Ruddiman, W. F.: *Earth's Climate: past and future*, Macmillan, 2001.
- Scambos, T., Fricker, H. A., Liu, C.-C., Bohlander, J., Fastook, J., Sargent, A., Massom, R. and Wu, A.-M.: Ice shelf disintegration by plate bending and hydro-fracture: Satellite observations and model results of the 2008 Wilkins ice shelf break-ups, *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 51–60, doi:10.1016/j.epsl.2008.12.027, 2009.
- Schmidtko, S., Heywood, K. J., Thompson, A. F. and Aoki, S.: Multidecadal warming of Antarctic waters, *Science*, 346(6214), 1227–1231, 2014.
- Schoof, C.: Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3), 2007.
- Schwerdtfeger, W.: *The climate of the Antarctic*. S. Orvig, climates of the Polar regions, vol 14 of World survey of climatology, Elsevier, Amsterdam, 1970.
- Scott, R. C., Nicolas, J. P., Bromwich, D. H., Norris, J. R. and Lubin, D.: Meteorological Drivers and Large-Scale Climate Forcing of West Antarctic Surface Melt, *Journal of Climate*, 32(3), 665–684, doi:https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0233.1, 2019.
- Seroussi, H., Nakayama, Y., Larour, E., Menemenlis, D., Morlighem, M., Rignot, E. and Khazendar, A.: Continued retreat of Thwaites Glacier, West Antarctica, controlled by bed topography and ocean circulation, *Geophysical Research Letters*, n/a–n/a, doi:10.1002/2017GL072910, 2017
- Shepherd, A. and Nowicki, S.: Improvements in ice-sheet sea-level projections, *Nature Climate Change*, 7, 672–674, 2017.
- Shepherd, A., Ivins, E. R., Geruo, A., Barletta, V. R., Bentley, M. J., Bettadpur, S., Briggs, K. H., Bromwich, D. H., Forsberg, R., Galin, N. and others: A reconciled estimate of ice-sheet mass balance, *Science*, 338(6111), 1183–1189, 2012.
- Shepherd, A., Ivins, E., Rignot, E., Smith, B., van den Broeke, M., Velicogna, I., Whitehouse, P., Briggs, K., Joughin, I., Krinner, G. and others: Mass balance of the Antarctic ice sheet from 1992 to 2017, *Nature*, 2018.
- Spence, P., Griffies, S. M., England, M. H., Hogg, A. M., Saenko, O. A. and Jourdain, N. C.: Rapid subsurface warming and circulation changes of Antarctic coastal waters by poleward shifting winds, *Geophysical Research Letters*, 41(13), 4601–4610, 2014.
- Steig, E. J., Schneider, D. P., Rutherford, S. D., Mann, M. E., Comiso, J. C. and Shindell, D. T.: Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year, *Nature*, 457(7228), 459–462, doi:10.1038/nature07669, 2009.
- Steig, E. J., Ding, Q., Battisti, D. and Jenkins, A.: Tropical forcing of Circumpolar Deep Water inflow and outlet glacier thinning in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, *Annals of Glaciology*, 53(60), 19–28, 2012.
- Stern, N. H.: *The economics of climate change: the Stern review*, Cambridge University press., 2007.
- Stewart, A. L. and Thompson, A. F.: Eddy-mediated transport of warm Circumpolar Deep Water across the Antarctic Shelf Break, *Geophysical Research Letters*, 42(2), 432–440, doi:10.1002/2014gl062281, 2015.
- Stocker, T.: *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.
- Swart, N. and Fyfe, J.: Observed and simulated changes in the Southern Hemisphere surface westerly wind-stress, *Geophysical Research Letters*, 39(16), 2012.
- Taschetto, A. S., Gupta, A. S., Jourdain, N. C., Santoso, A., Ummenhofer, C. C. and England, M. H.: Cold Tongue and Warm Pool ENSO Events in CMIP5: Mean State and Future Projections, *Journal of Climate*, 27(8), 2861–2885, doi:10.1175/jcli-d-13-00437.1, 2014.
- Thoma, M., Jenkins, A., Holland, D. and Jacobs, S.: Modelling circumpolar deep water intrusions on the Amundsen Sea continental shelf, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 35(18), 2008.
- Thoma, M., Determann, J., Grosfeld, K., Goeller, S. and Hellmer, H. H.: Future sea-level rise due to projected ocean warming beneath the Filchner Ronne Ice Shelf: A coupled model study, *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 217–224, 2015.
- Thomas, E. R., Melchior Van Wessem, J., Roberts, J., Isaksson, E., Schlosser, E., Fudge, T. J., Vallelonga, P., Medley, B., Lenaerts, J., Bertler, N. and others: Regional Antarctic snow accumulation over the past 1000 years, *Climate of the Past*, 13(11), 1491–1513, 2017.
- Thompson, D. W. and Wallace, J. M.: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability*, *Journal of Climate*, 13(5), 1000–1016, 2000.
- 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(9–10), 1011–1026, doi:10.1007/s10236-013-0642-0, 2013.
- Timmermann, R., Wang, Q. and Hellmer, H. H.: Ice-shelf basal melting in a global finite-element sea-ice/ice-shelf/ocean model, *Annals of Glaciology*, 53(60), 303–314, doi:10.3189/2012AoG60A156, 2012.
- Trusel, L. D., Frey, K. E., Das, S. B., Munneke, P. K. and Broeke, M. R.: Satellite-based estimates of Antarctic surface meltwater fluxes, *Geophysical Research Letters*, 40(23), 6148–6153, doi:https://doi.org/10.1002/2013gl058138, 2013.
- Trusel, L. D., Frey, K. E., Das, S. B., Karnauskas, K. B., Munneke, P. K., Van Meijgaard, E. and Van Den Broeke, M. R.: Divergent trajectories of Antarctic surface melt under two twenty-first-century climate scenarios, *Nature Geoscience*, 8(12), 927, 2015.

- Turner, J., Comiso, J. C., Marshall, G. J., Lachlan-Cope, T. A., Bracegirdle, T., Maksym, T., Meredith, M. P., Wang, Z. and Orr, A.: Non-annular atmospheric circulation change induced by stratospheric ozone depletion and its role in the recent increase of Antarctic sea ice extent, *Geophysical Research Letters*, 36(8), 2009.
- Turner, J., Phillips, T., Hosking, J. S., Marshall, G. J. and Orr, A.: The Amundsen Sea low, *International Journal of Climatology*, 33(7), 1818–1829, 2013.
- Turner, J., Orr, A., Gudmundsson, G. H., Jenkins, A., Bingham, R. G., Hillenbrand, C.-D. and Bracegirdle, T. J.: Atmosphere-Ocean-Ice Interactions in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, *Reviews of Geophysics*, 2017.
- Turner, J., Phillips, T., Thamban, M., Rahaman, W., Marshall, G. J., Wille, J. D., Favier, V., Winton, V. H. L., Thomas, E., Wang, Z., Broeke, M., Hosking, J. S. and Lachlan-Cope, T.: The Dominant Role of Extreme Precipitation Events in Antarctic Snowfall Variability, *Geophysical Research Letters*, 46(6), 3502–3511, doi:10.1029/2018gl081517, 2019.
- Vaughan, D. G., Marshall, G. J., Connolley, W. M., Parkinson, C., Mulvaney, R., Hodgson, D. A., King, J. C., Pudsey, C. J. and Turner, J.: Recent Rapid Regional Climate Warming on the Antarctic Peninsula, *Climatic Change*, 60(3), 243–274, doi:10.1023/A:1026021217991, 2003.
- Velicogna, I. and Wahr, J.: Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica, *science*, 311(5768), 1754–1756, 2006.
- Vignon, E., Hourdin, F., Genthon, C., Wiel, B. J. H. V. de, Gallée, H., Madeleine, J.-B. and Beaumet, J.: Modeling the Dynamics of the Atmospheric Boundary Layer Over the Antarctic Plateau With a General Circulation Model, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(1), 98–125, doi:10.1002/2017ms001184, 2018.
- Wahlin, A., Yuan, X., Björk, G. and Nohr, C.: Inflow of warm Circumpolar Deep Water in the central Amundsen shelf, *Journal of Physical Oceanography*, 40(6), 1427–1434, 2010.
- Walsh, K.: Fine resolution simulations of the effect of climate change on tropical cyclones in the South Pacific, *Climate Dynamics*, 45, 2619–2631, 2015.
- Weertman, J.: Stability of the junction of an ice sheet and an ice shelf, *Journal of Glaciology*, 13, 3–11, 1974.
- van Wessem, J. M., Ligtenberg, S. R. M., Reijmer, C. H., van de Berg, W. J., van den Broeke, M. R., Barrand, N. E., Thomas, E. R., Turner, J., Wuite, J., Scambos, T. A. and van Meijgaard, E.: The modelled surface mass balance of the Antarctic Peninsula at 5.5 km horizontal resolution, *The Cryosphere*, 10(1), 271–285, doi:10.5194/tc-10-271-2016, 2016.
- Williamson, M. S., Cox, P. M. and Nijssen, F. J. M. M.: Theoretical foundations of emergent constraints: relationships between climate sensitivity and global temperature variability in conceptual models, *Dynamics and Statistics of the Climate System*, 3(1), doi:10.1093/climsys/dzy006, 2018.
- Xin, Y., Bian, L., Rinke, A. and Dethloff, K.: Simulation and evaluation of 2-m temperature over Antarctica in polar regional climate model, *Science China Earth Sciences*, 57(4), 703–709, doi:10.1007/s11430-013-4709-z, 2013.
- Zheng, F., Li, J., Clark, R. T. and Nnamchi, H. C.: Simulation and projection of the Southern Hemisphere annular mode in CMIP5 models, *Journal of Climate*, 26(24), 9860–9879, 2013.
- Zunz, V., Goosse, H. and Massonnet, F.: How does internal variability influence the ability of CMIP5 models to reproduce the recent trend in Southern Ocean sea ice extent, *The Cryosphere*, 7(2), 451–468, doi:10.5194/tc-7-451-2013, 2013.

Chapitre 2 : Article

Ice-Shelf Melt Response to Changing Winds and Glacier Dynamics in the Amundsen Sea Sector, Antarctica

Marion Donat-Magnin¹, Nicolas C. Jourdain¹, Paul Spence², Julien Le Sommer¹,
Hubert Gallée¹, and G ael Durand¹

¹ Universit e Grenoble Alpes/CNRS/IRD/G-INP, IGE, Grenoble, France

² ARC Centre of Excellence for Climate System Science, University of New South Wales, Sydney, NSW, Australia

Article acceptée par le journal "Journal of Geophysical Research: Oceans" le 27 Novembre 2017
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2017JC013059>

(R esum e)

Il a été sugg er  que l'océan austral côtier pourrait se réchauffer au cours du 21^{ me} siècle, avec un effet négatif sur les glaciers de l'Antarctique de l'Ouest, en réponse à un renforcement et un décalage des vents. Cependant, avec un modèle d'océan régional à 1/12  incluant un module de plateformes, nous trouvons que la réponse de la mer d'Amundsen à un changement de vent est plus complexe. Les eaux au large de l'océan côtier (entre 200-700 m de profondeur) deviennent plus froides en réponse à un changement de vent représentatif de la tendance du SAM. La circulation induite par la fonte sous les plateformes transporte cette anomalie négative sur le plateau continental, entraînant un refroidissement et une diminution de la fonte sous 450 m. Proche du front des plateformes (entre 200 et 450 m), le pompage d'Ekman continue de faire monter les isothermes en réponse à un changement de vent. Cet effet est plus important que le transport horizontal d'eau plus froide provenant du large, et donc provoque une augmentation de la fonte sur la partie haute de la cavité (au-dessus de 450 m), ce qui accentue la circulation induite par la fonte et contribue à la remontée des isothermes. De plus, prescrire un retrait extrême de la ligne d'échouage pour 2100 provoque une augmentation de la fonte sous les plateformes de Thwaites et Pine Island d'un facteur 2.5. Une telle augmentation s'explique par une surface de glace en contact avec l'océan chaud profond plus importante, et une amplification de la circulation le long de l'interface glace/océan. Nos conclusions principales sont les suivantes : (1) les résultats des modèles globaux d'océan qui n'ont pas de plateformes de glace (e.g., les modèles CMIP5 par exemple) ne doivent pas être utilisés directement comme forçage de fonte future pour les modèles de dynamique glaciaire ; (2) le couplage océan/calotte avec une fonte dépendante de la vitesse est nécessaire pour les projections futures des glaciers dont un retrait significatif de la ligne d'échouage est probable.

(Abstract)

It has been suggested that the coastal Southern Ocean subsurface may warm over the 21st century in response to strengthening and poleward shifting winds, with potential adverse effects on West Antarctic glaciers. However, using a 1/12° ocean regional model that includes ice-shelf cavities, we find a more complex response to changing winds in the Amundsen Sea. Simulated offshore subsurface waters get colder under strengthened and poleward shifted winds representative of the SAM projected trend. The buoyancy-driven circulation induced by ice-shelf melt transports this cold offshore anomaly onto the continental shelf, leading to cooling and decreased melt below 450 m. In the vicinity of ice-shelf fronts, Ekman pumping contributes to raise the isotherms in response to changing winds. This effect overwhelms the horizontal transport of colder offshore waters at intermediate depths (between 200 and 450 m), and therefore increases melt rates in the upper part of the ice-shelf cavities, which reinforces the buoyancy driven circulation and further contributes to raise the isotherms. Then, prescribing an extreme grounding line retreat projected for 2100, the total melt rates simulated underneath Thwaites and Pine Island are multiplied by 2.5. Such increase is explained by a larger ocean/ice interface exposed to CDW, which is then amplified by a stronger melt-induced circulation along the ice draft. Our main conclusions are that (1) outputs from ocean models that do not represent ice shelf cavities (e.g., CMIP5 models) should not be directly used to predict the thermal forcing of future ice shelf cavities; (2) coupled ocean/ice sheet models with a velocity-dependent melt formulation are needed for future projections of glaciers experiencing a significant grounding line retreat.

1 Introduction

Changing oceanic melt underneath ice-shelves is suspected to trigger glacier acceleration and ice-sheet instability in West Antarctica (Favier et al., 2014; Joughin et al., 2014; Schoof, 2007). In the Amundsen Sea sector, ocean-induced melting is likely responsible for the observed ice-shelves thinning and grounding line retreat (Jacobs et al., 2012; Joughin et al., 2010; Rignot et al., 2014; Seroussi et al., 2017; Turner et al., 2017). The outlet glaciers located in the Amundsen Sea have increased their ice flux through the grounding line by 77% over the last three to four decades (Mouginot et al., 2014). This makes the Amundsen glaciers the largest contributor to sea level rise in Antarctica (Shepherd et al., 2012).

Predictions of Antarctic contribution to sea level rise are usually performed with ice dynamics models. So far, a majority of these modeling studies empirically prescribe changes in melt rates profiles to assess the future evolution of Antarctic glaciers. This is done either by ad hoc modifications of simple analytical melt rate profiles (e.g., Favier et al., 2014; Joughin et al., 2014) or by parameterizing melt rates from temperature at the nearest climate model grid points (e.g., Cornford et al., 2015; Deconto & Pollard, 2016; Martin et al., 2011). These methods are not designed to account for complex feedbacks between ice draft shapes (depth of the ice-shelf base) and oceanic melt rates, and can lead to important errors in mass loss and grounding line retreat estimates (De Rydt & Gudmundsson, 2016; Seroussi et al., 2017). Moreover, parameterized melt rates reported in the literature have been derived from various kinds of temperature anomalies, e.g., sea surface temperature anomaly (Golledge et al., 2015), average subsurface (200–800 m) temperature anomaly (Cornford et al., 2015), or 400 m temperature anomaly (Deconto & Pollard, 2016). To date, there is no evidence that any of these methods is robust to represent trends in ice-shelf melt rates, and there is a strong need to better understand and simulate the response of ice-shelf melt to climatic forcing. Variations of the coastal ocean subsurface properties around Antarctica have often been attributed to wind variations (Dinniman et al., 2011; Spence et al., 2014; Steig et al., 2012; Thoma et al., 2008). The leading mode of atmospheric circulation around Antarctica is the Southern Annular Mode (SAM, e.g., Thompson & Wallace, 2000). The SAM reflects the variability in intensity and position of surface westerly winds around Antarctica, in relation with the storm track and tropospheric jet dynamics (Hartmann & Lo, 1998; Limpasuvan & Hartmann, 1999). While the SAM is the leading mode for the entire Southern Ocean, other oscillations can also be important regionally, such as the Amundsen Sea Low (ASL) variability (e.g., Raphael et al., 2016) which

is related to the SAM and to tropical variability (Fogt & Wovrosh, 2015; Turner et al., 2013). Over the last three to five decades, the SAM has encountered a positive trend, i.e., westerly winds have been strengthening and shifting poleward (Chen & Held, 2007; Jones et al., 2016; Marshall, 2003), while the ASL circulation has been strengthening (Raphael et al., 2016). The observed SAM trend is unusual compared to palaeoclimatological records over the last millennium, but there is currently no observational evidence that the ASL trend is distinct from natural variability (Jones et al., 2016). Most simulations from the fifth Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) predict strengthening and poleward shifting of westerly winds throughout the 21st century under the highest greenhouse gases emission scenario, partly compensated by stratospheric ozone recovery in the first half of the century (Bracegirdle et al., 2013; Gillett & Fyfe, 2013; Jones et al., 2016; Zheng et al., 2013). However, the CMIP5 models present strong biases over the Southern Ocean, with too weak and equatorward-biased westerly winds in most models (Bracegirdle et al., 2013, 2014; Swart & Fyfe, 2012). Observed temperature profiles within the Antarctic Circumpolar Current (ACC) indicate a warming of the top 1,000 m over the 20th century, likely related to the aforementioned trends in surface winds (Gille, 2008). In contrast to the ACC region, it is currently difficult to identify trends in ocean temperatures near the Antarctic margins because measurements there have started recently and sparsely, in particular in the Amundsen Sea (e.g., Jacobs et al., 2012; Schmidtko et al., 2014). Such trend identification is nonetheless possible in climate simulations, which predict a warming of the ocean subsurface (below ~200 m) along the Antarctic ice-sheet margins over the 21st century (Yin et al., 2011), and possibly persisting for centuries (Gillett et al., 2011). Such subsurface warming is consistent with the warming found offshore in the CMIP5 models in response to anthropogenic forcing (Sallée et al., 2013). Because of the aforementioned wind biases in most CMIP5 models, Spence et al. (2014) prescribed a bias-corrected SAM trend guided by 32 climate models and representative of a high-emission scenario in ocean global simulations. They found that the SAM-induced subsurface warming could be attributed to poleward shifting winds through changes in Ekman transport from the 20th to the end of 21st century. Other variabilities, such as ASL migrations (Thoma et al., 2008), Rossby wave trains from the tropical Pacific (Dutrieux et al., 2014; Steig et al., 2012), or Ekman induced on-shelf transports by along slope currents (Wählin et al., 2012), can affect the intraseasonal and interannual variability of oceanic heat supply to ice shelves in the Amundsen Sea, but there is currently no evidence that these variabilities will change ocean temperatures in response to anthropogenic forcing (Scambos et al., 2017). It is important to bear in mind that

the aforementioned climate studies on the impact of the SAM trend on ocean temperatures do not include interactive ice-shelf cavities, i.e., melt rates neither respond to nor affect the ocean properties (which may be important according to Bintanja et al., 2013; Jourdain et al., 2017; Pauling et al., 2016; Swart & Fyfe, 2013) and the feedbacks between melt rates and the ice dynamics are not accounted for (which may be important according to De Rydt & Gudmundsson, 2016; Seroussi et al., 2017). To summarize, the difficulty to estimate the ice-shelf melt response to anthropogenic forcing based on CMIP climate projections arises from several limitations: (1) the wind simulated by CMIP models is significantly biased, which casts doubt on the ocean changes in these simulations, and limits the evaluation of ocean/ice-shelf simulations directly forced by CMIP winds; (2) CMIP models do not represent the feedbacks between ice-shelf melt rates and the ocean properties; (3) CMIP models do not represent the feedbacks between ice-shelf melt and the ice dynamics. In this paper, we assess the importance of the second and the third limitations. We use a regional ocean model configuration of the Amundsen Sea that includes a representation of static ice-shelf cavities with interactive melt rates. We overcome the first aforementioned limitation by embedding our regional simulations into the global simulation from Spence et al. (2014) and its bias-corrected SAM trend. Our motivations to study the SAM trends are that the trend is projected to continue over the 21st century under strong emission scenarios with subsequent warming of the subsurface of coastal Antarctic seas, and that the currently observed SAM trend is the only climate trend in Antarctica to be reported as unprecedented compared to paleorecords over the last few centuries. Our experimental design is described in section 2. The influence of ice-shelves on the ocean response to the SAM trend and the melt response to the SAM trend are analyzed in section 3.1. Finally, we estimate how changes in the shape of ice-shelf cavities can affect melt rates by imposing several geometries from the ice-dynamics simulations produced by Cornford et al. (2015) (section 3.2).

2 Material and Methods

To estimate the Amundsen Sea response to projected SAM changes, we use the global ocean simulations produced by Spence et al. (2014) accounting for both the present-day winds and the bias-corrected SAM change through the 21st century. To estimate potential feedbacks related to changes in ice dynamics, we make use of ice-sheet simulations over the 21st century produced by Cornford et al. (2015). Both of these published simulations are used to constrain our regional ocean simulations and are therefore described in section 2.1. Then, our regional ocean model configuration of the Amundsen Sea is described in section 2.2, together with a list of our experiments.

2.1 Imposed Climatic Perturbations

Our present-day atmosphere and global ocean (i.e., at the boundaries of our regional domain) are from Spence et al. (2014) who produced 0.25° global ocean simulations constrained by the CORE-II Normal Year Forcing (NYF, Griffies et al., 2009; Large & Yeager, 2009). CORE-II-NYF includes synoptic variability but does not include interannual variability. While this prevents us from studying the observed year-to-year variability as in St Laurent et al. (2015) and Nakayama et al. (2017), it was important to use an atmospheric forcing data set consistent with the simulations of Spence et al. (2014) which are here downscaled. We also acknowledge that CORE-II-NYF is relatively coarse compared to those used in the aforementioned hind casts, but again, the consistency with Spence et al. (2014) was important. The perturbed atmosphere corresponds to their $W_{4^{\circ}S+15\%(62-70^{\circ}S)}$, which is an idealized poleward wind shift of 4°S and 15% intensification of westerly winds in the 62–70°S band. Such perturbation was guided by the results of 32 CMIP5 models under the RCP8.5 “business-as-usual” scenario (Spence et al., 2014). This methodology was used to correct the wind bias found in most present-day (“historical”) CMIP5 simulations while keeping the wind shift and intensification throughout the 21st century. As the coastline is located southward of 70°S in the Amundsen Sea, it means that the coastal katabatic winds are unchanged in this perturbation. Moreover, only the wind field is perturbed, surface air temperature and humidity remain unchanged, which is justified by the lack of subsurface water sensitivity to these fields, as discussed by Spence et al. (2014). The corresponding global ocean under perturbed winds was also produced by Spence et al. (2014). All the global ocean simulations produced by Spence et al. (2014) are used after 100 years of spin-up under CORE-II-NYF. Importantly, no ice shelves

are considered in their global ocean simulations, i.e., there is no cavity and the freshwater associated with ice-shelf melt is held constant and included in the climatological runoff injected into their ocean surface layer along the Antarctic coast. Our present-day ice-shelf cavities have a geometry derived from year 2000 of the ice-sheet simulations from Cornford et al. (2015). The later are based on the BISICLES ice flow model, with basal friction coefficient and stiffening factor inverted to match the observed ice velocities. Present-day snow accumulation and oceanic melt rates are chosen to obtain the observed ice-sheet geometry. Their domain includes Dotson, Crosson, Thwaites, and Pine Island cavities. Their simulations use a bedrock/bathymetry that was built in a very similar way as ALBMAP (Le Brocq et al., 2010), with extra data from high-resolution airborne radar (Vaughan et al., 2006) and submarine surveys (Jenkins et al., 2010a), and including a pinning point underneath Thwaites (Cornford et al., 2015). It should be noted that the bedrock topography used in Cornford et al. (2015) is known to be inaccurate underneath Dotson and Crosson ice shelves (Millan et al., 2017). Our perturbed ice-shelf cavities have a geometry derived from year 2100 of one of the ice-sheet simulations from Cornford et al. (2015), namely their H/A/O''/F experiment which corresponds to one of their most extreme grounding line retreat for 2100. This simulation was forced by melt rates empirically derived from an ocean simulation with ice-shelf cavities and itself constrained by a CMIP3 model under the A1B emission scenario.

2.2 Regional Ocean Simulations

Our primary tool is the ocean model NEMO-3.6 (Nucleus for European Modelling of the Ocean) (Madec, 2016). The ice-shelf module in NEMO-3.6 was developed by Mathiot et al. (2017). NEMO includes sea ice dynamics and thermodynamics through the Louvain Ice Model (LIM3.6, Rousset et al., 2015). The regional model configuration, centered on the Amundsen Sea and referred to as AMU12.L75, was developed and evaluated with respect to observations in Jourdain et al. (2017). The resolution is quasi-isotropic, it is $1/12^\circ$ in longitude and variable in latitude, equivalent to 2.4 – 4.2 km depending on the latitude, and 75 vertical levels are used with a thickness increasing from 1 m at the surface to 204 m at 6,000 m. The top and bottom cells have a thickness that varies to match the prescribed bathymetry and ice draft. As described by Jourdain et al. (2017), such resolution is sufficient to partially resolve mesoscale eddies in the deep ocean but it does not permit to resolve the Rossby radius on the continental shelf, and therefore does not represent the eddy contribution to the heat transport over the continental shelf

(Stewart & Thompson, 2013). Our simulations do not account for tides, which are important in some regions as the Ross and Weddell sea (Flexas et al., 2015; Makinson et al., 2011). Tides could affect melt rates under Dotson ice-shelf according to Robertson (2013) but the presence of warm cavities in our simulations allows a circulation usually controlled by the melt-induced circulation rather than tides (Dutrieux et al., 2014; Robertson, 2013; Jourdain et al., 2017). Melt rates at ice-shelf bases are computed within the three equations from Hellmer and Olbers (1989); Holland and Jenkins (1999); and Jenkins et al. (2010b), with velocity-dependent transfer coefficients as in Mathiot et al. (2017) and Jourdain et al. (2017). The climatological monthly iceberg runoff produced by Merino et al. (2016) is prescribed in all our simulations. The 13th simulation year is analyzed throughout the paper, which is much longer than the model spin-up (Jourdain et al., 2017), and analyses of the 12th year give similar results (not shown). Several comparisons to observational products were carried out in Jourdain et al. (2017): the simulated sea-ice seasonal cycle was within the interannual range of NSIDC (their Fig. 3); compared to CTD measurements, the temperatures below 500 m on the continental shelf are overestimated by $\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ (their Fig. 4), which is estimated to lead to an overestimation of melt rates by 15%; the ice shelf melt of Thwaites is within the observational range of uncertainty, while the ice shelf melt of Pine Island is overestimated by 9% (their Fig. 5 and Table 1); the relationship between the volume and heat transport into the cavity and the melt-rates compares reasonably well with those derived from in situ measurements (their Fig. 9). The five simulations used in this paper are shown in Table 1. In short, “AtmP” refers to Spence et al.’s (2014) present-day used for both our surface boundary conditions (i.e., radiative fluxes, surface air temperature and humidity, precipitation, wind velocities) and our lateral boundary conditions (i.e., ocean temperature, salinity, velocities, sea ice fraction, and thickness), while “AtmF” refers to Spence et al.’s (2014) future simulation, used for both our surface and lateral boundary conditions. The corresponding present and future zonal wind stress are represented in Fig. 1. The wind perturbation is located north of the continental shelf break, as expected from a typical SAM anomaly (e.g., Spence et al., 2017, their supporting information Fig. 1). The ice shelves geometry corresponds to Cornford et al.’s (2015) present-day in all our simulations except “AtmF_IceF” where the geometry comes from Cornford et al.’s (2015) simulation in 2100. In the region not represented in Cornford et al.’s (2015) domain, the bathymetry and ice-draft are the same as in Jourdain et al. (2017), i.e., based on BEDMAP2 (Fig. 2). The calving threshold has been empirically chosen to 100 m (Cornford et al., 2015). The robustness of this threshold has been tested with a 300 m calving front, and the differences in basal melt rates are

less than $\sim 10\%$ under Thwaites and Pine Island. In order to investigate the impact of interactive ice-shelf melt, two additional simulations are carried out, “AtmP_noIS” and “AtmF_noIS,” where basal melt rates under ice shelves are set to zero. These two simulations are expected to produce results similar to Spence et al. (2014).

Table 1. Simulation Parameters

Name	Atmosphere and ocean forcing	Ice-shelf melt	Cavity geometry
AtmP_noIS	Spence’s present	Zero	Cornford’s present
AtmF_noIS	Spence’s future	Zero	Cornford’s present
AtmP	Spence’s present	Interactive	Cornford’s present
AtmF	Spence’s future	Interactive	Cornford’s present
AtmF_iceF	Spence’s future	Interactive	Cornford’s future

Note. See text for description of Spence and Cornford’s results. “Interactive” melt refers to melt calculated through the three equations, while “Zero” means that melt is set to zero all along the simulation.

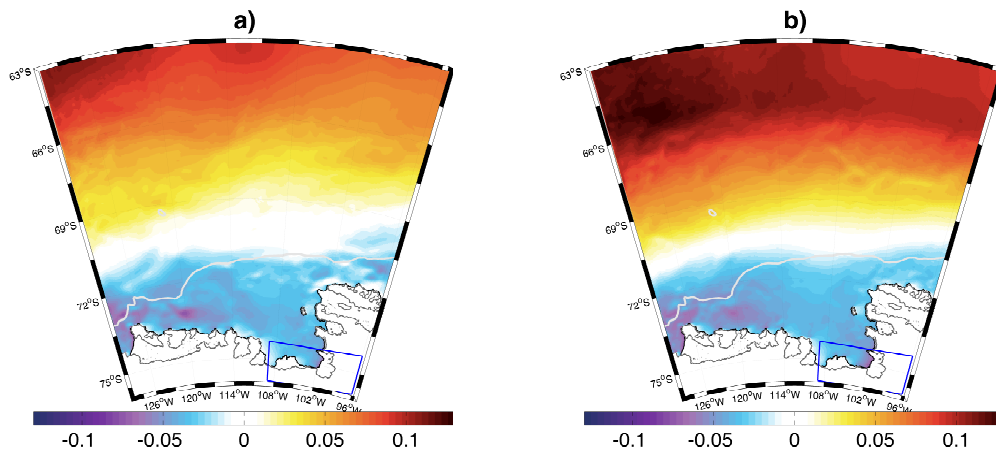


Figure 1 : (a) Present annual mean zonal wind stress and (b) future annual mean zonal wind stress (N m^{-2}). At these latitudes, wind is mostly zonal. The white line is the 1,500 m isobath and indicates the continental shelf break, and the blackline corresponds to the ice-shelf fronts. All values are averaged over the 13th simulation year.

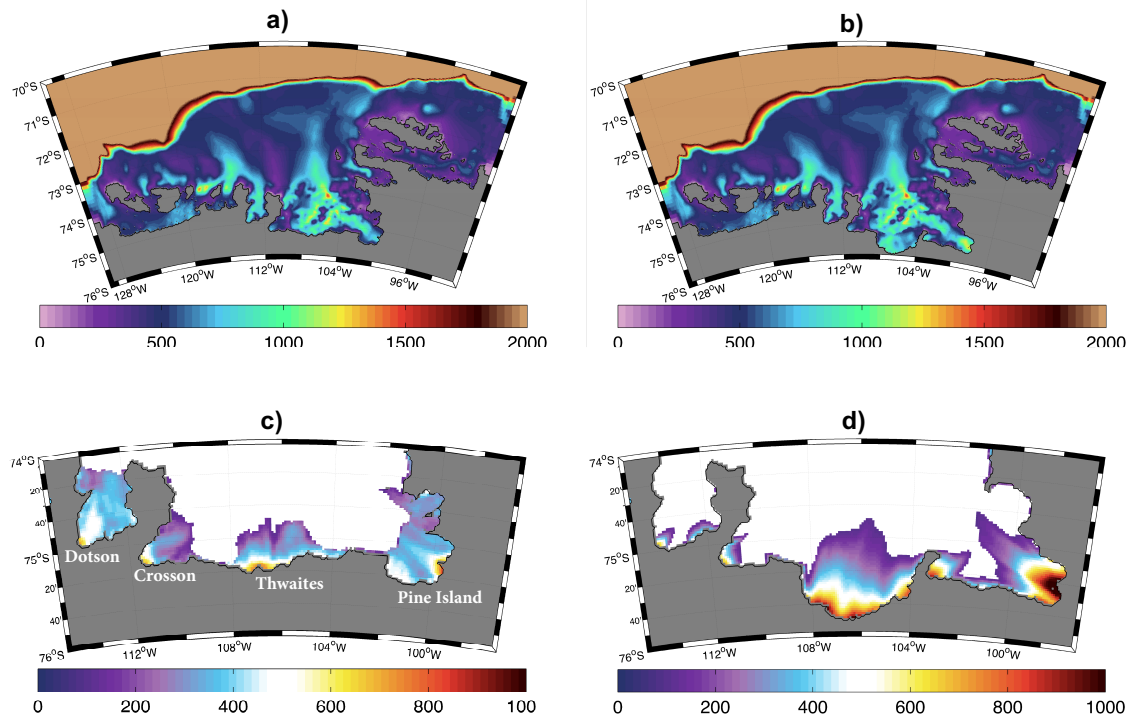


Figure 2 : (a) Bathymetry (m) with present-day grounding lines, (b) bathymetry (m) with grounding lines estimated for 2100 (Cornford et al., 2015), (c) present-day ice draft depth (m) for Pine Island, Thwaites, Crosson, and Dotson, and (d) ice draft depth (m) estimated for 2100 (Cornford et al., 2015).

3 Results

3.1 Impact of Strengthened and Poleward Shifted Winds

In this subsection, we revisit the study by Spence et al. (2014) analyzing the effects of the SAM-like poleward wind shift, but in presence of interactive ice-shelf melt. To contrast the role of ice-shelves, we compare the ocean response to changing winds in presence of interactive ice-shelf melt (Fig. 3a and 3c) and with zero ice-shelf melt (Fig. 3b and 3d). With no ice-shelf melt, strengthened and poleward shifted winds induce a coastal ocean subsurface warming of about 0.4°C south of 72°S between 100°W and 120°W (Fig. 3d). This result is close to the warming of about 0.5°C simulated by Spence et al. (2014) in this region (with no ice-shelves). The ocean subsurface response to modified winds in presence of interactive ice-shelf melt is very contrasted, with a coastal ocean subsurface temperature response of about -0.2°C south of 72°S between 100°W and 120°W (Fig. 3c).

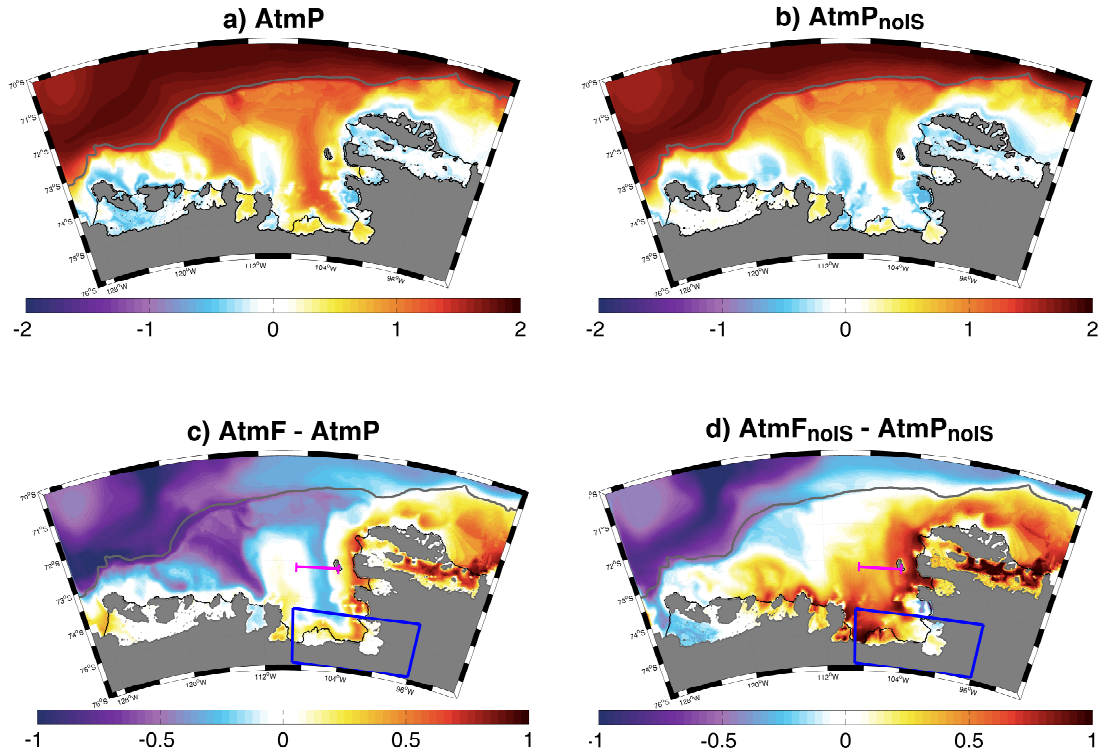


Figure 3. Conservative ocean temperature ($^{\circ}\text{C}$) averaged over 200–1,000 m (annual mean over the 13th simulation year) in (a) AtmP and (b) AtmP_noIS. Wind-induced ocean temperature anomalies defined as (c) AtmF minus AtmP and (d) AtmF_noIS minus AtmP_noIS. The magenta line ($73^{\circ}\text{S } 105^{\circ}\text{W } 109^{\circ}\text{W}$) is across the Pine Island Trough and is used to calculate horizontal transports in Figure 9. The blue box ($76^{\circ}\text{S } 74.3^{\circ}\text{S } 96^{\circ}\text{W } 109^{\circ}\text{W}$) is used throughout the paper to average vertical transport, temperatures, and heat budget terms near the fronts of Pine Island and Thwaites glaciers. The grey line represents the continental shelf break (1,500 m isobath).

We first briefly examine the mechanism with no ice shelf melt. As Spence et al. (2014), we find that the wind perturbation reduces or suppresses downward velocities over the continental shelf (Fig. 4a and 4b), which raises the isotherms (Fig. 5a and 5b) and leads to a subsurface warming through vertical advection (see heat budget terms in Fig. 6c–6f). While the heat budget brings robust evidence that vertical heat advection explains the subsurface warming (this is the only positive term), the mechanism through which vertical heat advection is affected by the wind perturbation is complex. Wind has not been perturbed over the continental shelf in this area (Fig. 1), but differences in sea ice fraction and sea ice motions (influenced by remote winds; Pope et al., 2017) affect Ekman pumping (Fig. 6a). The moderate spatial correlation between vertical heat advection and Ekman pumping suggests that changes in subsurface temperature are partly explained by changes in Ekman pumping, itself resulting from changes in sea ice motions and coverage (Fig. 6c). In average, the Amundsen Sea Embayment experiences reduced Ekman downwelling, so that the subsurface gets warmer. It is also possible

that changes in sea ice production (Fig. 6b) may affect vertical heat advection. While convection of dense water associated with brine rejection is parameterized through enhanced vertical diffusivity, this induces mixed-layer deepening or shoaling and affects lateral density gradients and therefore convergence/divergence, with possible effects on vertical motions (in a similar way as upward advection associated with ice-shelf melt). However, the nonsignificant spatial correlation between sea ice production and vertical heat advection (Fig. 6c) does not support this mechanism. The pattern of horizontal heat advection is anticorrelated to the one of vertical advection (because Ekman downwelling is associated with divergence at depth), but horizontal heat advection is overall weaker and does not fully compensate vertical advection (Fig. 6d). The mixing terms are also weaker than the advection terms, although not negligible (Fig. 6e and 6f). Finally, it should be noted that offshore subsurface waters (north of the continental shelf break) tend to cool in response to changing winds (Fig. 3). A full heat budget analysis in the 200–1,000 m offshore layer shows that most of the cooling is explained by changes in horizontal advection, which mostly corresponds to the advection of Spence's remote anomaly by the ACC, as indicated by the negative anomaly along the western boundary in Fig. 6d. There is also a smaller contribution from vertical advection (related to Ekman pumping) and vertical mixing offshore (not shown). The mechanism with no ice shelf melt is summarized in Fig. 7a.

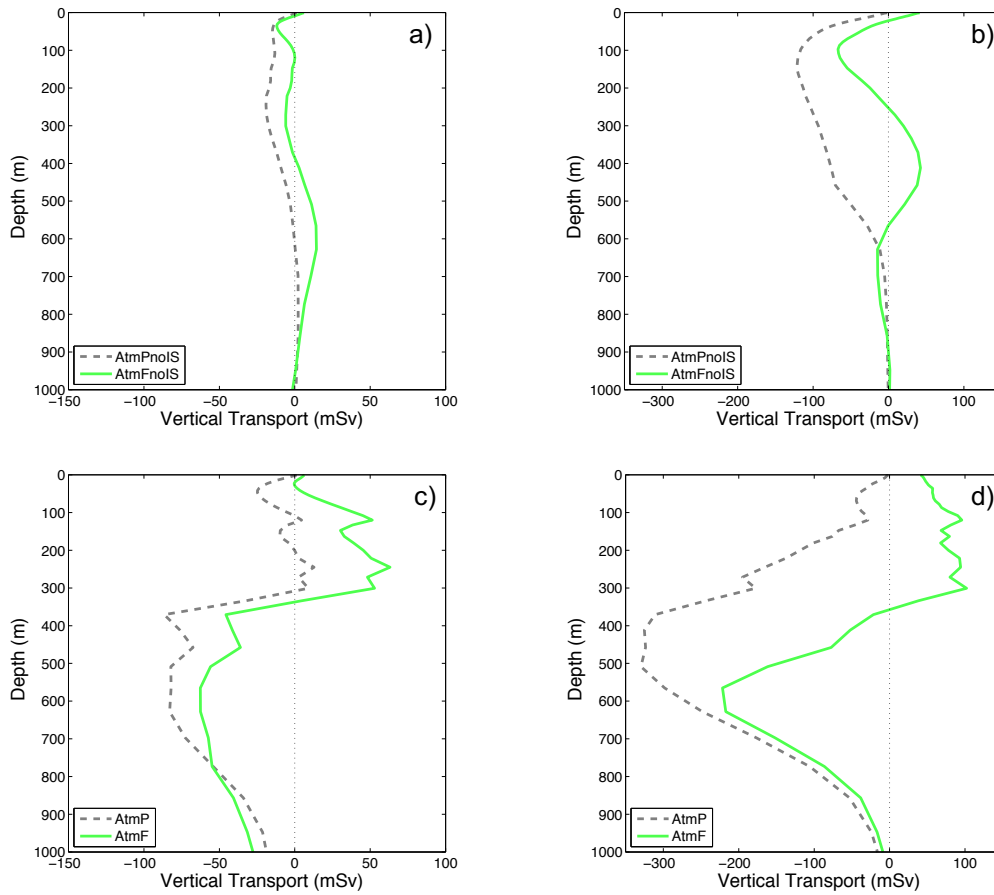


Figure 4. Vertical transport in mSv (for the 13th simulation year) in (a) AtmPnoIS and AtmFnoIS averaged over the blue box (76°S 74.3°W 96°W 109°W), (b) AtmPnoIS and AtmFnoIS averaged over the continental shelf (south of 72°S between 100°W and 120°W), (c) AtmP and AtmF averaged over the blue box (76°S 74.3°S 96°W 109°W), and (d) AtmP and AtmF averaged over the continental shelf (south of 72°S between 100°W and 120°W).

We now consider the response to the wind perturbation in presence of ice shelf cavities. In this case, summarized in Fig. 7b, the response of Ekman pumping and sea ice production to changing wind is similar to the case with no ice-shelf melt over the continental shelf (Fig. 8). The main difference is the presence of a melt-induced buoyancy-driven circulation in the ice shelf cavity, which can be referred to as ice-shelf or meltwater pumping. This circulation is strong enough to bring offshore waters onto the continental shelf (see net transport along the Pine Island Trough in Fig. 9) and to create a deep downwelling in front of the ice shelf cavities (compare present-day vertical velocities with and without ice-shelf melt in Fig. 4). Changes in vertical advection induced by the response of Ekman pumping to the wind perturbation still contribute to raise the isotherms (positive anomaly from vertical advection at depth in Table 2). But in presence of ice-shelf melt, this effect is overwhelmed by the horizontal advection (induced by the ice-shelf pump, see Fig. 9) of colder offshore waters (cooled by the wind

perturbation offshore) onto the continental shelf at depth (Fig. 3c), which tends to lower the isotherms (Fig. 5c and 5d). So overall, the wind perturbation cools the deep waters (below 450 m) over the continental shelf (Fig. 10b), and ice-shelf melt therefore decreases at depth (Fig. 11).

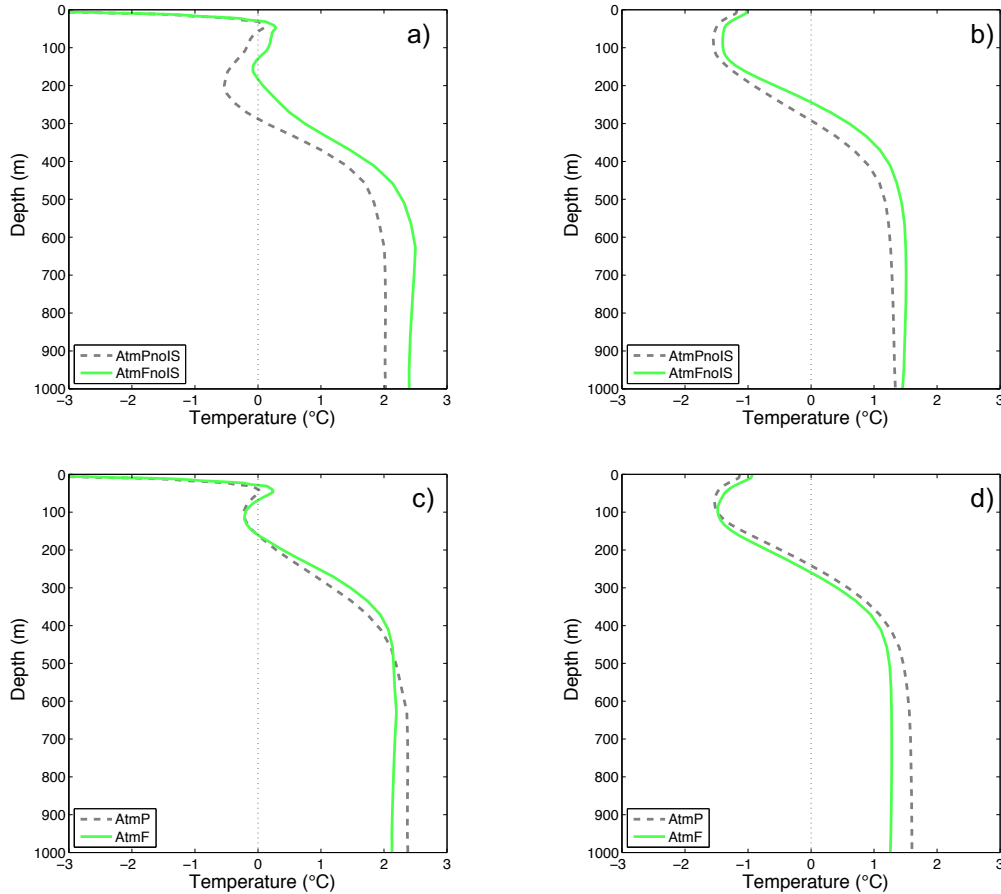


Figure 5. Conservative ocean temperature profiles in °C (for the 13th simulation year) in (a) AtmPnoIS and AtmFnoIS averaged over the blue box (76°S 74.3°S 96°W 109°W), (b) AtmPnoIS and AtmFnoIS averaged over the continental shelf: south of 72°S (100°W 120°W), (c) AtmP and AtmF averaged over the blue box (76°S 74.3°S 96°W 109°W), and (d) AtmP and AtmF averaged over the continental shelf: south of 72°S (100°W 120°W).

At intermediate depths, between 200 and 450 m, the advection of cold offshore water still dominates over large areas of the continental shelf (Fig. 5d), but not in the vicinity of the ice shelf fronts where a warming is found in response to changing winds (Fig. 10a and 5c). As in the case with no ice shelf melt, vertical advection induced by Ekman pumping near the ice-shelf fronts contributes to raise the isotherms in response to changing winds, with a slightly stronger effect in the intermediate layer (between 200 and 450 m) than in the deep layer (below 450 m) leading to an increased ice-shelf melt in the upper part of the cavities (Fig. 11). Considering the entire cavities, the total meltwater flux increases by 6% and 21% for Pine Island

and Thwaites, respectively. This increase meltwater flux leads to a stronger buoyancy-driven circulation that contributes to strengthen the upward velocity anomaly in front of the ice shelves in response to changing winds. Therefore, the ice-shelf buoyancy driven circulation contributes to make the warming effect of vertical advection stronger than the cooling effect of horizontal advection in response to the wind perturbation. Such warming at intermediate depths is visible near several ice-shelf fronts in our domain but not farther away from the ice shelf fronts (Fig. 10a). This mechanism, summarized in Fig. 7b, is further confirmed by the online heat budget (Table 2). The response of horizontal and vertical advection to changing winds dominates the response of horizontal and vertical diffusion. Even if the latter is not negligible, it can be understood as an adjustment to the modified advection terms. It clearly appears that the warming effect of vertical advection overwhelms the cooling effect of horizontal advection in response to changing winds in the intermediate layer, with a reversed effect in the deep layer.

A striking feature in Fig. 10a is the warm anomaly along the coast. At first glance, this could appear as a warm anomaly coming from the eastern lateral boundary of our domain and propagating westward and southward along the coast, advected by the part of the coastal current closely following the coastline. If so, such anomaly would be questionable because the anomaly from the adjacent Bellingshausen Sea simulated by Spence et al. (2014) has not accounted for the presence of ice shelves. However, the negative contribution of horizontal advection in the heat budget presented in Table 2 indicates that heat advection by the current closely following the coastline cannot be responsible for the warming found along the coast. Nonetheless, to better evaluate the influence of the eastern open boundary, we have run two additional simulations (with and without ice-shelf melt) with no temperature and salinity anomalies along the eastern boundary. This yields similar anomalies over the continental shelf as in the other simulations (not shown) indicating that (1) the advection of water from the Bellingshausen Sea by the coastal current plays a minor role in the simulated ocean response to changing winds, and (2) our results are not affected by the anomalies produced by Spence et al. (2014) in the adjacent coastal Bellingshausen Sea. It should be noted that the relatively large warm anomaly in response to changing winds found near the eastern boundary of our domain (Fig. 10a) causes important effect on melt rates underneath Abbot, with a total melt increased by almost a factor of three. This is nonetheless unlikely to affect our results on Thwaites and Pine Island, because additional simulations in which melt rates were forced to zero underneath Abbot gave a very similar sensitivity to the wind perturbation for Thwaites and Pine Island (the melt rate sensitivity to the wind was changed by less than 2%, not shown).

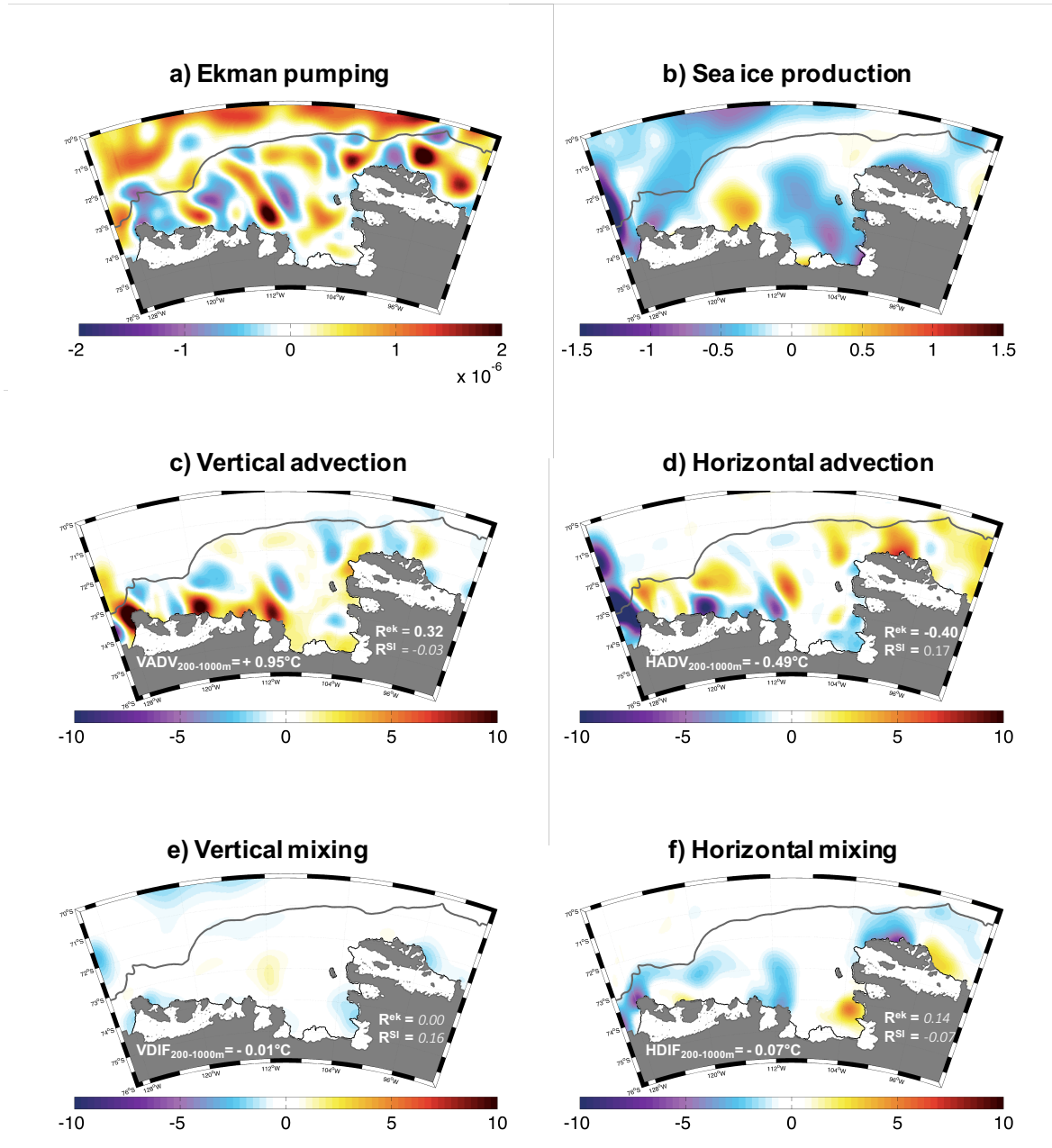


Figure 6. (a) Ekman pumping anomaly (m s^{-1}) in the simulations with no ice shelf melt (AtmFnoIS minus AtmPnoIS), calculated from the total stress curl, i.e., accounting for the air/ocean, sea-ice/ocean, and bottom frictions (the latter having a negligible effect, not shown). (b) Sea ice production anomaly (AtmFnoIS minus AtmPnoIS) in m yr^{-1} averaged over the 13th simulation year. (c)–(f) Heat budget terms anomaly with no ice shelf melt (AtmFnoIS minus AtmPnoIS) averaged between 200 and 1,000 m depth. The terms of the heat budget were calculated online (i.e., calculated through the model equations every model time step), and accumulated from the beginning of the simulation to the 13th year to explain differences in the annual mean of the 13th year in two simulations (see equations (6) and (7) in Jourdain et al., 2017). The values in the lower left corner of plots (c)–(f) are the average over the continental shelf (south of 72°S and between 100°W and 120°W) between 200 and 1,000 m depth. The spatial correlation coefficients between Ekman pumping (R^{ek}) or sea ice production (R^{SI}) and the heat budget terms are indicated in (c)–(f). Bold R are significant at 99% (i.e., $p < 0.01$), while italic R are nonsignificant at 90% (i.e., $p > 0.10$). All fields have been smoothed using a Gaussian filter of $\sigma = 30$ km. Correlations are calculated from the filtered variables, but accounting for the associated decrease in number of degrees of freedom in the calculation of significance.

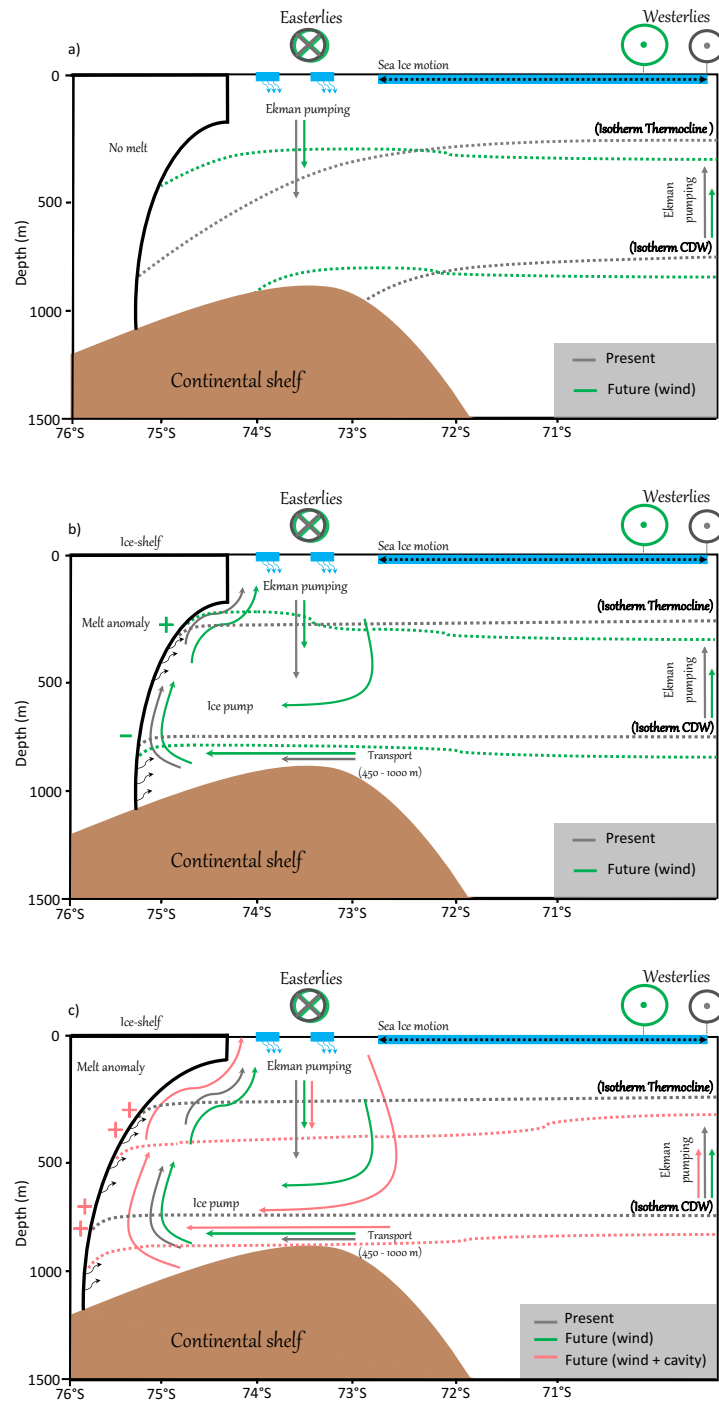


Figure 7. Schematic of the ocean and ice-shelf melt responses to changing winds without interactive ice-shelf melt (a), with interactive ice-shelf melt (b) and with interactive ice-shelf melt and grounding line retreat (c). Straight arrows represent the ocean mass transport. Grey arrows and isotherms correspond to the “present” (without shifted winds), while green arrows and isotherms correspond to the “future” (with shifted winds) and pink arrows and isotherms correspond to the “future” (with shifted wind and grounding line retreat). Cooling (warming) at a given depth is visible as deepening (or shoaling) of isotherms. The wind has not been perturbed over the continental shelf and changes in Ekman pumping result from differences in sea ice motions and coverage. Horizontal arrows represent deep onshore transport induced by the melt-induced buoyancy-driven circulation.

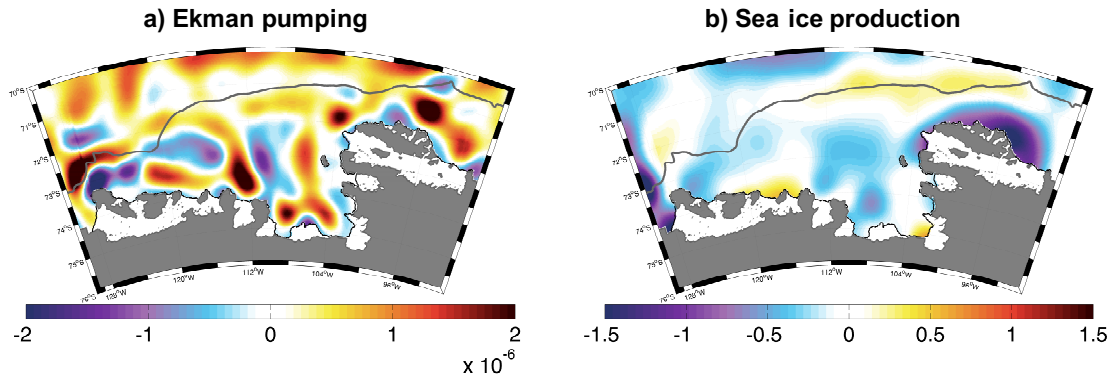


Figure 8. (a) Ekman pumping anomaly (m s^{-1}) in the simulations with ice shelf melt (AtmF minus AtmP), calculated from the total stress curl, i.e., accounting for the air/ocean, sea-ice/ocean, and bottom frictions (the later having a negligible effect, not shown). (b) Sea ice production anomaly (AtmF minus AtmP) in m yr^{-1} . All values are averaged over the 13th simulation year.

Overall, the effect of strengthened and poleward shifting wind on melt rates is relatively moderate, with 21% increase in total sub ice-shelf melt underneath Thwaites and 6% underneath Pine Island. In comparison, observation-based melt rates underneath Pine Island have a relative standard deviation of 41% at the interannual time scale (calculated from Dutrieux et al., 2014). Moreover, it is unclear to what extent increased melt rates in the upper part of the cavity and decreased melt rates in the deepest part can actually trigger instability of glacier flows. Previous studies on marine ice-sheet instabilities have indeed examined the glaciers response to stronger melt increase at depth (e.g., Favier et al., 2014; Joughin et al., 2014). Alternatively, or additionally, the glaciers retreat observed in the Amundsen Sea sector (Mouginot et al., 2014; Rignot et al., 2014) may result from climatic perturbations from the past (Christianson et al., 2016; Smith et al., 2017). In this case, it is essential to test the sensitivity of sub ice-shelf melt to the evolving shape of ice-shelf cavities. This is the focus of the next subsection.

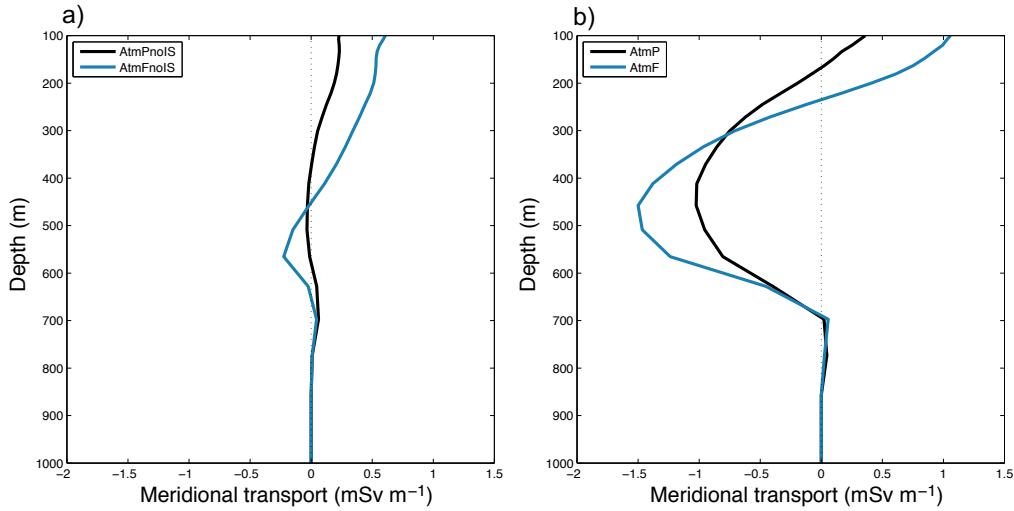


Figure 9. Net horizontal transport through the magenta section (see Figure 3) in mSv m^{-1} . Negative values represent southward transport. All values are averaged over the 13th simulation year.

Table 2. Heat Budget Terms Anomaly in Presence of Ice Shelf Melt (AtmF minus AtmP) in the Blue Box (Excluding Ice-Shelf Cavities)

Layer	Horizontal advection ($^{\circ}\text{C}$)	Vertical Advection ($^{\circ}\text{C}$)	Horizontal Mixing ($^{\circ}\text{C}$)	Vertical Mixing ($^{\circ}\text{C}$)	ΔT ($^{\circ}\text{C}$)
200-450 m	-3.00	+3.81	-0.40	-0.27	+0.15
450-1,000m	-2.01	+1.88	-0.70	+0.69	-0.15

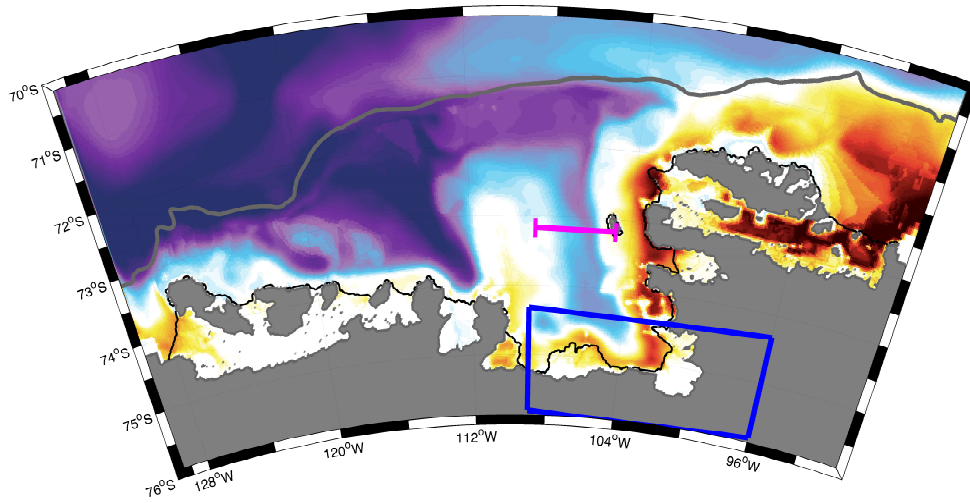
Note. The terms of the heat budget were calculated online (i.e., calculated through the model equations every model time step), and accumulated from the beginning of the simulation to the 13th year to explain differences in the annual mean of the 13th year in two simulations (see equations (6) and (7) in Jourdain et al., 2017). All numbers have been calculated with all digits and are here displayed with two digits, so they may not seem to exactly add up.

3.2 Ice-Shelf Melt Response to Changing Ice Dynamics

In this subsection, we consider another “future” state, namely AtmF_iceF, in which, in addition to perturbed winds, the ice-draft is derived from year 2100 of Cornford et al.’s (2015) simulation with one of their most extreme grounding line retreats. Comparing AtmF to AtmF_iceF indicates the effect of changing cavity shape, while comparing AtmP to AtmF_iceF gives the combined effect of changing winds and changing ice draft. As in the previous subsection, we focus on Thwaites and Pine Island. Because of the retrograde bedrock under Thwaites and Pine Island glaciers, retreated grounding lines in AtmF_iceF cause deeper cavities than in AtmP and AtmF, so the ice area exposed to warm CDW increases (Fig. 7). Therefore, the larger ocean/ice interface at depths affected by CDW causes a much larger total melt flux

(in Gt yr^{-1}) below ~ 600 m in AtmF_iceF compared to AtmF (Fig. 12c and 12d). The larger exposed area alone cannot directly explain the large increase in average melt rates (in m yr^{-1}) almost everywhere along the ice drafts (Fig. 12a and 12b). This is rather an indirect effect whereby a larger ocean/ice interface creates more melt and therefore a stronger buoyancy-driven circulation within the cavity (Fig. 12e and 12f), which increases heat exchange at the ice/ocean interface. This process acts as a positive feedback on melt rates and is summarized in Fig. 7c. It is important to notice that such feedback is only present because we use a velocity-dependent melt parameterization (see next section and Dansereau et al., 2014). The strengthened circulation is partly compensated by a decreased thermal forcing all along the ice draft (Fig. 12g and 12h). This decreased thermal forcing is not directly due to the injection of cold meltwater, because the flux of entrained warm deep water throughout the Amundsen Sea cavities is 100 to 500 times more important than the melt water flux itself, and overall, the thermal effect of entrainment overwhelms the thermal effect of injecting water at the freezing point (Jourdain et al., 2017). Another explanation can be found in the melt-induced circulation. As shown in the previous subsection, melting underneath Pine Island and Thwaites induces a divergence at depth in the cavities, which leads to the advection of offshore subsurface waters (CDW or modified CDW) onto the continental shelf as well as a deep downwelling in front of the cavities. Both AtmF and AtmF_IceF have the same wind-induced cooling of offshore subsurface waters between 200 - 1,000 m, so the decreased thermal forcing cannot be related to changes in the temperature of offshore waters. By contrast, the deep downwelling induced by the ice-shelf pump brings cold waters from upper layers downward and into the cavity, so the much stronger melt rates in AtmF_IceF lead to stronger deep downwelling in front of the cavities and therefore explain the colder temperatures in front of the ice shelves and a weaker thermal forcing in AtmF_IceF (Fig. 12 and 13). This is also visible through the isotherms in Fig. 7c.

a) AtmF - AtmP (200-450m)



b) AtmF - AtmP (450-1000m)

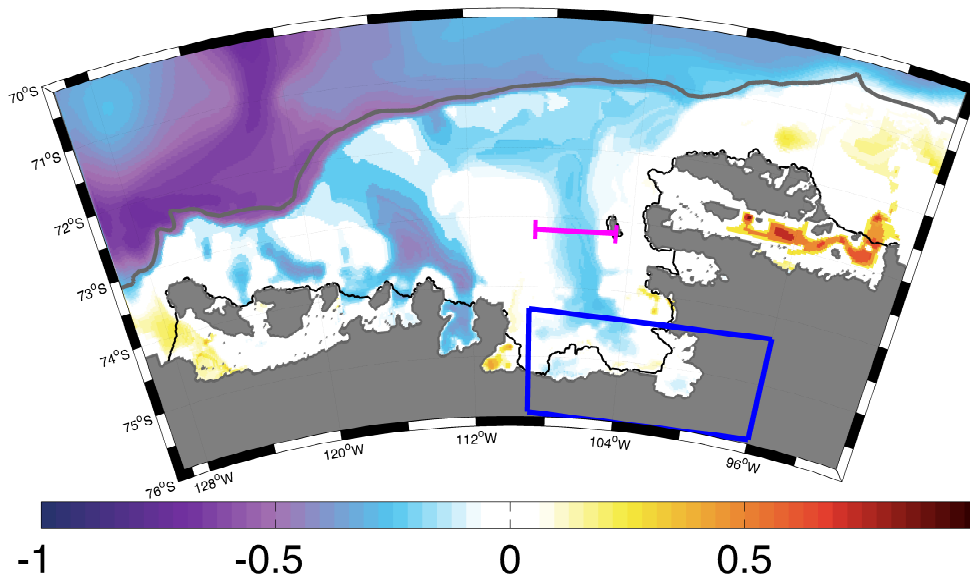


Figure 10. Conservative ocean temperature anomalies in degree Celsius (AtmF minus AtmP) averaged over (a) 200–450 m, (b) 450–1,000 m and over the 13th simulation year. The grey contour represents the 1,500 m isobath.

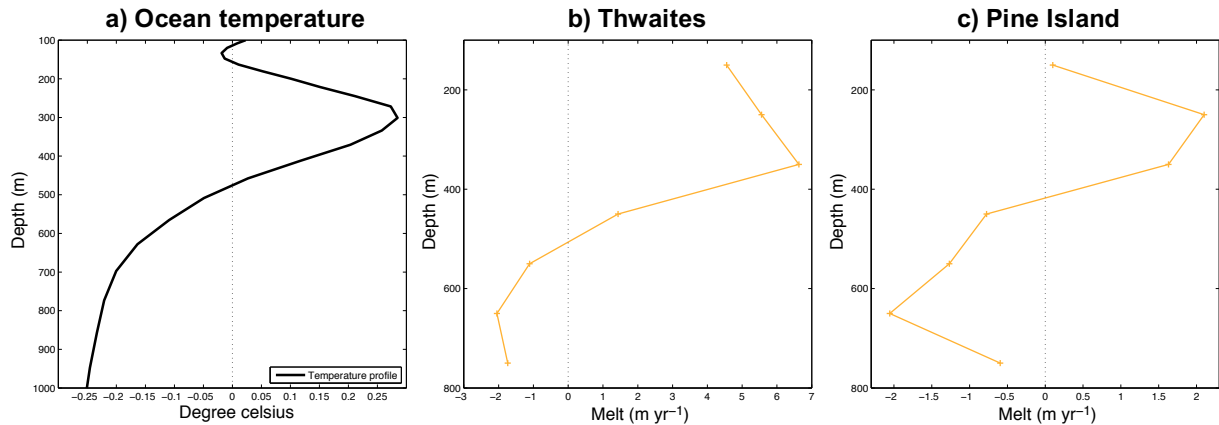


Figure 11. (a) Conservative ocean temperature profile anomaly (AtmF minus AtmP) near Pine Island and Thwaites glacier fronts (i.e., blue box in Figure 3, excluding ice shelves). (b) Ice-shelf melt rate (m yr⁻¹) anomaly (AtmF minus AtmP) under Pine Island and (c) under Thwaites. All values are averaged over the 13th simulation year.

As the ice shelves get thinner, the area covered by the ice/ocean interface also becomes larger at low depths. This explains the significantly larger total melt flux near the ocean surface in AtmF_iceF compared to AtmF (Fig. 12c and 12d), and it can be the opposite for mid-depths, like near 400 m for Pine Island (Fig. 12d). Interestingly, the thermal forcing in the upper part of the cavities is less affected than in the deepest part (Fig. 12g and 12h), while the larger melt amounts at depth could have been expected to bring more buoyant cold water toward the upper part. Possible explanations for this are (i) the buoyant plume entrains warm water which can overwhelm the direct cooling effect of injecting water at the freezing point (Jourdain et al., 2017), and (ii) if the ice shelf gets thinner, it can be more affected by warm waters that are found in summer above the thermocline.

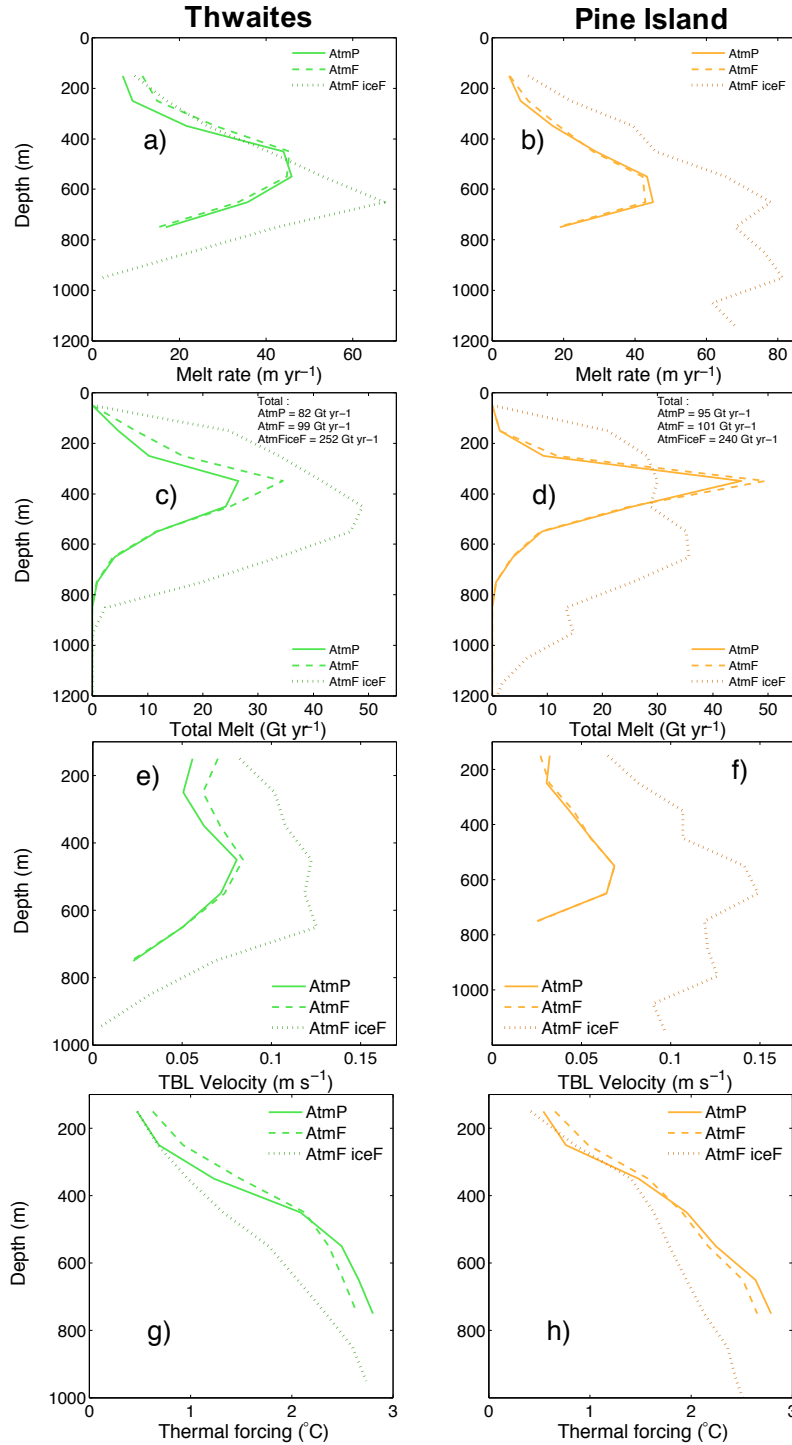


Figure 12. (a and b) Mean basal melt rate in m yr^{-1} ; (c and d) total basal melt rate in Gt yr^{-1} ; (e and f) top-boundary layer velocity in m s^{-1} ; and (g and h) top-boundary-layer thermal forcing in $^{\circ}\text{C}$ profiles in function of the depth from the surface in AtmP, AtmF, and AtmF_iceF simulations, for Thwaites (left) and Pine Island (right). The top boundary layer is defined as a 30 m ocean layer below the ice draft, and all profiles are averaged over 100 m bins.

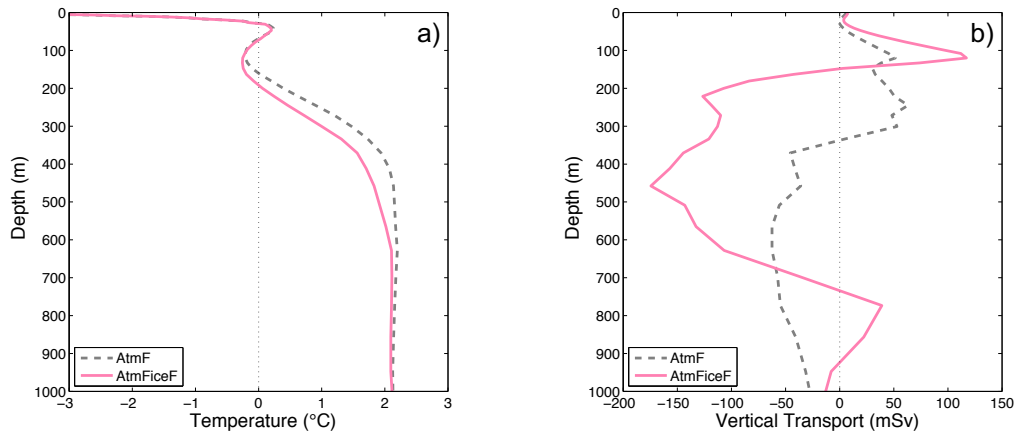


Figure 13. (a) Conservative ocean temperature profiles (°C) averaged over the blue box (76°S 74.3°S 96°W 109°W) (b) Vertical transport in mSv averaged over the blue box for AtmF and AtmFiceF simulations (13th simulation year mean).

Overall, prescribing a strong grounding line retreat leads to total melt fluxes multiplied by ~ 2.5 , and to local melt rates typically multiplied by 2–3 below 600 m. Comparing AtmF_iceF to AtmF clearly shows that this effect is only due to a change in cavity shapes. To confirm this result, we have run another simulation with present-day winds and retreated ice geometry, and we have obtained very similar results (not shown). Our estimates emphasize the potential for strong feedbacks between the ocean and the ice dynamics, which is a strong incentive to couple ocean models to ice sheet models. Nonetheless, our values are to be considered with care, because the grounding line retreats that we used is likely largely overestimated and may actually be representative of much later than 2100 (see next section). Our estimates only hold for strong grounding line retreats without considering the likelihood of such event in a world where atmosphere, ocean, sea ice, and ice shelves are connected by feedbacks. Therefore, these values should not be compared to the aforementioned effects of changing winds, because Spence et al. (2014) and Cornford et al. (2015) did not build their scenarios in a fully coupled ocean/ice-sheet model and did not see the exact same climate perturbations.

4 Discussion and Conclusions

In this paper, we have analyzed the ocean response to strengthened and poleward shifted winds using the NEMO-3.6 ocean model in a regional configuration centered on the Amundsen Sea. From our numerical simulation, we show that the coastal ocean response to perturbed winds is strongly impacted by the circulation induced by ice-shelf melt. Changing winds cause coastal ocean temperature changes leading to increase total melt underneath Pine Island and Thwaites by 6% and 21%, respectively. Such modeled total melt increase is relatively trifling compared to the increase by a factor of ~ 2.5 induced by an extreme future grounding line retreat and related positive feedback due to a stronger melt-induced circulation. Perturbed winds (in the presence of ice-shelves) cause a subsurface cooling over the continental shelf through advection of offshore waters that are projected to cool by the end of 21st century in Spence et al.'s (2014) simulations. However, it is unclear what would be the future temperature trend of offshore CDW. First, Spence et al.'s (2014) scenario only accounts for the SAM trend. Even if El Niño Southern Oscillation is not expected to be directly responsible for trends in the Southern Ocean (Jones et al., 2016; Scambos et al., 2017), interannual and decadal variability in the Tropical Pacific induces temperature variability in the Amundsen Sea (Steig et al., 2012) and could be more important than trends for the Amundsen Sea because they could trigger irreversible grounding line retreat (Jenkins et al., 2016; Smith et al., 2017). Remote processes occurring as far as in the Northern subpolar regions may also affect CDW properties, and results from the CMIP5 models indicate a CDW warming from 0.33°C to 0.41°C over the 21st century depending on the emission scenario (Sallée et al., 2013). These numbers are highly uncertain given that global climate models are significantly biased over the Southern Ocean (e.g., Little & Urban, 2016) and some important components of the Earth system are missing (e.g., no ice-shelf cavities in CMIP5 models). This is nonetheless in agreement with oceanographic observations since the 1990s that also indicate a warming trend of $\sim 0.05^{\circ}\text{C}$ per decade for the CDW located northward of the Amundsen Sea (Schmidtke et al., 2014). It should therefore be stressed that our study only accounts for the regional effect of strengthened and poleward shifting winds related to the SAM trend and a need for improving our current understanding of the influence of climate modes of variability on the climatology of coastal winds is emphasized. It is also important to note that our conclusions should not be extrapolated to other regions like East Antarctica where there are limited intrusions of CDW onto the continental shelf and melt rates are weaker than in the Amundsen Sea. One more limitation is the absence of tides and eddies in our simulations which are important processes that can bring heat onto the continental

shelf (Flexas et al., 2015; Makinson et al., 2011; Robertson, 2013; Stewart & Thompson, 2013). As explained in Jourdain et al. (2017), our resolution partially resolves the mesoscale eddies in the deep ocean (Hallberg, 2013) and the mean flow-topography interactions involved in the CDW transport onto the continental shelf (Assmann et al., 2013; Nakayama et al., 2014; St-Laurent et al., 2013) but we do not resolve the baroclinic Rossby radius of deformation over the continental-shelf, and our simulations are missing relevant wind-driven coastal ocean dynamics (Millot & Crepon, 1981). Despite these limitations, our study clearly shows the importance of considering ice shelves in ocean modelling works. Indeed, the conclusions drawn by Spence et al. (2014) that the entire Amundsen Sea subsurface would warm in response to strengthened and poleward shifted winds is invalid when the ocean circulation induced by ice shelf melt is represented. Our results suggest that the coastal warming found in simulations with no representation of ice shelves is potentially wrong. The results from ice-sheet modeling studies using parameterized melt rates from temperature at the nearest climate model grid points (see examples in the Introduction) are therefore also questionable as ice-shelf cavities have so far never been considered in the CMIP climate models. To evaluate the potential feedback of grounding line retreat onto the ocean circulation and ice shelf melt, we have used an ice-sheet simulation producing a strong grounding line retreat for 2100 (Cornford et al., 2015). The melt response to changing winds is only +21% (117 Gt yr^{-1}) and +6% (16 Gt yr^{-1}) for Thwaites and Pine Island, respectively, when the cavity shape and grounding line position are unchanged, but it becomes +207% (1170 Gt yr^{-1}) and +153% (1145 Gt yr^{-1}) when the cavity shape and grounding line position change to Cornford et al.'s (2015) estimate for 2100. These values have to be considered with caution, because the bedrock topography used is known to be very inaccurate (Millan et al., 2017), and the total basal melt computation depends largely on the bathymetry used (Schodlok et al., 2012). The methodologies used by Spence et al. (2014) and Cornford et al. (2015) to estimate their future state while accounting for model limitations are also not completely consistent with each other even though both aim to represent the end of the 21st century under a strong emission scenario. Notwithstanding the above limitations, our sensitivity experiments clearly indicate that accounting for evolving grounding line and cavity shape is potentially of primary importance for climate projections. Schodlok et al. (2012) also reported a significant sensitivity to the cavity geometry, with ~25% difference in melt rates under Pine Island between two different bathymetry data sets. By contrast, Seroussi et al. (2017) did not notice any significant change in melt rates as Thwaites retreated in their ice/ocean coupled simulations. Two explanations are proposed for the difference between our results and

Seroussi et al. (2017). First of all, melt rates in Seroussi et al. (2017) are less extreme than those used by Cornford et al. (2015), leading to a grounding line retreat of ~ 20 km in 2050 in Seroussi et al. (2017), compared to ~ 70 km in 2100 in Cornford et al.'s (2015) H/A/O''/F experiment used in our study. It could therefore be argued that Cornford et al.'s (2015) 2100 may be representative of much later than 2100, although the grounding line response is nonlinear in time, in particular on a retrograde bedrock (see the 240 km retreat in 2200 in Cornford et al.'s, 2015, Fig. 7). The second important difference between Seroussi et al. (2017) and our study is not related to the scenario, but rather to the parameters used in the three-equation melt rate formulation. In their ocean simulations, Seroussi et al. (2017) used a velocity-independent formulation of melt rates, while we use the velocity-dependent version (e.g., Dansereau et al., 2014; Holland & Jenkins, 1999). As discussed in the previous section, the velocity profiles (Figs 12e and 12f) underneath Pine Island and Thwaites suggest a feedback whereby the melt-induced ocean circulation further strengthens melt rates. Such feedback would only be simulated with a velocity-dependent formulation. To assess the importance of this feedback, we have rerun two additional simulations, both with velocity-independent formulation, both with present-day winds, and with ice shelf drafts representative of the years 2000 and 2100. The exchange velocities are chosen as $2.27 \cdot 10^{-5}$ and $6.37 \cdot 10^{-7}$ m s⁻¹ for heat and salt, respectively. The results are summarized in Table 3. Using a velocity-independent formulation, the melt increase for a larger cavity is relatively weaker than using a velocity-dependent formulation (+23% compared to +165% for Pine Island and +134% compared to +217% for Thwaites). Given that turbulence in the TBL depends on shear and therefore on ocean velocities, a velocity-dependent formulation is expected to better represent TBL processes than a velocity-independent formulation, at least if the ocean circulation is well represented. This suggests that velocity-dependent formulation should be used in ocean/ice-sheet coupled models to simulate important grounding line retreats. To conclude, our results are a strong incentive to use ocean/ice sheet coupled models to assess basal melt rates and their evolutions for reliable estimations of the contribution of West Antarctica to the global sea level rise over the 21st century and beyond. The presence of ice-shelf cavities and evolving cavities into ocean model is therefore necessary to properly estimate basal melt rates. Importantly, velocity-dependent melt formulations represent feedbacks that are significantly weaker with velocity-independent formulations. The fact that relatively coarse ocean models may not accurately represent the circulation underneath ice shelves is therefore another challenging aspect of ice sheet modeling embedded in global climate projections (Nowicki et al., 2016). Furthermore, melt

parameterizations used in ice-sheet models (Asay-Davis et al.,2017) would need to account for such feedback. Again, our results only concern the Amundsen Sea, and the potential importance of ocean/ice sheet coupling at a century scale might be different in other regions of Antarctica.

Table 3. Cavity Melt Rate (Gt yr⁻¹) for Present-Day Winds, Ice Drafts Representative of Either 2000 or 2100, and Either Velocity-Dependent or Velocity-Independent Melt Formulations

	Ice draft 2000 velocity-dep.	Ice draft 2100 velocity-dep.	Ice draft 2000 velocity-ind	Ice draft 2100 velocity-ind
Pine Island	95	252	67	83
Thwaites	82	260	44	103

Note. Annual means over the 13th year of simulations are shown.

Acknowledgments

This work was funded by the French National Research Agency (ANR) through the TROIS-AS (ANR-15-CE01-0005-01) project. M.D., N.J., G.D., and J.L. are part of Labex OSUG2020 (ANR10 LABX56). N.J. is an Associate Investigator of the ARC Centre of Excellence for Climate System Science. P.S. was supported by an Australian Research Council (ARC) DECRA Fellowship (DE150100223). The computational resources were provided by CINES through the egi6035 and gge6066 projects. We thank P. Mathiot and G. Madec for the development of the ice-shelf module which is central in this work, and S. Cornford for making his data available. The model code for NEMO-3.6 is available from the NEMO website (www.nemo-ocean.eu). The branch used in this study is the development branch named dev_r5151_UKMO_ISF at revision 5932.

References

- Asay-Davis, X. S., Jourdain, N. C., & Nakayama, Y. (2015). Developments in simulating and parameterizing interactions between the Southern Ocean and the Antarctic Ice sheet. *Current Climate Change Reports*, 3, 316–329.
- Assmann, K., Jenkins, A., Shoosmith, D., Walker, D., Jacobs, S., & Nicholls, K. (2013). Variability of circumpolar deep water transport onto the Amundsen Sea continental shelf through a shelf break trough. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 6603–6620. <https://doi.org/10.1002/2013JC008871>
- Bintanja, R., Van Oldenborgh, G., Drijfhout, S., Wouters, B., & Katsman, C. (2013). Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in Antarctic sea-ice expansion. *Nature Geoscience*, 6(5), 376–379.
- Bracegirdle, T. J., Shuckburgh, E., Sallee, J.-B., Wang, Z., Meijers, A. J., Bruneau, N., Wilcox, L. J. (2013). Assessment of surface winds over the Atlantic, Indian, and Pacific Ocean sectors of the Southern Ocean in CMIP5 models: Historical bias, forcing response, and state dependence. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 547–562. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50153>
- Bracegirdle, T. J., Turner, J., Hosking, J. S., & Phillips, T. (2014). Sources of uncertainty in projections of twenty-first century westerly wind changes over the Amundsen Sea, west Antarctica, in CMIP5 climate models. *Climate Dynamics*, 43, 2093–2104.
- Chen, G., & Held, I. M. (2007). Phase speed spectra and the recent poleward shift of southern hemisphere surface westerlies. *Geophysical Research Letters*, 34, L21805. <https://doi.org/10.1029/2007GL031200>
- Christianson, K., Bushuk, M., Dutrieux, P., Parizek, B. R., Joughin, I. R., Alley, R. B., Holland, D. M. (2016). Sensitivity of Pine Island glacier to observed ocean forcing. *Geophysical Research Letters*, 43, 10,817–10,825. <https://doi.org/10.1002/2016GL070500>
- Cornford, S. L., Martin, D. F., Payne, A. J., Ng, E. G., Le Brocq, A. M., Gladstone, R. M., Vaughan, D. G. (2015). Century-scale simulations of the response of the west Antarctic ice sheet to a warming climate. *The Cryosphere Discussions*, 9, 1887–1942.
- Dansereau, V., Heimbach, P., & Losch, M. (2014). Simulation of sub-ice shelf melt rates in a general circulation model: Velocity-dependent transfer and the role of friction. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 1765–1790. <https://doi.org/10.1002/2013JC008846>
- Deconto, R. M., & Pollard, D. (2016). Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature*, 531, 591–597.
- De Rydt, J., & Gudmundsson, G. H. (2016). Coupled ice shelf-ocean modeling and complex grounding line retreat from a seabed ridge. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121, 865–880. <https://doi.org/10.1002/2015JF003791>
- Dinniman, M. S., Klinck, J. M., & Smith, 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), 1508–1523.
- Dutrieux, P., De Rydt, J., Jenkins, A., Holland, P. R., Ha, H. K., Lee, S. H., Schröder, M. (2014). Strong sensitivity of Pine Island ice-shelf melting to climatic variability. *Science*, 343(6167), 174–178.
- Favier, L., Durand, G., Cornford, S., Gudmundsson, G., Gagliardini, O., Gillet-Chaulet, F., Le Brocq, A. (2014). Retreat of Pine Island glacier controlled by marine ice-sheet instability. *Nature Climate Change*, 4(2), 117–121.
- Flexas, M. D M., Schodlok, M. P., Padman, L., Menemenlis, D., & Orsi, A. H. (2015). Role of tides on the formation of the Antarctic slope front at the Weddell-Scotia confluence. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, 3658–3680. <https://doi.org/10.1002/2014JC010372>
- Fogt, R. L., & Wovrosh, A. J. (2015). The relative influence of tropical sea surface temperatures and radiative forcing on the Amundsen Sea low. *Journal of Climate*, 28(21), 8540–8555.
- Gille, S. T. (2008). Decadal-scale temperature trends in the southern hemisphere ocean. *Journal of Climate*, 21(18), 4749–4765.
- Gillett, N. P., Arora, V. K., Zickfeld, K., Marshall, S. J., & Merryfield, W. J. (2011). Ongoing climate change following a complete cessation of carbon dioxide emissions. *Nature Geoscience*, 4(2), 83–87.
- Gillett, N. P., & Fyfe, J. (2013). Annular mode changes in the CMIP5 simulations. *Geophysical Research Letters*, 40, 1189–1193. <https://doi.org/10.1002/grl.50249>
- Golledge, N. R., Kowalewski, D. E., Naish, T. R., Levy, R. H., Fogwill, C. J., & Gasson, E. G. (2015). The multi-millennial Antarctic commitment to future sea-level rise. *Nature*, 526(7573), 421–425.
- Griffies, S. M., Biastoch, A., Böning, C., Bryan, F., Danabasoglu, G., Chassignet, E. P., Yin, J. (2009). Coordinated ocean-ice reference experiments (cores). *Ocean Modelling*, 26(1), 1–46.
- Hallberg, R. (2013). Using a resolution function to regulate parameterizations of oceanic mesoscale eddy effects. *Ocean Modelling*, 72, 92–103.
- Hartmann, D. L., & Lo, F. (1998). Wave-driven zonal flow vacillation in the southern hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(8), 1303–1315.
- Hellmer, H., & Olbers, D. (1989). A two-dimensional model for the thermohaline circulation under an ice shelf. *Antarctic Science*, 1(4), 325–336.
- Holland, D. M., & Jenkins, A. (1999). Modeling thermodynamic ice-ocean interactions at the base of an ice shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 29(8), 1787–1800.
- Jacobs, S., Jenkins, A., Hellmer, H., Giulivi, C., Nitsche, F., Huber, B., & Guerrero, R. (2012). The Amundsen Sea and the Antarctic ice sheet. *Oceanography*, 25(3), 154–163.
- Jenkins, A., Dutrieux, P., Jacobs, S. S., McPhail, S. D., Perrett, J. R., Webb, A. T., & White, D. (2010a). Observations beneath Pine Island glacier in west Antarctica and implications for its retreat. *Nature Geoscience*, 3(7), 468–472.
- Jenkins, A., Dutrieux, P., Jacobs, S., Steig, E. J., Gudmundsson, G. H., Smith, J., & Heywood, K. J. (2016). Decadal ocean forcing and Antarctic ice sheet response: Lessons from the Amundsen Sea. *Oceanography*, 29(4), 106–117.
- Jenkins, A., Nicholls, K. W., & Corr, H. F. (2010b). Observation and parameterization of ablation at the base of Ronne ice shelf, Antarctica. *Journal of Physical Oceanography*, 40(10), 2298–2312.
- Jones, J. M., Gille, S. T., Goosse, H., Abram, N. J., Canziani, P. O., Charman, D. J., Eisenman, I. et al. (2016). Assessing recent trends in high latitude southern hemisphere surface climate. *Nature Climate Change*, 6(10), 917–926.

- Joughin, I., Smith, B. E., & Holland, D. M. (2010). Sensitivity of 21st century sea level to ocean-induced thinning of Pine Island glacier, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 37, L20502. <https://doi.org/10.1029/2010GL044819>
- Joughin, I., Smith, B. E., & Medley, B. (2014). Marine ice sheet collapse potentially under way for the Thwaites glacier basin, west Antarctica. *Science*, 344(6185), 735–738.
- Jourdain, N. C., Mathiot, P., Merino, N., Durand, G., Le Sommer, J., Spence, P., . . . Madec, G. (2017). Ocean circulation and sea-ice thinning induced by melting ice shelves in the Amundsen sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122, 2550–2573. <https://doi.org/10.1002/2016JC012509>
- Le Brocq, A. M., Payne, A. J., & Vieli, A. (2010). An improved Antarctic dataset for high resolution numerical ice sheet models (albmap v1). *Earth System Science Data*, 2(2), 247–260.
- Large, W., & Yeager, S. (2009). The global climatology of an interannually varying air–sea flux data set. *Climate Dynamics*, 33(2–3), 341–364.
- Limpasuvan, V., & Hartmann, D. L. (1999). Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophysical Research Letters*, 26(20), 3133–3136.
- Little, C. M., & Urban, N. M. (2016). CMIP5 temperature biases and 21st century warming around the Antarctic coast. *Annals of Glaciology*, 57(73), 69–78.
- Madec, G. (2016). The nemo ocean engine, note du pole de modelisation (Vol. 27). Paris, France: Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). Retrieved from <http://www.nemo-ocean.eu/About-NEMO/Reference-manuals>
- Makinson, K., Holland, P. R., Jenkins, A., Nicholls, K. W., & Holland, D. M. (2011). Influence of tides on melting and freezing beneath Filchner-Ronne ice shelf, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 38, L06601. <https://doi.org/10.1029/2010GL046462>
- Marshall, G. J. (2003). Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24), 4134–4143.
- Martin, M., Winkelmann, R., Haseloff, M., Albrecht, T., Bueller, E., Khroulev, C., & Levermann, A. (2011). The Potsdam parallel ice sheet model (pism-pik)–part 2: Dynamic equilibrium simulation of the Antarctic ice sheet. *The Cryosphere*, 5(3), 727–740.
- Mathiot, P., Jenkins, A., Harris, C., & Madec, G. (2017). Explicit and parametrized representation of under ice shelf seas in a z* coordinate ocean model. *Journal Geoscientific Model Development*, 10, 2849–2874.
- Merino, N., Le Sommer, J., Durand, G., Jourdain, N. C., Madec, G., Mathiot, P., & Tourmadre, J. (2016). Antarctic icebergs melt over the Southern Ocean: Climatology and impact on sea-ice. *Ocean Modelling*, 104, 99–110.
- Millan, R., Rignot, E., Bernier, V., Morlighem, M., & Dutrieux, P. (2017). Bathymetry of the Amundsen Sea Embayment sector of West Antarctica from operation IceBridge gravity and other data. *Geophysical Research Letters*, 44, 1360–1368. <https://doi.org/10.1002/2016GL072071>
- Millot, C., & Crepon, M. (1981). Inertial oscillations on the continental shelf of the Gulf of Lions: Observations and theory. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 639–657.
- Mouginot, J., Rignot, E., & Scheuchl, B. (2014). Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea embayment, west Antarctica, from 1973 to 2013. *Geophysical Research Letters*, 41, 1576–1584. <https://doi.org/10.1002/2013GL059069>
- Nakayama, Y., Menemenlis, D., Schodlok, M., & Rignot, E. (2017). Amundsen and Bellingshausen seas simulation with optimized ocean, sea ice, and thermodynamic ice shelf model parameters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122, 6180–6195. <https://doi.org/10.1002/2016JC012538>
- Nakayama, Y., Timmermann, R., Schröder, M., & Hellmer, H. (2014). On the difficulty of modeling circumpolar deep water intrusions onto the Amundsen Sea continental shelf. *Ocean Modelling*, 84, 26–34.
- Nowicki, S. M., Payne, A., Larour, E., Seroussi, H., Goelzer, H., Lipscomb, W., Shepherd, A. (2016). Ice sheet model intercomparison project (CMIP6) contribution to cmip6. *Geoscientific Model Development*, 9(12), 4521–4545.
- Pauling, A. G., Bitz, C. M., Smith, I. J., & Langhorne, P. J. (2016). The response of the southern ocean and Antarctic sea ice to freshwater from ice shelves in an earth system model. *Journal of Climate*, 29(5), 1655–1672.
- Pope, J. O., Holland, P. R., Orr, A., Marshall, G. J., & Phillips, T. (2017). The impacts of El Niño on the observed sea ice budget of west Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 44, 6200–6208. <https://doi.org/10.1002/2017GL073414>
- Raphael, M., Marshall, G., Turner, J., Fogt, R., Schneider, D., Dixon, D., . . . Hobbs, W. (2016). The Amundsen Sea low: Variability, change, and impact on Antarctic climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(1), 111–121.
- Rignot, E., Mouginot, J., Morlighem, M., Seroussi, H., & Scheuchl, B. (2014). Widespread, rapid grounding line retreat of Pine Island, Thwaites, Smith, and Kohler glaciers, west Antarctica, from 1992 to 2011. *Geophysical Research Letters*, 41, 3502–3509. <https://doi.org/10.1002/2014GL060140>
- Robertson, R. (2013). Tidally induced increases in melting of Amundsen Sea ice shelves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 3138–3145. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20236>
- Rousset, C., Vancoppenolle, M., Madec, G., Fichet, T., Flavoni, S., Barthélémy, A., . . . Vivier, F. (2015). The Louvain-la-Neuve Sea ice model lim3. 5: Global and regional capabilities. *Geoscientific Model Development Discussions*, 8(4), 3403–3441.
- Sallée, J.-B., Shuckburgh, E., Bruneau, N., Meijers, A. J., Bracegirdle, T. J., Wang, Z., & Roy, T. (2013). Assessment of Southern ocean water mass circulation and characteristics in cmip5 models: Historical bias and forcing response. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 1830–1844. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20135>
- Scambos, T. A., Bell, R. E., Alley, R. B., Anandakrishnan, S., Bromwich, D. H., Brunt, K., . . . Yager, P. L. (2017). How much, how fast?: A science review and outlook for research on the instability of Antarctica’s Thwaites glacier in the 21st century. *Global and Planetary Change*, 153, 16–34.
- Schmidtko, S., Heywood, K. J., Thompson, A. F., & Aoki, S. (2014). Multidecadal warming of Antarctic waters. *Science*, 346(6214), 1227–1231.
- Schodlok, M. P., Menemenlis, D., Rignot, E., & Studinger, M. (2012). Sensitivity of the ice-shelf/ocean system to the sub-ice-shelf cavity shape measured by Nasa Ice bridge in pine island glacier, west Antarctica. *Annals of Glaciology*, 53(60), 156–162.
- Schoof, C. (2007). Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis. *Journal of Geophysical Research*, 112, F03S28. <https://doi.org/10.1029/2006JF000664>
- Seroussi, H., Nakayama, Y., Larour, E., Menemenlis, D., Morlighem, M., Rignot, E., & Khazendar, A. (2017). Continued retreat of Thwaites glacier, west Antarctica, controlled by bed

- topography and ocean circulation. *Geophysical Research Letters*, 44, 6191–6199. <https://doi.org/10.1002/2017GL072910>
- Shepherd, A., Ivins, E. R., Geruo, A., Barletta, V. R., Bentley, M. J., Bettadpur, S., Jay Zwally, H. (2012). A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science*, 338(6111), 1183–1189.
- Smith, J. A., Andersen, T. J., Shortt, M., Gaffney, A. M., Truffer, M., Stanton, T. P., . . . Vaughan, D. G. (2017). Sub-ice-shelf sediments record history of twentieth-century retreat of pine island glacier. *Nature*, 541(7635), 77–80.
- Spence, P., Griffies, S. M., England, M. H., Hogg, A. M., Saenko, O. A., & Jourdain, N. C. (2014). Rapid subsurface warming and circulation changes of antarctic coastal waters by poleward shifting winds. *Geophysical Research Letters*, 41, 4601–4610. <https://doi.org/10.1002/2014GL060613>
- Spence, P., Holmes, R. M., Hogg, A. M., Griffies, S. M., Stewart, K. D., & England, M. H. (2017). Localized rapid warming of west Antarctic subsurface waters by remote winds. *Nature Climate Change*, 7, 595–603.
- Steig, E. J., Ding, Q., Battisti, D., & Jenkins, A. (2012). Tropical forcing of circumpolar deep water inflow and outlet glacier thinning in the Amundsen Sea embayment, west Antarctica. *Annals of Glaciology*, 53(60), 19–28.
- Stewart, A. L., & Thompson, A. F. (2013). Connecting antarctic cross-slope exchange with southern ocean overturning. *Journal of Physical Oceanography*, 43(7), 1453–1471.
- 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, 51–64.
- St-Laurent, P., Klinck, J., & Dinniman, M. (2015). Impact of local winter cooling on the melt of Pine Island glacier, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, 6718–6732. <https://doi.org/10.1002/2015JC010709>
- Swart, N., & Fyfe, J. (2012). Observed and simulated changes in the southern hemisphere surface westerly wind-stress. *Geophysical Research Letters*, 39, L16711. <https://doi.org/10.1029/2012GL052810>
- Swart, N., & Fyfe, J. (2013). The influence of recent Antarctic ice sheet retreat on simulated sea ice area trends. *Geophysical Research Letters*, 40, 4328–4332. <https://doi.org/10.1002/grl.50820>
- Thoma, M., Jenkins, A., Holland, D., & Jacobs, S. (2008). Modelling circumpolar deep water intrusions on the Amundsen Sea continental shelf, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 35, L18602. <https://doi.org/10.1029/2008GL034939>
- Thompson, D. W., & Wallace, J. M. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. Part i: Month-to-month variability*. *Journal of Climate*, 13(5), 1000–1016.
- Turner, J., Orr, A., Gudmundsson, G. H., Jenkins, A., Bingham, R. G., Hillenbrand, C.-D., & Bracegirdle, T. J. (2017). Atmosphere-ocean-ice interactions in the Amundsen Sea embayment, west Antarctica. *Reviews of Geophysics*, 55, 235–276. <https://doi.org/10.1002/2016RG000532>
- Turner, J., Phillips, T., Hosking, J. S., Marshall, G. J., & Orr, A. (2013). The Amundsen Sea low. *International Journal of Climatology*, 33(7), 1818–1829.
- Vaughan, D. G., Corr, H. F., Ferraccioli, F., Frearson, N., O’hare, A., Mach, D., . . . Young, D. A. (2006). New boundary conditions for the west Antarctic ice sheet: Subglacial topography beneath pine island glacier. *Geophysical Research Letters*, 33, L09501. <https://doi.org/10.1029/2005GL025588>
- Wåhlin, A. K., Muench, R. D., Arneborg, L., Björk, G., Ha, H. K., Lee, S. H., & Als_en, H. (2012). Some implications of Ekman layer dynamics for cross-shelf exchange in the Amundsen sea. *Journal of Physical Oceanography*, 42, 1461–1474.
- Yin, J., Overpeck, J. T., Griffies, S. M., Hu, A., Russell, J. L., & Stouffer, R. J. (2011). Different magnitudes of projected subsurface ocean warming around Greenland and Antarctica. *Nature Geoscience*, 4(8), 524–528.
- Zheng, F., Li, J., Clark, R. T., & Nnamchi, H. C. (2013). Simulation and projection of the southern hemisphere annular mode in CMIP5 models. *Journal of Climate*, 26(24), 9860–9879.

Chapitre 3 : Article

Interannual Variability of Summer Surface Mass Balance and Surface Melting in the Amundsen Sector, West Antarctica

Marion Donat-Magnin¹, Nicolas C. Jourdain¹, Hubert Gallée¹, Charles Amory³, Christoph Kittel³, Xavier Fettweis³, Jonathan D. Wille¹, Vincent Favier¹, Amine Drira¹, Cécile Agosta².

¹ Université Grenoble Alpes/CNRS/IRD/G-INP, IGE, 38000, Grenoble, France

² Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, IPSL/CEA-CNRS-UVSQ UMR 8212, CEA Saclay, F-91190, Gif-sur-Yvette, France

³ F.R.S.-FNRS, Laboratory of Climatology, Department of Geography, University of Liège, B-4000 Liège, Belgium

Article soumis au journal « The Cryosphere » le 14 mai 2019, actuellement en révision
<https://www.the-cryosphere-discuss.net/tc-2019-109/>

(Résumé)

Comprendre la variabilité interannuelle du bilan de masse de surface (SMB) et de la fonte de surface en Antarctique est primordial pour quantifier le signal du bruit dans les tendances climatiques, déterminer les possibilités de prévisions climatiques pluriannuelles, et évaluer la capacité des modèles climatiques à modéliser la variabilité du climat. Dans cette étude, une simulation du bilan de masse et de fonte de surface de 1979 à 2017 a été réalisée avec le modèle régional atmosphérique MAR à 10km de résolution sur les bassins versants du secteur d'Amundsen en Antarctique de l'Ouest. Ces simulations reproduisent le climat moyen présent en termes de température proche de la surface (avec une surestimation moyenne de 0.10°C), de vent de surface (avec une sous-estimation moyenne de 0.42 m s⁻¹), de bilan de masse de surface (avec un biais relatif <20% comparé aux observations sur le glacier de Thwaites). La variabilité du bilan de masse de surface et de la fonte est proche des estimations basées sur les observations.

Pour tous les bassins versants du secteur d'Amundsen, la variabilité interannuelle du bilan de masse de surface et de la fonte en été est commandée par deux mécanismes : un fort bilan de masse de surface en été a tendance à avoir lieu lorsque le centre de l'Amundsen Sea Low (ASL) est décalé vers le sud et vers l'ouest, alors que les pics de fonte eux ont tendance à avoir lieu lorsque l'ASL est moins intense (i.e en régime plus anticyclonique que la normale). Ces deux mécanismes créent une anomalie de circulation vers le sud (anomalie provenant de l'océan) qui provoque une augmentation de la convergence d'humidité et de la couverture nuageuse sur la mer d'Amundsen et donc une tendance à favoriser les précipitations neigeuses et les flux radiatifs vers le bas. La partie de la variance interannuelle du bilan de masse de surface expliquée par la position de l'ASL augmente vers l'ouest et atteint 40% pour Getz. La variation interannuelle de la pression relative du centre de l'ASL est le pilote principal de la variabilité

interannuelle de la fonte de surface, avec un pourcentage de variance expliquée par la pression centrale de l'ASL de 11 à 21% (qui augmente d'Est en Ouest). Bien que le bilan de masse de surface et la fonte soient tous deux favorisés par la phase positive de l'oscillation El Niño (ENSO), l'indice NINO34 explique seulement 2 à 8% de la variance interannuelle du bilan de masse de surface ou de la fonte (avec une faible significativité). Cependant la partie de la variance du signal interannuel expliquée par NINO34 pendant l'hiver précédent est plus importante, ce qui suggère qu'une partie des relations ENSO-SMB et ENSO-fonte en été provient de l'hiver précédent. Les mécanismes possibles peuvent provenir de l'advection de glace de mer de la mer de Ross et l'intrusion d'eau chaude profonde circumpolaire combinée à la circulation induite par la fonte sous les plateformes de glace. Finalement, nous ne trouvons aucune corrélation avec le SAM (« Southern Annular mode ») en été.

(Abstract)

Understanding the interannual variability of Surface Mass Balance (SMB) and surface melting in Antarctica is key to quantify the signal to noise ratio in climate trends, identify opportunities for multi-year climate predictions, and to assess the ability of climate models to respond to climate variability. Here we simulate summer SMB and surface melting from 1979 to 2017 using the regional atmospheric model MAR at 10 km resolution over the drainage basins of the Amundsen glaciers in West Antarctica. Our simulations reproduce the mean present-day climate in terms of near-surface temperature (mean overestimation of 0.10 °C), near-surface wind speed (mean underestimation of 0.42 m s⁻¹), and SMB (relative bias < 20% over Thwaites glacier). The simulated interannual variability of SMB and melting is also close to observation-based estimates.

For all the Amundsen glacial drainage basins, the interannual variability of summer SMB and surface melting are driven by two distinct mechanisms: high summer SMB tends to occur when the Amundsen Sea Low (ASL) is shifted southward and westward, while high summer melt rates tend to occur when ASL is shallower (i.e. anticyclonic anomaly). Both mechanisms create a northerly flow anomaly that increases moisture convergence and cloud cover over the Amundsen Sea and therefore favors snowfall and downward longwave radiation over the ice sheet. The part of interannual summer SMB variance explained by the ASL longitudinal migrations increases westward and reaches 40% for Getz. Interannual variation of the ASL relative central pressure is the largest driver of melt-rate variability, with 11 to 21% of explained variance (increasing westward). While high summer SMB and melt rates are both favored by positive phases of El Niño Southern Oscillation (ENSO), the NINO34 index only explains 2 to 8 % of SMB or melt rates interannual variance in our simulations, with moderate statistical significance. However, the part explained by NINO34 in the previous austral winter is greater, suggesting that at least a part of the ENSO-SMB and ENSO-melt relationships in summer is inherited from the previous austral winter. Possible mechanisms involve sea-ice advection from the Ross Sea and intrusions of circumpolar deep water combined with melt-induced ocean overturning circulation in ice-shelf cavities. Finally, we do not find any correlation with the Southern Annular Mode (SAM) in summer.

1 Introduction

From 1992 to 2017, the Antarctic continent has contributed 7.6 ± 3.9 mm to the global mean sea level (Shepherd et al., 2018) and this contribution may increase over the next century (Ritz et al., 2015; DeConto and Pollard, 2016; Edwards et al., 2019). The recent mass loss from the Antarctic ice sheet is dominated by increased ice discharge into the ocean (Shepherd et al., 2018), but both surface mass balance (SMB) and ice discharge may significantly affect the Antarctic contribution to future sea level rise (Asay-Davis et al., 2017; Favier et al., 2017; Pattyn et al., 2018). Despite recent improvements of ice-sheet models motivated by newly available satellite products over the last 10-20 years, large uncertainties remain in both the SMB and ice dynamics projections, hampering our ability to accurately predict future sea level rise (Favier et al., 2017; Shepherd and Nowicki, 2017).

Largest ice discharge changes in Antarctica are observed in the Amundsen sector with an increase of 77% over the last decades (Mouginot et al., 2014). Current changes in the dynamics of glaciers flowing into the Amundsen Sea are dominated by ocean warming rather than changes in surface conditions over the ice sheet (Thoma et al., 2008; Pritchard et al., 2012; Turner et al., 2017; Jenkins et al., 2016, 2018). Increased oceanic melting can trigger marine ice sheet instability, leading to increased ice discharge, thinning ice, and retreating grounding lines (Weertman, 1974; Schoof, 2007; Favier et al., 2014; Joughin et al., 2014). In parallel, increased surface air temperature can lead to surface melting, subsequent hydrofracturing, and possibly to major thinning and retreat of outlet glaciers after the collapse of ice shelves (DeConto and Pollard, 2016). Surface melting, leading to meltwater ponding, drainage into crevasses and hydrofracturing is thought to be the main responsible for the Larsen ice shelves collapse over the last decades in the Antarctic Peninsula (van den Broeke, 2005; Scambos et al., 2009; Vaughan et al., 2003). While surface melting is currently limited to relatively rare events over the Amundsen Sea ice shelves (Nicolas and Bromwich, 2010; Trusel et al., 2012) and underlying reasons for melt ponds formation versus active surface drainage network remains unclear (Bell et al., 2018), the rapid surface air warming observed (Steig et al., 2009; Bromwich et al., 2013) and projected (Bracegirdle et al., 2008) in this region suggests that surface melting could increase in the future. Our study focuses on the two atmospheric-related aspects that can significantly affect the contribution of the Amundsen Sea sector to sea level rise, i.e. Snowfall accumulation that is expected to increase in a warmer climate and therefore

to reduce the mean sea level, and surface melting that could potentially induce more ice discharge and therefore increase the mean sea level.

Understanding the interannual variability of SMB and surface melting is key to (i) quantify the signal to noise ratio in climate trends, (ii) identify opportunities for seasonal predictions, and (iii) assess the capacity of climate models to respond to global climate variability. Furthermore, years with particularly strong surface (or oceanic) melting could trigger irreversible grounding line retreat without the need for a long-term climate trend. Interannual variability in the Amundsen Sea region is usually described in terms of connections with the El Niño Southern Oscillation (ENSO), the Southern Annular Mode (SAM), and the Amundsen Sea Low (ASL). Our study revisits these connections through dedicated regional simulations based on the MAR model (Fettweis et al., 2017; Agosta et al., 2019). Hereafter, we start by reviewing recent literature on these climate connections.

The El Niño Southern Oscillation (ENSO ; Philander et al., 1989) is the leading mode of ocean and atmosphere variability in the tropical Pacific. It is the strongest climate fluctuation at the interannual timescale and can bring seasonal to multi-year climate predictability (e.g. Izumo et al., 2010). Global climate models predict an increasing number of extreme El Niño events in the future, with large global impacts (Cai et al., 2014, 2017). Interannual and decadal variability in the tropical Pacific affects air temperature (Ding et al., 2011), snowfall (Bromwich et al., 2000; Cullather et al., 1996; Genthon and Cosme, 2003), sea ice extent (Pope et al., 2017; Raphael and Hobbs, 2014) and upwelling of circumpolar deep water favoring ice-shelf basal melting (Dutrieux et al., 2014; Steig et al., 2012; Thoma et al., 2008) in West Antarctica. Recent studies found concurrences between El Niño events and summer surface melting over West Antarctic ice shelves (Deb et al., 2018; Nicolas et al., 2017; Scott et al., 2019). These connections are generally explained in terms of Rossby wave trains excited by tropical convection during El Niño events and inducing an anticyclonic anomaly over the Amundsen Sea (Ding et al. 2011). Paolo et al. (2018) reported a positive correlation between ENSO and the satellite-based ice-shelf surface height in the Amundsen Sea over 1994-2017. Based on a detailed study of the extreme El Niño/La Niña sequence from 1997 to 1999, these authors suggested that El Niño events could increase snow accumulation but even more ocean melting, thus leading to an overall ice shelf mass loss. The impact of ENSO was found to be stronger for the Dotson ice-shelf and eastward, and weaker for Pine Island and Thwaites (Paolo et al., 2018). However, the aforementioned studies were based on the analysis of few recent ENSO

events, and did not account for the highly-variable properties of ENSO over multi-decadal periods (e.g. Deser et al., 2012; Newman et al., 2011).

The Southern Annular Mode (SAM; Hartmann and Lo, 1998; Limpasuvan and Hartmann, 1999; Thompson and Wallace, 2000) is the dominant mode of atmospheric variability in the Southern hemisphere, and corresponds to a variation of the strength and position of the circumpolar westerlies. Over the last three to five decades, the SAM has encountered a positive trend, i.e., westerly winds have been strengthening and shifting poleward (Chen and Held, 2007; Jones et al., 2016; Marshall, 2003). Medley and Thomas (2019) found similar patterns for the SAM trends and the reconstructed snow accumulation trend over 1801-2000. By contrast, the temperatures above the melting point over the Amundsen ice shelves were found to be largely insensitive to the polarity of the SAM (Deb et al., 2018). The SAM phase has also been suggested to influence the ENSO teleconnection to the south Pacific: in-phase ENSO and SAM events (i.e. El Niño/SAM- or La Niña/SAM+) favor anomalous transient eddy momentum fluxes in the Pacific that make the ENSO teleconnection to the South Pacific stronger than average (Fogt et al., 2011).

The Amundsen sea low (ASL ; Raphael et al., 2016; Turner et al., 2013a) is a dynamic low-pressure system located in the Pacific sector of the Southern Ocean and moving across the Ross, Amundsen, and Bellingshausen seas. The ASL is important regionally and variations of its central pressure and position respectively reflect the second and third leading modes of the Southern hemisphere climate respectively (Scott et al. 2019 their figure 3). A westward shift of the ASL induces northerly flow anomalies over the Amundsen Sea, leading to warmer conditions and increased moisture transport over the ice sheet (Hosking et al., 2013; Thomas et al., 2015; Hosking et al., 2016; Raphael et al., 2016; Fyke et al., 2017) ; Variations in the ASL central pressure also largely impact the West Antarctic climate: anti-cyclonic anomalies near 120°W lead to marine air intrusion over the ice sheet, thereby increasing cloud cover, longwave downward radiations and therefore surface air temperature over WAIS (Scott et al., 2019). While a deepening of the ASL is predicted for the twenty-first century in response to greenhouse gas emissions, its high regional variability makes future changes of the ASL difficult to predict (Hosking et al., 2016; Turner et al., 2009).

Importantly, ENSO and SAM are not independent from each other and both modes of climate variability impact the ASL (Fogt and Wovrosh, 2015). SAM influences the ASL central pressure since it affects the mean sea level pressure over Antarctica (Turner et al., 2013a). The

second and third leading modes of variability in the South Pacific have been suggested to be affected by Rossby wave trains induced by tropical convection anomalies (Mo and Higgins, 1998). In terms of ASL, it corresponds to a migration further west (east) during the La Niña (El Niño), but the difference has a low statistical significance (Turner et al., 2013b). Scott et al. (2019) recently reported that El Niño conditions favored blocking in the Amundsen Sea as well as a negative SAM phase, both leading to warm surface air anomalies in West Antarctica.

In this study we revisit the influence of ENSO, SAM and ASL on summer SMB and melting over the drainage basins of the Amundsen sector in West Antarctica for the 1979-2017 period. To do so, we simulate the surface conditions of the Amundsen Sea region over 1979-2017 using the polar-oriented regional atmospheric model MAR forced by the ERA-Interim reanalysis. Section 2 describes the methodology followed in the study and presents the model and observations used for comparison. The model results are analyzed and evaluated against observations in Section 3, after evaluating the model skills (section 3.1), we analyze and discuss our results on the potential impact of large-scale climate variabilities on the SMB and melting in section 3.2 and 4. The conclusions are provided in Section 5.

2 Material and Method

2.1 Model

To estimate SMB and surface melt over the Amundsen sector we use the regional atmospheric model MAR (Gallée and Schayes, 1994) and specifically the version 3.9.3 (<http://mar.cnrs.fr>). The model solves the primitive equations under the hydrostatic approximation. It solves conservation equations for specific humidity, cloud droplets, rain drops, cloud ice crystals and snow particles (Gallée, 1995; Gallée and Gorodetskaya, 2010). MAR represents coupled interactions between the atmospheric surface boundary layer and the snowpack using the Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer (SISVAT) originally developed by De Ridder and Gallée (1998). The snow-ice part of SISVAT includes submodules for surface albedo, meltwater percolation and refreezing, and snow metamorphism based on an early version of the CROCUS model (Brun et al., 1992). MAR has been largely evaluated in polar regions (e.g. Amory et al., 2015; Gallée et al., 2015; Lang et al., 2015; Fettweis et al., 2017; Kittel et al., 2018; Agosta et al., 2019; Datta et al., 2019).

Our domain includes the drainage basins of the Amundsen glaciers and a large part of the Amundsen Sea until 65°S. It covers an area of 2800 x 2400 km at 10 km horizontal resolution (Fig.1) and 24 vertical sigma levels located from approximately 1 m to 15500 m above the ground. We use 30 snow layers, resolving the 20 first meter of the snowpack, with a fine vertical resolution at the surface (1 mm) increasing with depth, snow layer thickness varies dynamically depending on the physical properties of overlying snow layer properties, if neighboring layers get similar properties then layers are associated together. The radiative scheme and cloud properties are the same as in Datta et al. (2019) and the surface scheme including snow density and roughness are the same as in Agosta et al. (2019). The model is 6 hourly forced laterally (pressure, wind, temperature, specific humidity), at the top (i.e. above 10 km) of the troposphere (temperature, wind), and at the surface (sea ice concentration, sea surface temperature) by the ERA-interim reanalysis (Dee et al., 2011), which performs well over Antarctica (Bromwich et al., 2011; Huai et al., 2019). The Bedmap2 surface elevation dataset is used for the ice-sheet topography (Fretwell et al., 2013). The snowpack density and temperature are initialized from the pan-Antarctic simulation from Agosta et al. (2019). Drifting snow is relatively infrequent in the Amundsen region (Lenaerts et al., 2012) so that the drifting snow module has been switched off in our configuration, similarly as in Agosta et al. (2019).

In section 3.2 we provide the SMB constituents averaged over individual drainage basins.

2.2 Antarctic surface observations

We make use of meteorological data from the SCAR database including observations from the Italian Antarctic Research Program (<http://www.climantartide.it>), the Antarctic Meteorological Research Center (AMRC program) (<http://amrc.ssec.wisc.edu/>) and the Australian Antarctic automatic weather station (AWS) dataset (<http://aws.acecrc.org.au/>). Among the 243 AWS available over Antarctica since 1980, we selected stations located no more than 15 km from the closest continental MAR grid point. For each location, modelled values (surface pressure, near-surface temperature and near-surface wind speed) are computed as the average-distance-weighted value of the four nearest continental grid points. A second selection criterion is also applied in order to reduce comparison errors due to the difference between the model surface elevation and the actual AWS elevation: we only retain observations with an elevation

difference lower than 250 m. This two-stage selection leaves 41 suitable AWS in our domain (Fig. 1).

To evaluate the simulated SMB, we use airborne-radar data from Medley et al. (2013, 2014) covering the period 1980-2011. These data were collected through the NASA's Operation Icebridge campaign over the Thwaites and Pine Island basins. They are based on the CReSIS radar (Center for Remote Sensing of Ice Sheets), which is an ultra-wideband radar system able to measure the stratigraphy of the upper 20 – 30 m of the snowpack with few centimeters in vertical resolution. These data were collected over the Thwaites and Pine Island basins. Airborne-radar data were verified with firn core accumulation records. To evaluate the SMB regional pattern at a broader scale, we also compared the simulated SMB with the 124 firn cores gathered in the GLACIOCLIM-SAMBA dataset thoroughly described by Favier et al., (2013) and updated by Wang et al., (2016).

To evaluate simulated surface melt, we use satellite-derived estimates of surface meltwater production over 1999-2009 from Trusel et al., (2013), provided at 4.45 km resolution, and based on the QuickSCAT backscatter and calibrated with in-situ observations. We also use data from Nicolas et al. (2017) who provide the number of melt days at 25 km resolution over Antarctica. This product is based on passive microwave observations from the Scanning Microwave Multichannel Radiometer (SMMR), the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), and the Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS) spaceborne sensors, and covers the 1978-2017 period. For a given grid cell and a given day, melt is assumed to occur as soon as one of the two daily observations of brightness temperature exceeds a threshold value. As the identification of melt days may be sensitive to the algorithm, we also use the dataset from Picard et al. (2007), extended to 2018 (<http://pp.ige-grenoble.fr/pageperso/picardgh/melting/>). This dataset is also based on SMMR and SSMI, but uses the algorithms from Torinesi et al. (2003) and Picard and Fily (2006) to retrieve melt days. It is provided as daily melt status at 25km resolution over the Antarctic continent from 1979 to 2018.

2.3 Climate indices

To describe the El Niño Southern Oscillation we use the NINO34 index from the Global Climate Observing System (GCOS) Working Group on Surface Pressure (https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Nino34/). The NINO3.4 index corresponds to SST anomalies over the 5°S-5°N and 170-120°W box

(removing the 1981-2010 mean). The Rossby wave trains connecting the Equatorial Pacific to Antarctica are expected to develop within a few weeks in response to ENSO anomalies (e.g. Hoskins and Karoly, 1981; Mo and Higgins, 1998; Peters and Vargin, 2015), so we first use the synchronous (DJF, i.e. December-January-February) NINO34 index in section 3. The lagged relationship to ENSO is discussed in section 4, where we use other 3-month averages of NINO34 such as JJA (June-July-August).

We use the SAM index from NOAA/CPC (<https://stateoftheocean.osmc.noaa.gov/atm/sam.php>) to describe the primary mode of atmospheric variability in the Southern Ocean (e.g., Marshall, 2003). The SAM index is calculated as the difference of mean zonal pressure between the latitudes of 40°S and 65°S. In the negative (positive) phase, the mean sea level pressure anomaly between the Antarctic and mid latitude is positive (negative) and leads to a weaker (stronger) polar jet. Thus, positive (negative) values of the SAM index correspond to stronger (weaker)-than-average westerlies over the mid-high latitudes (50°S-70°S) and weaker (stronger) westerlies in the mid-latitudes (30°S-50°S).

We use two other indices to describe the evolution of the migration and intensity variations of the Amundsen Sea Low (ASL). The datasets are provided by the British Antarctic Survey (https://legacy.bas.ac.uk/data/absl/ASL-index-Version2-Seasonal-ERA-Interim_Hosking2016.txt), and calculated from the ERA-Interim reanalysis. To describe the migration, we use the longitudinal position of the ASL defined as the position of the minimum pressure within the box 170°-298°E, 80°-60°S (Hosking et al., 2016), defined in degree East. A decrease in the longitudinal position index hence corresponds to a westward shift of the ASL. To describe the intensity of the ASL, we use the relative central pressure of the ASL calculated as the minimum pressure in the aforementioned box minus the average pressure over that box (Hosking et al. 2016). A more intense ASL (deeper depression) is therefore represented by a lower index.

The SAM and ASL indices are defined regionally, and we do not expect any lag with summer SMB. These indices are therefore calculated as DJF averages. All the correlations are calculated using detrended time series.

The correlations between these four indices are indicated in Table 1. A significant anti-correlation is obtained between the SAM index and NINO34 as previously reported by Fogt et al. (2011). There is no significant relationship between the ASL longitudinal position and

ENSO or SAM, as previously reported by Turner et al., (2013a). The relative central pressure also varies independently from SAM, ENSO and the ASL longitudinal position. Numerous previous studies used the absolute rather than relative central pressure to characterize the ASL, but this index is strongly correlated to the SAM index and cannot be considered independently (Table 1). As proposed by Hosking et al. (2013), the ASL relative central pressure (i.e actual central pressure minus pressure over the AS sector) allows a better understanding of West Antarctic climate as it removes the influence of large scale variability such as ENSO and SAM.

Table 1: Correlation between climate indices (NINO34, SAM, ASL longitudinal position, ASL relative central pressure, ASL actual central pressure) in austral summer (December-January-February). Values in brackets represents the percentage of significance.

Statistical correlation (R)	NINO34	SAM	ASL Longitudinal position (°East)	ASL relative central pressure (hPa)	ASL actual central pressure (hPa)
NINO34		-0.38 (98%)	-0.17 (71%)	0.06 (27%)	0.39 (99%)
SAM			0.18 (73%)	-0.25 (88%)	-0.88 (99%)
ASL Longitudinal position (°East)				-0.23(84%)	-0.15 (63%)

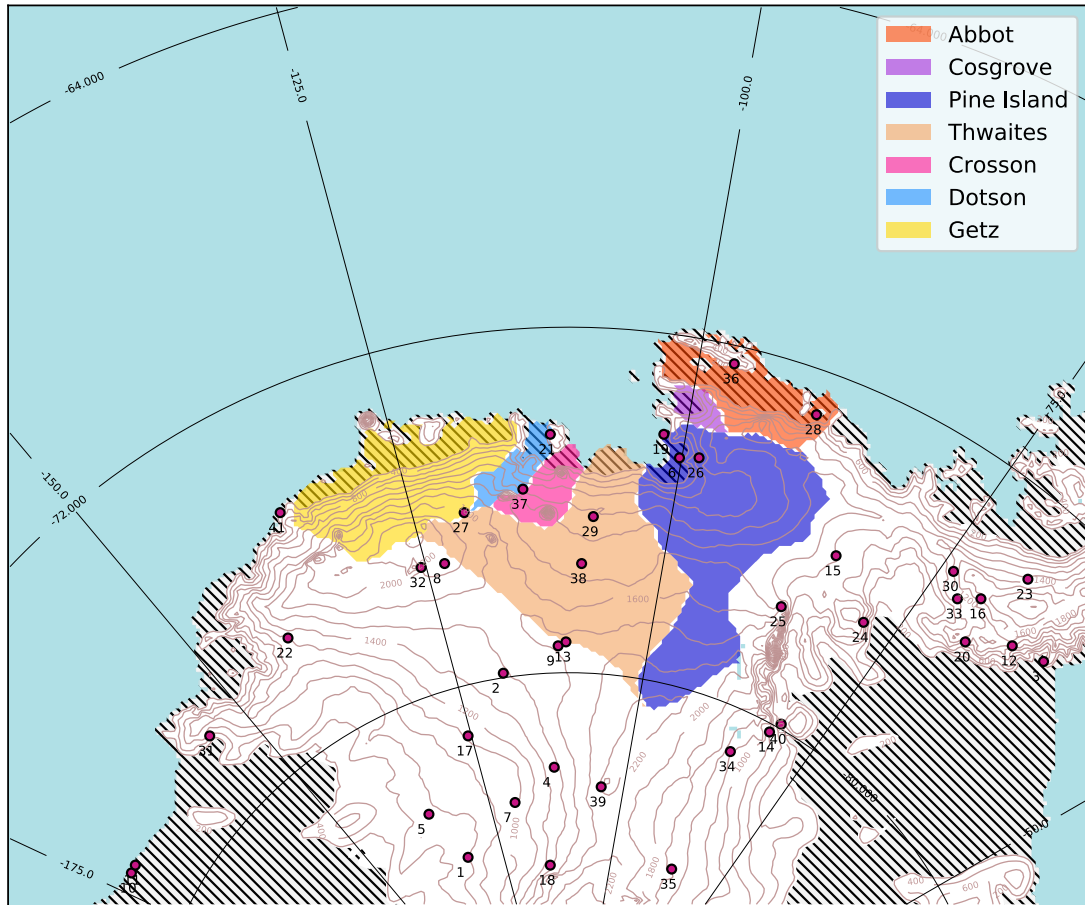


Figure 1 : Simulation domain. The drainage basins (Rignot et al., 2019) under consideration in this paper are shaded in color and Automatic Weather Station (AWS) are indicated with red point. Hatched area represents ice-shelves and contour line the surface elevation (every 200m). Station name from 1 to 41 : (1) Brianna, (2) Byrd, (3) Cape Adams, (4) Doug, (5) Elizabeth, (6) Evans Knoll, (7) Harry, (8) Janet , (9) Kominko-Slade, (10) Martha2, (11) Marthal, (12) Mount McKibben, (13) Noel, (14) Patriot Hills, (15) Siple Dome, (16) Ski Hi, (17) Swithinbank, (18) Theresa, (19) Backer Island, (20) Bean Peaks, (21) Bear Peninsula, (22) Clarke Mountains, (23) Gomez Nunatak, (24) Haag Nunatak, (25) Howard Nunatak, (26) Inman Nunatak, (27) Kohler Glacier, (28) Lepley Nunatak, (29) Lower Thwaites Glacier, (30) Lyon Nunatak, (31) Mount Paterson, (32) Mount Sidley, (33) Mount Suggs, (34) Pirrot Hills, (35) Steward Hills, (36) Thurston Island, (37) Toney Mountain, (38) Up Thwaites Glacier, (39) Whitmore Mountains, (40) Wilson Nunatak, (41) Russkaya.

3 Results

We first evaluate the simulations with regard to observations (section 3.1). Then, we analyze the interannual variations in SMB and melting (section 3.2).

3.1 Model evaluation

We first evaluate the near-surface temperature and near-surface wind speed in comparison to AWS data (Fig.2).

Our MAR configuration reproduces the daily near-surface temperatures, with a mean bias of 0.10 °C and a mean correlation of 0.93 for the whole year and 0.86 for summer months (Fig.2a). The statistics per station show a RMSE varying from 2.66 (10th percentile) to 4.15 °C

(90th percentile) and a mean bias varying from -1.97 to 1.31 °C for the whole year (see supplementary material for more details).

The model tends to respectively overestimate and underestimate the highest and lowest observed wind speeds (regressions in Fig.2b). The model agreement with observations is nonetheless good on average, with a mean underestimation of 0.42 m s⁻¹. The statistics per station show a RMSE varying from 1.73 to 3.69 m s⁻¹, and a mean bias varying from -3.08 to 0.85 m s⁻¹ for the whole year. The variance of the wind speed simulated by MAR is lower than observed. Less satisfactory results are generally found for the stations located on an island. This can be explained by the resolution of 10 km which is still too coarse to resolve small topographic features. For both, near-surface temperature and wind speed, the statistics for the summer period (December-January-February) are very similar to the statistics for the whole year.

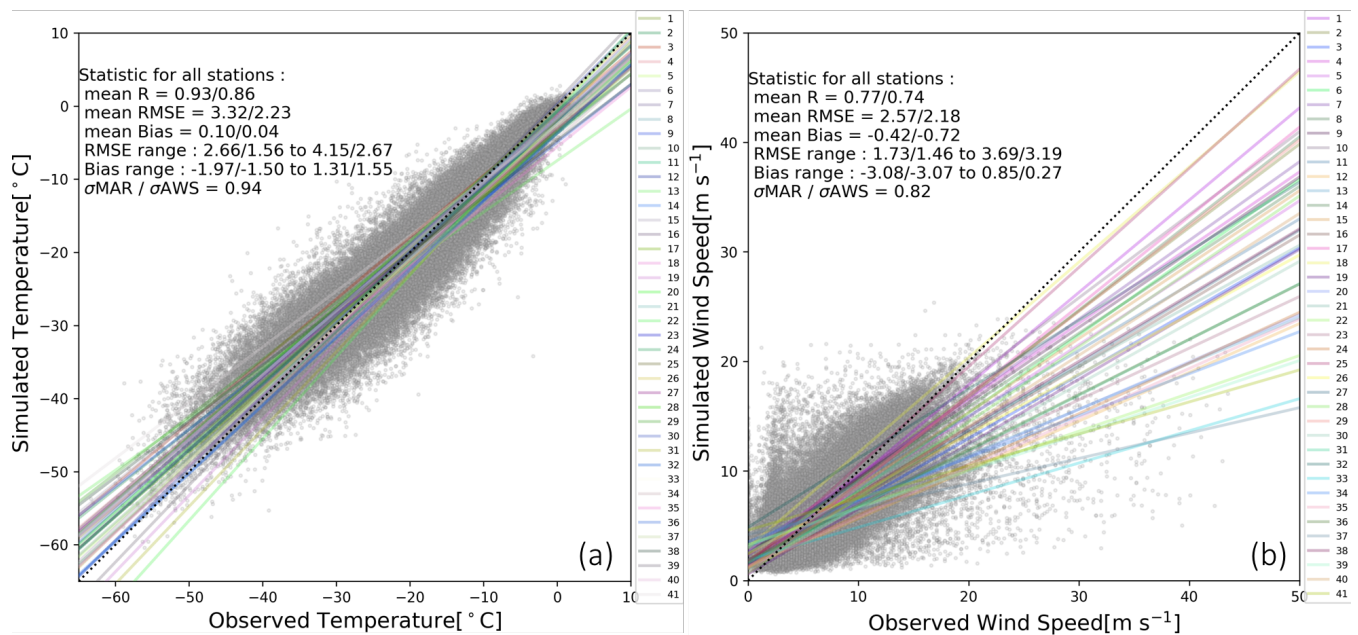


Figure 2 : Scatter plots of observed vs. simulated near-surface temperature (a) and near-surface wind speed (b) for the selected AWS (see corresponding locations and names in Fig. 1). The statistics, including Root Mean Square Error (RMSE), correlation (R), bias, and standard deviations (σ), are calculated for individual stations and provided as multi-station mean over the whole year / over the summer months (December-January-February). The range of RMSE and biases across individual stations is also indicated and RMSE corresponds to the 10th percentile and the 90th percentile. The complete statistical analyses for individual AWS are provided in Supplementary material (Table S1-S2).

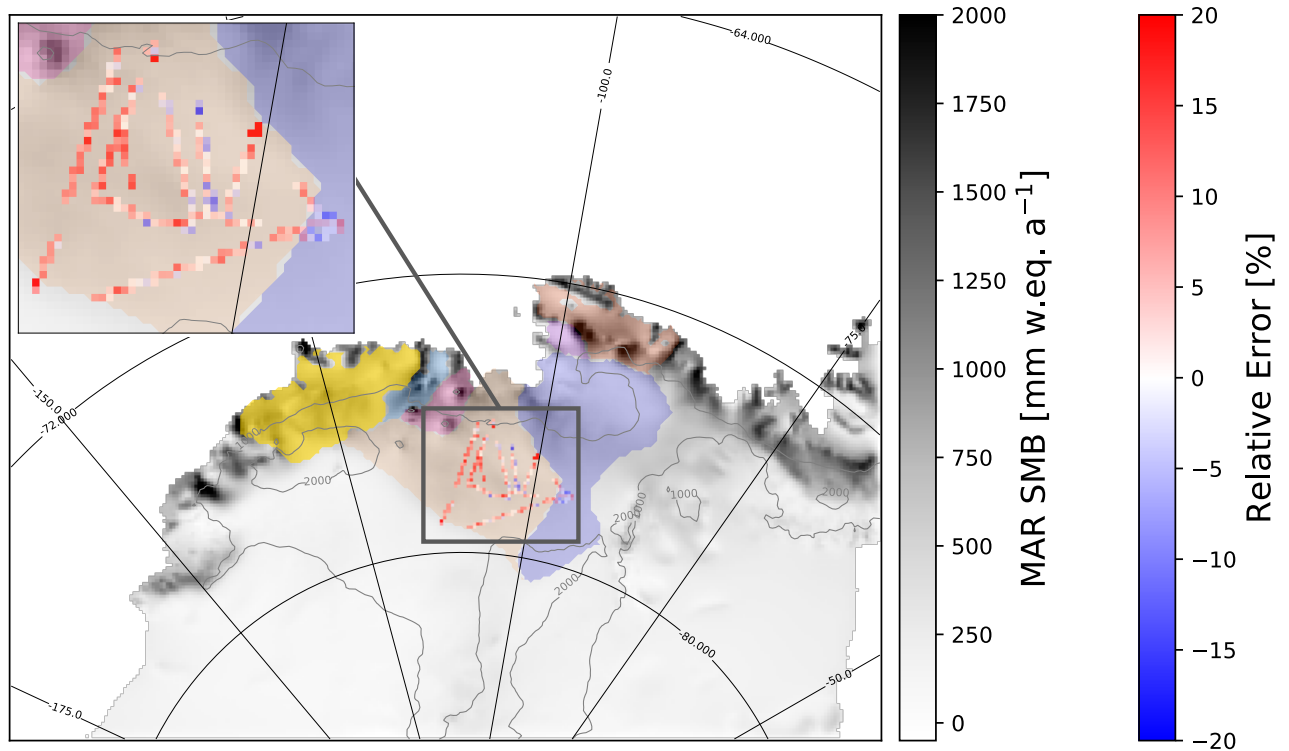


Figure 3 : Annual mean (1979-2017) simulated SMB (grey scale) and relative error of the simulated SMB compared to the airborne-radar data from Medley et al. (2013, 2014) (blue-red color bar). Grey contours indicate the surface height (every 1000m). The drainage basins under consideration are shaded with the same colors as in Fig.1.

We now assess the simulated SMB compared to the SMB from Medley et al., (2013, 2014) derived from airborne radar over the period 1980-2011 (Medley et al. 2013, 2014). The simulated SMB is well captured by MAR with a mean relative overestimation of approximately 10% over the Thwaites basin, and local errors smaller than 20% at all locations (Fig.3). The interannual variability is also well simulated by MAR with a correlation of 0.90 (Fig.4). In order to have a broad overview of the SMB evaluation, we also compared the simulated SMB with the GLACIOCLIM-SAMBA dataset (Favier et al., 2013) over the Ross and Siple Coast sector (See Fig.S1 in Supplementary material). The bias of simulated SMB compared to observation is less than 10 mm w.e a⁻¹ and local bias can reach 30 mm w.e a⁻¹. However, the relative bias between GLACIOCLIM-SAMBA dataset and simulated SMB is more pronounced with only 44% of GLACIOCLIM-SAMBA sites show a relative error with simulated SMB lower than 20%.

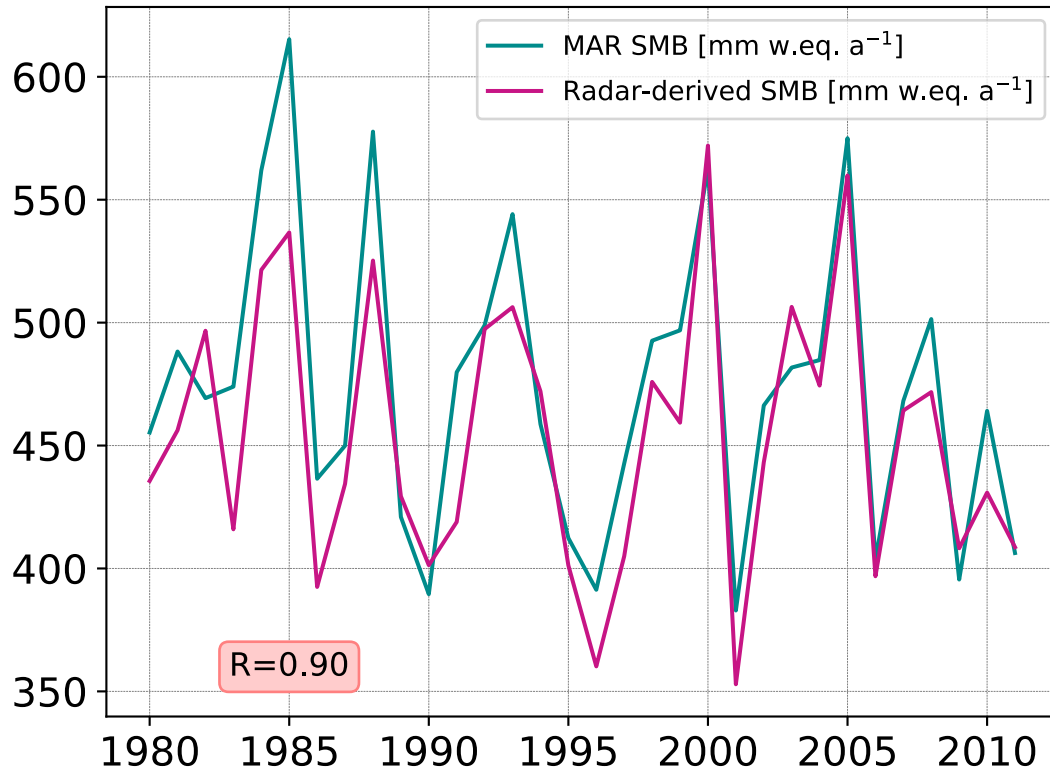


Figure 4 : Timeseries of the annual mean (January to December) simulated and radar-derived SMB from 1980 to 2011 over the Thwaites basins.

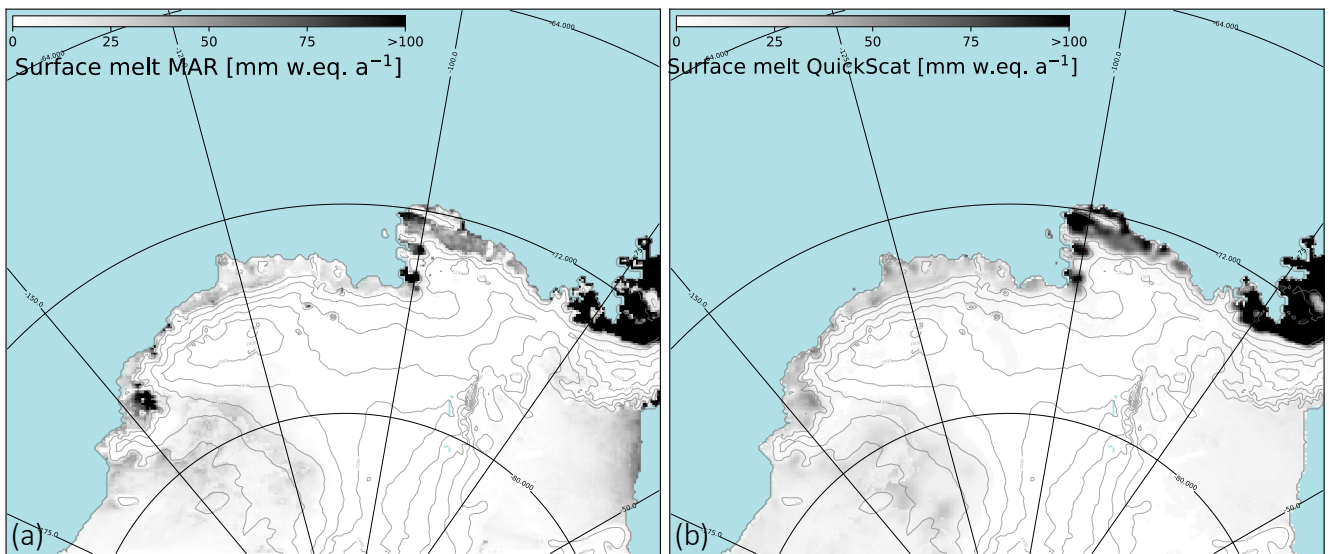


Figure 5 : Annual surface melt rate (a) simulated by MAR over 1999-2009, and (b) derived from QuickScat satellite data over the same period (Trusel et al. 2013) and interpolated over the MAR

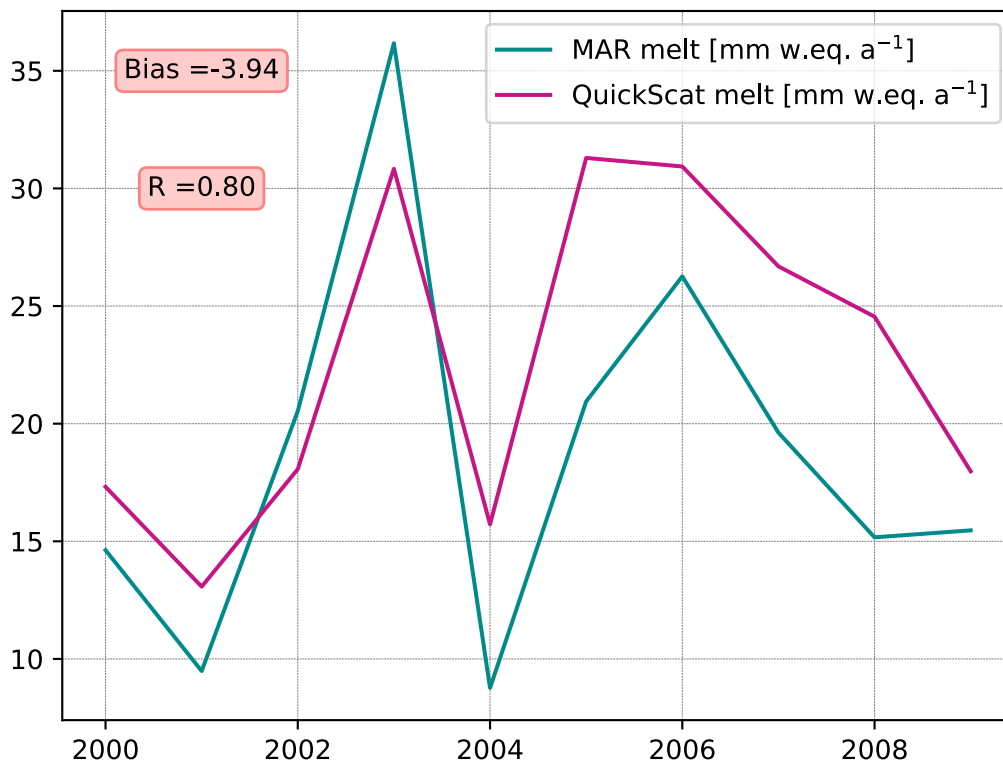


Figure 6 : Time series of surface melt rates in mean over the model domain (only where surface melt > 0 mm w.e. a⁻¹) and over the period 1999-2009, derived from satellite data and simulated by MAR. Years labelled on the X-axis refer to the second year of a given austral summer (e.g., summer 1999–2000 is labelled 2000).

The areas of highest surface melt (> 100 mm w.e. a⁻¹) are located near the coast and particularly over Abbot, Cosgrove, and the eastern part of Pine Island ice shelf, while more extreme values (>200 mm w.e. a⁻¹) are found near the Peninsula in both simulated and observed datasets (Fig. 5). Even if the simulated and observed patterns are similar, the simulated surface melt is a factor of two lower than observations locally (e.g. over Abbot ice shelf and the

Peninsula). While the interannual melt rate variability is well reproduced with a correlation of 0.80, the surface melt rate simulated by MAR is underestimated by 18% on average compared to QuickScat estimates (Fig.6). This melt underestimation could be explained by the slight overestimation of the snowfall accumulation (10-20%), as the presence of a fresh snow layer of high albedo overlying snow or ice layers of lower albedo likely reduces melt. MAR is fully driven by low resolution ERA-Interim sea ice cover and temperature therefore possible underestimation of the presence of polynyas can also play a role in the melt underestimation.

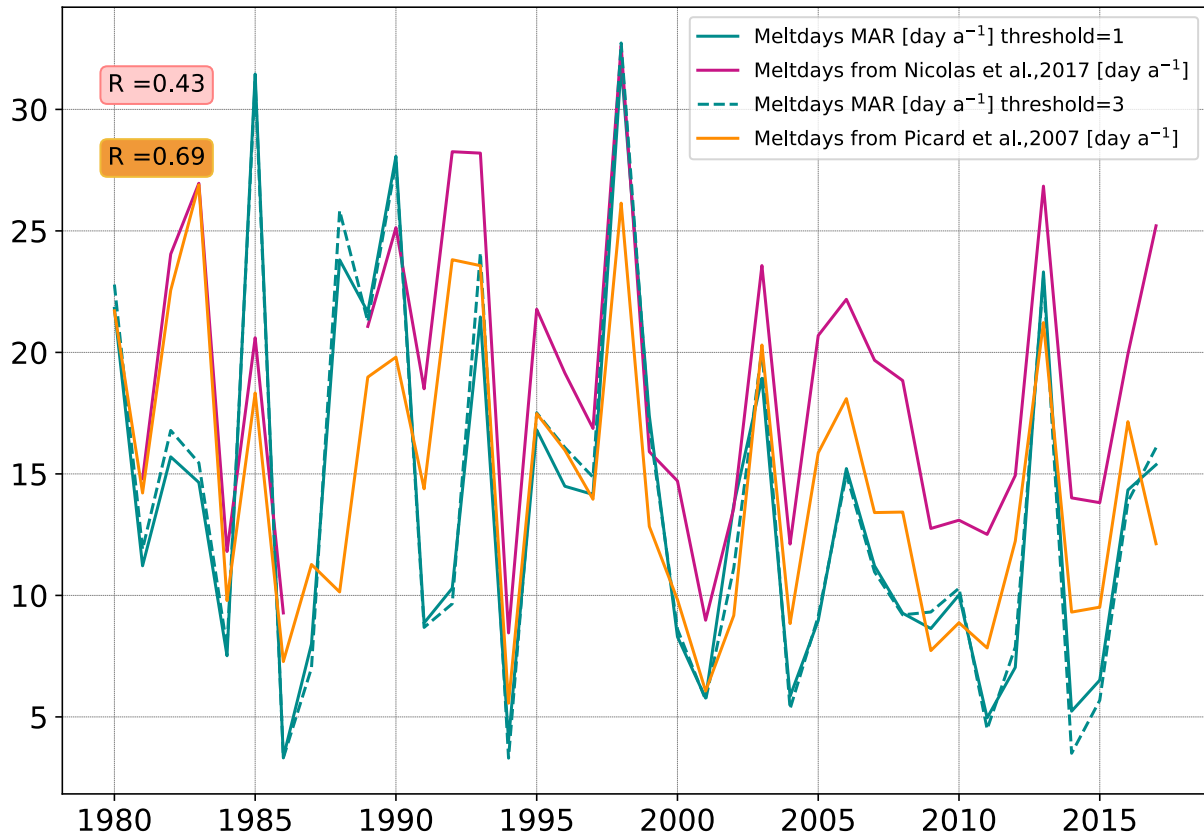


Figure 7 : Time series of number of melt days per summer (DJF) averaged over the part of the domain with more than 3 melt days per year on average (which approximately corresponds to the ice shelf zone), derived from two satellite products and simulated by MAR (defined using a melt-rate threshold of either 1 or 3 mm w.e.day⁻¹).

We also compare the number of melt days to the satellite products from Nicolas et al. (2017) and Picard et al. (2007). To avoid no melt days area in the timeseries computation we use the area where annual number of melt days for each dataset is more than 3 melt days per year, that corresponds approximately to the ice shelf zone. As with the amount of surface melt, the number of melt days over the domain is underestimated by MAR (Fig.7). The amplitude of the underestimation is not very sensitive to the melt-rate threshold used to define a melt day in MAR. A threshold of 1mm w.e. day⁻¹ (as in Datta et al., 2019) gives a mean underestimation of 4.8 days per year compared to observation from Nicolas et al. (2017), while a threshold 3 mm w.e. day⁻¹ (as in Deb et al., 2018; Lenaerts et al., 2017) gives a mean underestimation of 4.9 days per year. This underestimation is less pronounced (0.8 to 0.9 day per year depending on the threshold) when using Picard et al. (2007) as a reference. The interannual variability in the number of melt days is reproduced with correlations of 0.69 and 0.43 to the two satellite products (Fig. 7). Previous study on Antarctic Peninsula also found that MAR melt occurrence

is comparable to satellite products but slightly underestimated over the Western coast of the Peninsula (Datta et al., 2019).

Overall, MAR well simulates the interannual variability of the Amundsen sector, and we are now going to use these simulations to investigate the drivers of interannual variability of SMB and surface melting.

3.2 Drivers of summer interannual variability

In this subsection, we first investigate the large-scale conditions leading to interannual anomalies in summer SMB or surface melting. For a sake of clarity, we only consider the Pine Island and Thwaites basin (together) as a first approach. To identify large-scale conditions leading to high (low) SMB, we calculate composites defined as the average of summers (DJF means) presenting a SMB greater than the 85th (lower than the 15th) interannual percentile, and we proceed similarly for surface melt composites. We choose the 85th and 15th percentiles to optimize the signal-to-noise ratio.

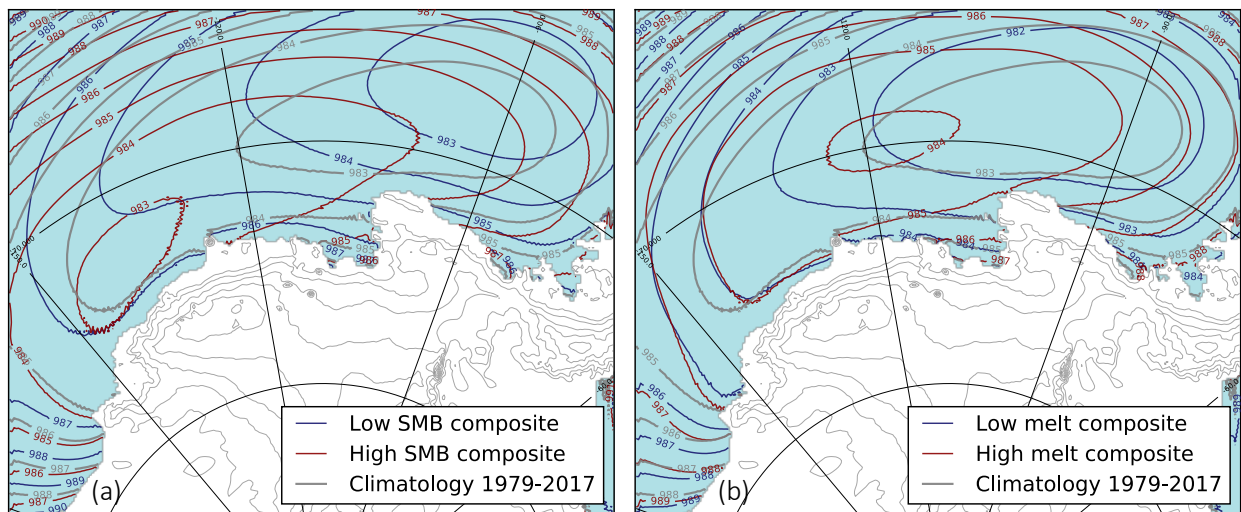


Figure 8 : Summer sea surface pressure composites for high/low SMB (a) and high/low surface melt (b). The ice-sheet height is indicated by thin grey contours (every 500m).

Sea surface pressure composites show that distinct mechanisms affect the interannual variability of summer SMB and surface melting (Fig. 8). Summers with high SMB are on average characterized by a far westward (by $\sim 30^\circ$) and southward (by $3-4^\circ$) migration of the ASL center, while the reverse migration is found for summers with low SMB although with a smaller displacement ($\sim 15^\circ$ eastward). In contrast, years with high surface melt rates are

characterized with a much smaller ASL migration and no migration is found for years with low surface melt rates, but the pressure gradients differ between the high and low composites. In the following, we therefore consider the variability of SMB and surface melting separately.

On average, low-SMB summers are characterized by a northward and eastward ASL migration (shown through a dipole in the 700hPa geopotential composite in Fig. 9a), which is associated with an offshore surface wind anomaly over the glaciers of the Amundsen sector (Fig. 9c). Conversely, high-SMB summers are characterized by a southward and westward ASL migration (Fig. 9b), which is associated with an onshore surface wind anomaly over the glaciers of the Amundsen sector (Fig. 9d). The circulation anomalies typical of high-SMB summers favor the convergence of precipitable water. The composites of moisture divergence indeed indicate a predominance of increased moisture convergence over the Amundsen Sea for high-SMB summers compared to low-SMB summers (Fig.10a,b). Increased moisture convergence leads to denser cloud cover (Fig.10c,d) and increased snowfall over the glaciers of the Amundsen-Bellingshausen region (where snowfall represents 95% of the summer SMB, Table 2).

On average, high-melt summers are also associated with increased moisture convergence and conversely for low-melt summers (Fig.11a,b), but the mechanism somewhat different from the case of SMB. The ASL migration during high-melt summers is much smaller than for the high-SMB summers (Fig.8b). Summers with high surface melt rates show a significant increase in the 700 hPa geopotential height all over the simulated domain (Fig. 12a,b), i.e. an anticyclonic anomaly. This anomaly is against the ASL mean circulation and creates a northerly flow anomaly over the ice sheet in the Amundsen sector (Fig. 12c,d). This anticyclonic anomaly was described by Scott et al. (2019) in terms of enhanced blocking activity. As Scott et al. (2019), we find that high-melt summers are associated with denser cloud cover (Fig.11c,d), increased downward longwave radiation (Fig.11e,f), and therefore surface air warming, and conversely for low-melt summers.

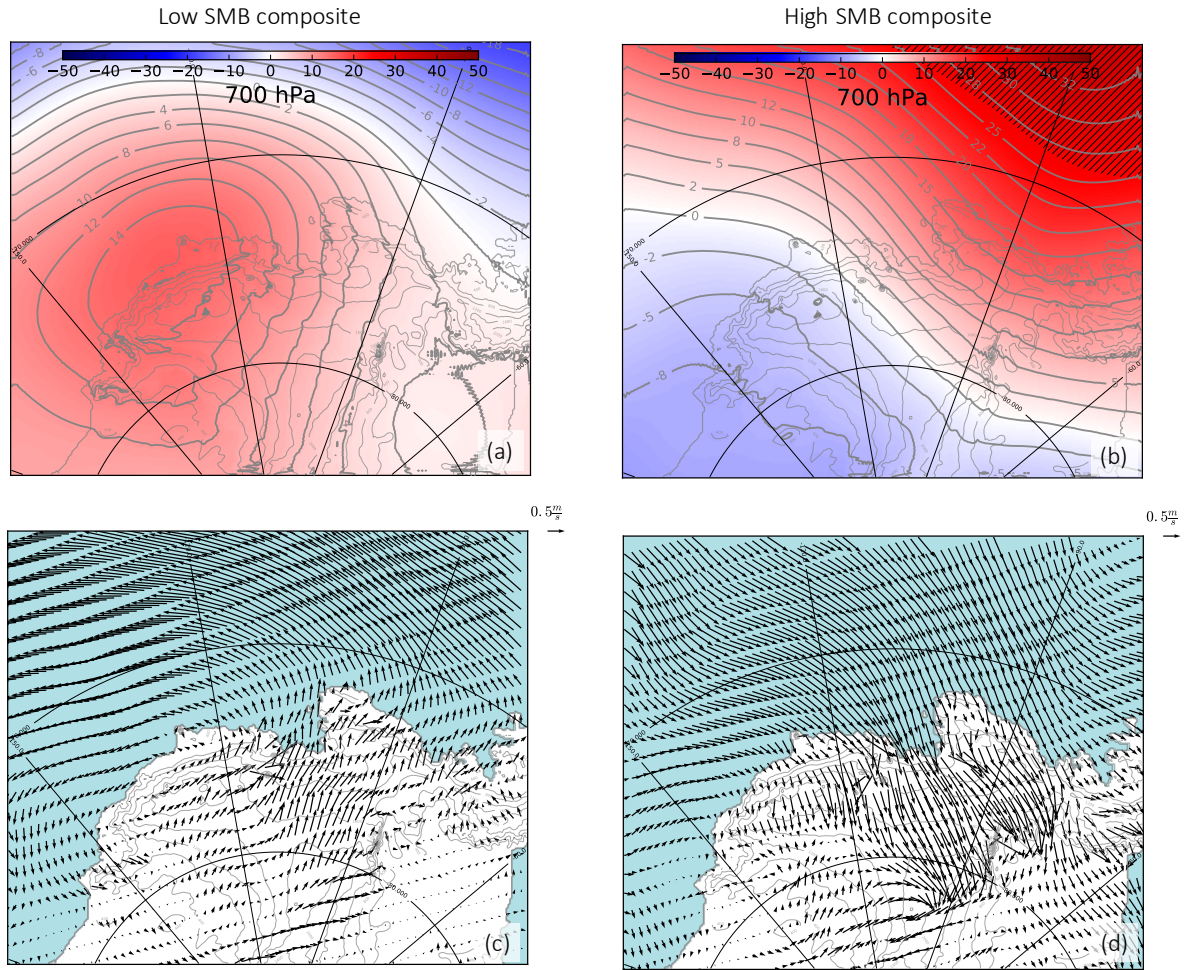


Figure 9 : (a,b) 700 hPa geopotential height (m) and (c,d) 10m wind ($m s^{-1}$) anomalies during low-SMB summers (left) and high-SMB summers (right). Anomalies are calculated as high/low composites minus the climatology over 1979-2017.

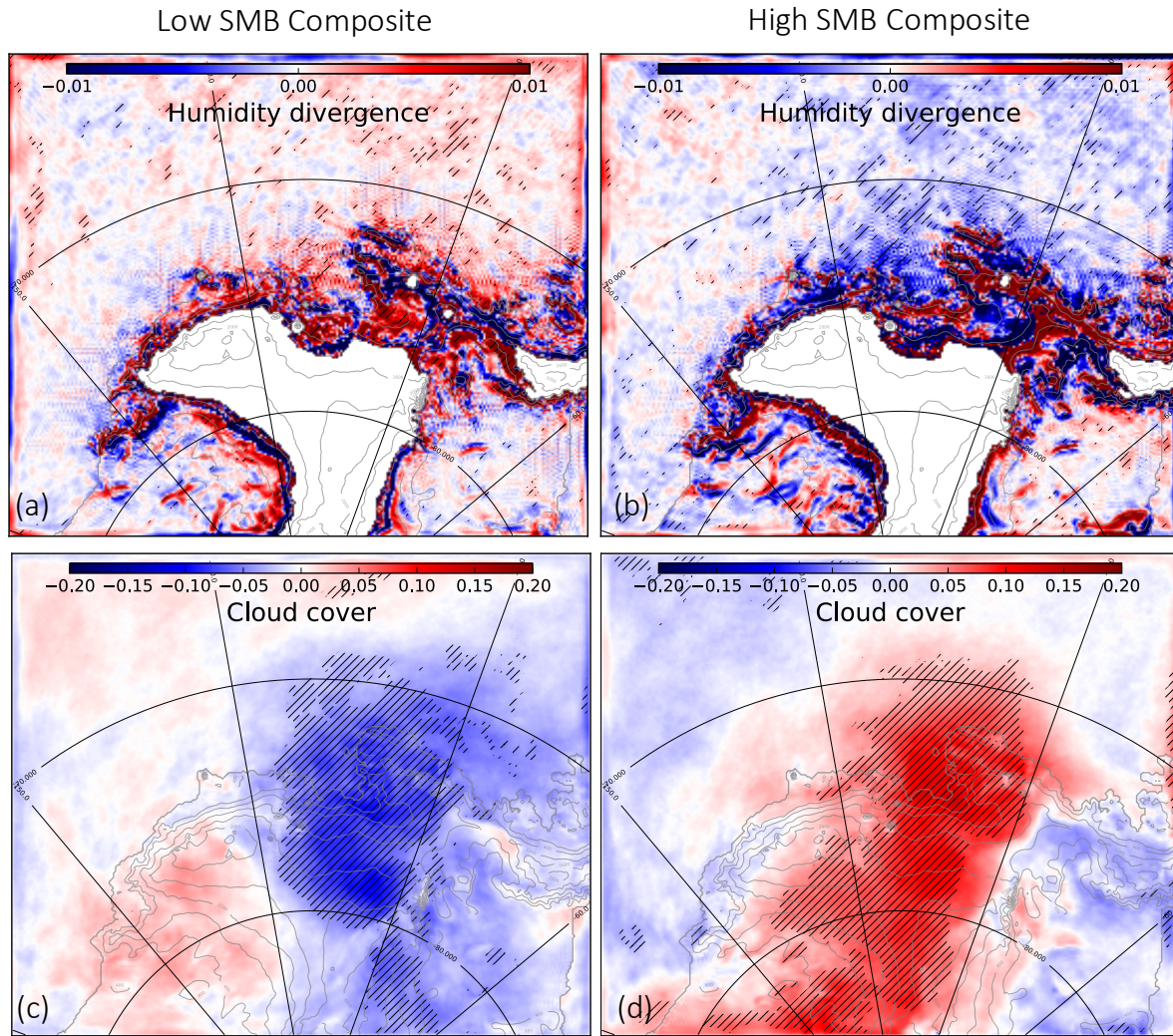


Figure 10 : (a,b) humidity divergence at 850 hPa ($\text{g kg}^{-1} \text{s}^{-1}$) and (c,d) cloud cover (no units, from 0 to 1) anomalies during low-SMB summers (left) and high-SMB summers (right). Anomalies are calculated as high/low composites minus the climatology over 1979-2017. Hatched area represents significance $>90\%$ calculated with a t -test.

Table 2 : Annual surface mass balance decomposition for all drainage basins over 1979-2017 with $\text{SMB} = \text{Snowfall} + \text{Rainfall} - \text{Sublimation} - \text{Runoff}$

SMB component [mm w.e. a ⁻¹]	Abbot	Cosgrove	Pine Island	Thwaites	Crosson	Dotson	Getz
Surface Mass balance	959.45	660.48	429.07	504.51	867.72	895.04	842.98
Sublimation	26.47	30.32	12.67	0.62	22.64	25.63	22.79
Snowfall	981.93	688.53	441.32	505	887.55	919.54	864.93
Rainfall	3.99	2.27	0.42	0.14	2.81	1.13	0.84
Runoff	0	0	0	0	0	0	0
Refreezing	36.44	27.03	4.34	1.04	6.20	7.24	9.61
Surface melt	32.45	24.76	3.92	0.91	3.39	6.11	8.77

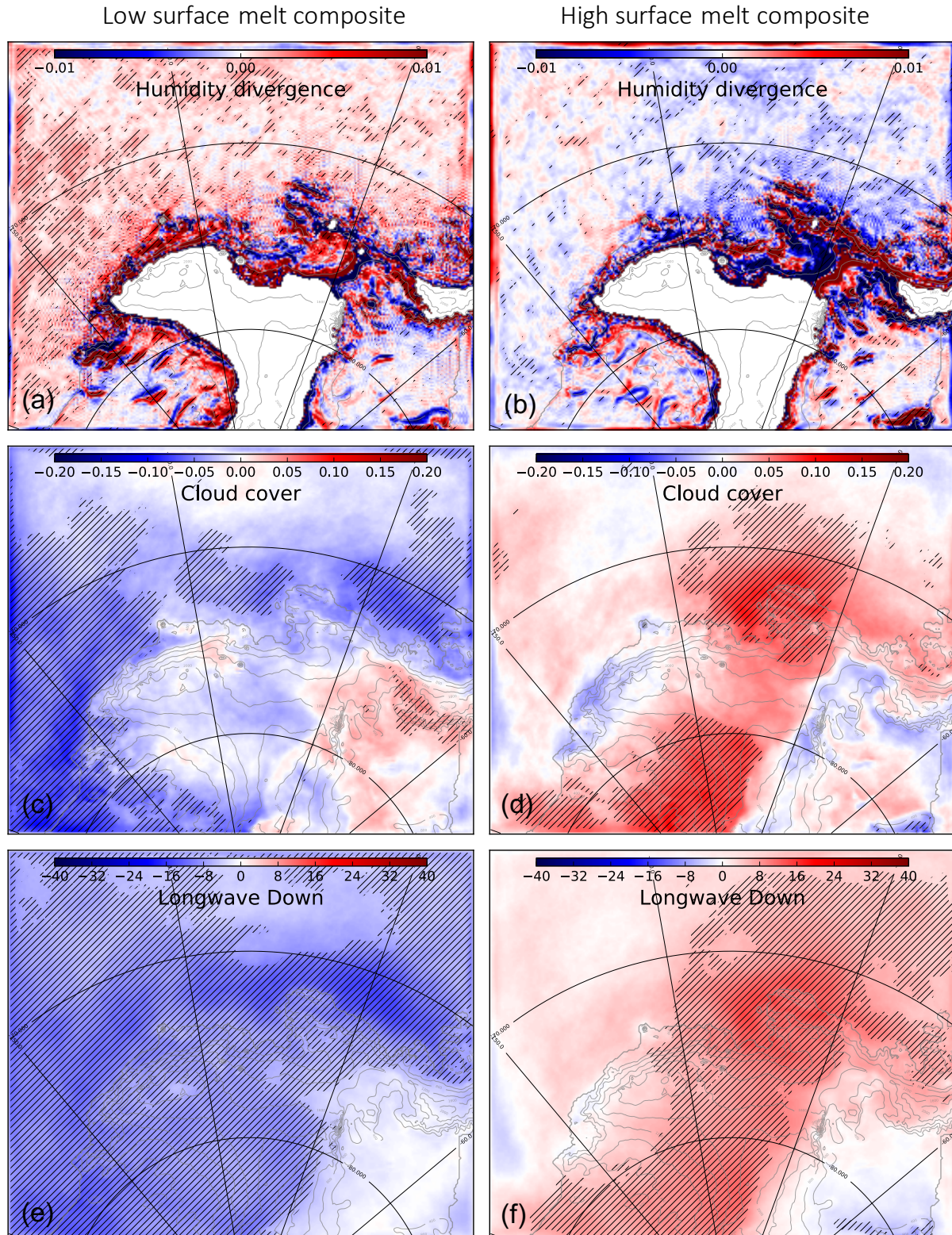


Figure 11 : (a,b) humidity divergence at 850 hPa ($\text{g kg}^{-1} \text{s}^{-1}$), (c,d) cloud cover (no units, from 0 to 1), and (e,f) downward longwave radiation (W m^{-2}) anomalies during low-melt summers (left) and high-melt summers (right). Anomalies are calculated as high/low composites minus the climatology over 1979-2017. Hatched area represents significance >90% calculated with a *t*-test.

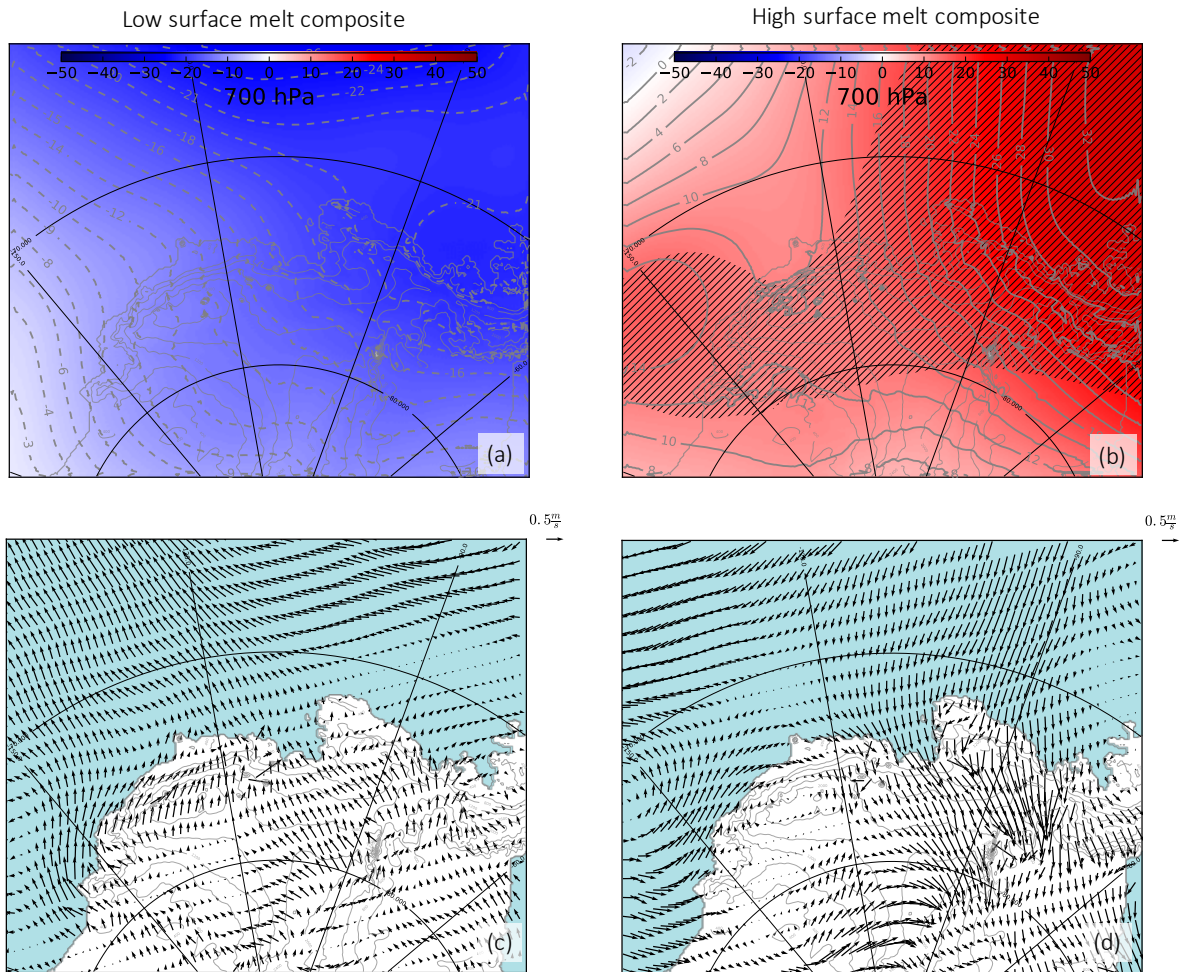


Figure 12 : (a,b) 700 hPa geopotential height (m) and (c,d) 10m wind (m s^{-1}) anomalies during low-melt summers (left) and high-melt summers (right). Anomalies are calculated as high/low composites minus the climatology over 1979-2017.

Now that we have described the mechanisms that play in summers with high and low SMB or surface melt rates, we investigate the connections between the leading modes of climate variability (ENSO, SAM and ASL variability) and summer SMB and surface melting over the individual Amundsen drainage basins (shown in Fig.1).

In line with the previous composite analysis for high and low SMB composites, the SMB in all the drainage basins is anti-correlated to the ASL longitudinal position (Table 3, 4th column). This anti-correlation has little statistical significance for Abbot and Cosgrove, but for Dotson and Thwaites, the ASL longitudinal position explains nearly 40% of the SMB interannual variance (explained variance given by square correlations). The ENSO-SMB relationship has moderate levels of statistical significance, with positive SMB correlations to NINO34 for all basins, but a part of SMB variance explained by ENSO remains below 10% (Table 3, 2nd column). NINO34 and the ASL longitudinal location are not significantly connected together

(Table 1), therefore their connection to SMB can be considered as independent from each other. Finally, the SMB is significantly correlated to neither the ASL relative central pressure (Table 3, 5th row) nor the SAM index (Table 3, 3rd column) for all the basins.

Table 3 : Correlation R between ENSO, SAM, and ASL indices and the SMB over individual drainage basins in austral summer. The statistical significance (t-test) is written within brackets.

Drainage Basins	NINO34 vs SMB	SAM index vs SMB	ASL longitudinal location vs SMB	ASL relative central pressure vs SMB
Abbot	0.21 (80%)	0.14 (59%)	-0.15 (65%)	-0.01 (3%)
Cosgrove	0.21 (79%)	0.16 (65%)	-0.21(80%)	0.08 (36%)
Pine Island	0.26 (88%)	0.03 (17%)	-0.25 (87%)	-0.17 (69%)
Thwaites	0.23 (83%)	0.02 (8%)	-0.45 (99%)	-0.10 (47%)
Crosson	0.29 (92%)	-0.00 (2%)	-0.53 (99%)	-0.14 (60%)
Dotson	0.25 (87%)	0.00 (2%)	-0.61 (99%)	0.15 (65%)
Getz	0.18 (71%)	-0.15 (62%)	-0.64 (99%)	0.27 (90%)

We now investigate similar relationships, but with surface melt rates instead of SMB. By contrast to SMB, the surface melt connection to the ASL relative central pressure is stronger than its connection to the ASL longitudinal position (Table 4, 4th and 5th columns), which again highlights the two distinct mechanisms explaining high/low melt rates vs high/low SMB. The part of the melt rate variance explained by the ASL relative central pressure increases westward, from 12% for Abbot to 21% for Getz. Even though the effect of the ASL central pressure dominates, there is still a moderate anti-correlation between melt rates and the ASL longitudinal position, suggesting that the mechanism explaining high/low SMB can explain a small part of the melt rate variance (less than 10%). As in the case of SMB, NINO34 explains less than 10% of the melt rates variance, with moderate statistical significance (Table 4, 2nd column), and there is no significant relationship to the SAM. We have repeated the calculations considering the number of melt days instead of melt rates, and we find very similar results in terms of correlations (Table 4, 2nd line in each row). Relatively similar conclusions can be drawn from observational estimates of number of melt days (values in italic in Table 4), except that satellite estimates indicate a stronger correlation to NINO34, even exceeding the correlation to the ASL central pressure in the case of Pine Island and Thwaites (the variance explained by NINO34

reaching 25%). As the SAM index is significantly anti-correlated to ENSO (Table 1), the stronger melt-NINO34 correlation in the observational products goes together with a stronger melt-SAM anti-correlation than in our simulations.

Table 4 : Correlation R between NINO34, SAM, and ASL indices and MAR surface melt rates (bold), MAR number of melt days (regular), number of melt days from satellite products (italic, first value for Nicolas et al. (2017) and second for Picard et al. (2007), over individual ice-shelves in summer. The statistical significance (t-test) is written within brackets.

Drainage Basins	NINO34	SAM index	ASL longitudinal location	ASL relative central pressure
Abbot	0.17 (70%)	-0.05 (24%)	-0.25 (86%)	0.35 (97%)
	0.18 (72%)	-0.04 (19%)	-0.23 (84%)	0.30 (93%)
	<i>0.32 (94%)</i>	<i>-0.22 (79%)</i>	<i>-0.29 (91%)</i>	<i>0.32 (94%)</i>
	<i>0.30 (94%)</i>	<i>-0.18 (71%)</i>	<i>-0.18 (72%)</i>	<i>-0.24 (92%)</i>
Cosgrove	0.21 (79%)	-0.08 (36%)	-0.30 (93%)	0.37 (98%)
	0.19 (75%)	-0.06 (29%)	-0.29 (92%)	0.32 (95%)
	<i>0.34 (95%)</i>	<i>-0.20 (76%)</i>	<i>-0.37 (97%)</i>	<i>0.32 (94%)</i>
	<i>0.33 (96%)</i>	<i>-0.25 (87%)</i>	<i>-0.16 (65%)</i>	<i>0.27 (90%)</i>
Pine Island	0.28 (91%)	-0.07 (33%)	-0.31 (94%)	0.38 (98%)
	0.26 (89%)	-0.03 (13%)	-0.34 (96%)	0.35 (97%)
	<i>0.47 (99%)</i>	<i>-0.29 (91%)</i>	<i>-0.21 (78%)</i>	<i>0.42 (99%)</i>
	<i>0.47 (99%)</i>	<i>-0.19 (75%)</i>	<i>-0.13 (56%)</i>	<i>0.37 (98%)</i>
Thwaites	0.24 (85%)	-0.13 (56%)	-0.25 (87%)	0.39 (98%)
	0.27 (87%)	-0.11 (43%)	-0.19 (69%)	0.51 (99%)
	<i>0.50 (99%)</i>	<i>-0.23 (81%)</i>	<i>-0.11 (45%)</i>	<i>0.29 (91%)</i>
	<i>0.46 (99%)</i>	<i>-0.28 (89%)</i>	<i>-0.06 (26%)</i>	<i>0.26 (87%)</i>
Crosson	0.26 (88%)	-0.14 (60%)	-0.23 (84%)	0.41 (99%)
	0.18 (65%)	-0.08 (30%)	-0.11 (42%)	0.40 (97%)
	<i>0.44 (99%)</i>	<i>-0.35 (95%)</i>	<i>-0.20 (76%)</i>	<i>0.39(98%)</i>
	<i>0.33 (95%)</i>	<i>-0.35 (96%)</i>	<i>-0.10 (45%)</i>	<i>0.41 (98%)</i>
Dotson	0.26 (89%)	-0.14 (60%)	-0.24 (86%)	0.42 (99%)
	0.24 (84%)	-0.13 (54%)	-0.25 (86%)	0.44 (99%)
	<i>0.31 (90%)</i>	<i>-0.27 (84%)</i>	<i>-0.03 (11%)</i>	<i>0.36 (94%)</i>
	<i>0.30 (89%)</i>	<i>-0.28 (86%)</i>	<i>0.13 (51%)</i>	<i>0.32 (91%)</i>
Getz	0.22 (81%)	-0.16 (65%)	-0.26 (88%)	0.46 (99%)
	0.20 (77%)	-0.16 (67%)	-0.29 (92%)	0.46 (99%)
	<i>0.42 (99%)</i>	<i>-0.42 (99%)</i>	<i>-0.24 (84%)</i>	<i>0.41 (99%)</i>
	<i>0.28 (91%)</i>	<i>-0.41 (98%)</i>	<i>-0.15 (63%)</i>	<i>0.34 (96%)</i>

4 Discussion

The composite analysis and the correlation of SMB and melt rates to the ASL indices gives a consistent picture. Summers tend to be associated with high SMB when the ASL migrates westward and southward because this places the northerly flow (ASL eastern flank) over the Amundsen Sea, thereby increasing moisture convergence and snowfall. Summers tend to be associated with high surface melt rates when the Amundsen/Bellingshausen region experiences blocking, i.e. anticyclonic conditions, which tends to decrease the climatological southerly flow (western flank of the ASL), and to favor marine air intrusions that make cloud cover denser and increase downward longwave radiation. In terms of SMB-ASL relationship, this corresponds to the large-scale features described by Hosking et al. (2013) but is here described for the SMB of individual drainage basins.

While the role of the ASL now appears to be quite clear, the exact impact of ENSO on SMB and surface melt rates remains elusive. Earlier studies analyzing the impact of ENSO on precipitation in West Antarctica had difficulties to understand the mechanisms and the robustness of the signal, because they had to rely on relatively short observation and reanalysis periods (Bromwich et al., 2000; Cullather et al., 1996; Genthon and Cosme, 2003). Using a dedicated SMB model over a longer time period, we have shown here that the ENSO-SMB relationship in austral summer exists, but it is relatively weak as NINO34 cannot explain more than 8 % of the interannual variance in summer SMB. The relationship between ENSO and summer melting was thoroughly described by Scott et al. (2019) who found that NINO34 could explain 18% of the melt variance when considering all the Amundsen ice shelves together (correlation of 0.42 in their Table 3). While we obtain similar results as Scott et al. (2019) when using the number of melt days derived from satellite products, both the number of melt days and the melt rates simulated by MAR indicate less variance explained by NINO34, that is, between 3% and 8% for the individual drainage basins. Our MAR simulations certainly contain biases in the representation of the melting process and the way it affects surface properties such as albedo and roughness, but it is also possible that the number of melt days derived from microwave satellite data is biased due to variability in surface conditions, percolation within fresh snow, meltwater ponding (observed on Pine Island, Kingslake et al., 2017), and satellite overpass time (Tedesco, 2009 ; Scott et al., 2019). More work will be needed to understand these differences.

Numerous publications have explained the remote effects of ENSO on the West Antarctic climate through Rossby wave trains that connect the convective anomalies associated with

ENSO in the equatorial Pacific to Antarctica (e.g., Yuan and Martinson, 2001). However, Ding et al. (2011) found little connection between equatorial convection and Antarctica through Rossby wave trains in DJF, as opposed to previous MAM and JJA. This result was supported by Steig et al. (2012) who found weakest correlations between NINO34 and wind stress anomalies in the Amundsen Sea in DJF compared to other seasons. Therefore, we investigate possible lags in the relationships to ENSO. While ENSO peaks in DJF, it starts to develop in MAM, as indicated by the growing NINO34 auto-correlation from 9 to 6 months lag (Fig. 13a). The first implication of this is that any signal correlated to NINO34 in DJF will be correlated to NINO34 in previous JJA without the need for a lagged physical mechanism. Nevertheless, the correlation between SMB or melt rates in DJF and NINO34 in preceding JJA is higher than the synchronous correlation for all the drainage basins (solid curves in Fig. 13b-h), which suggests that the lagged relationship is not only a simple statistical artifact. The results of Ding et al. (2011) and Steig et al. (2012) suggest that there could be a lagged mechanism whereby ENSO would influence West Antarctica in austral spring or winter, with a delayed response of SMB and melting in the following austral summer. The number of melt days derived from satellite data also gives 6-month lagged correlations to NINO34 that are as high or higher than synchronous correlations for most ice shelves (dashed curves in Fig. 13b-h).

We now discuss possible explanations for this lag. As mentioned previously, the Rossby wave trains connecting the Equatorial Pacific to Antarctica are expected to develop within a few weeks in response to ENSO convective anomalies (e.g. Hoskins and Karoly, 1981; Mo and Higgins, 1998; Peters and Vargin, 2015). Therefore, the lag has to come from anomalies stored in a slower media, i.e. snow, ocean, or sea ice. We do not find any significant correlation between snow surface melting in DJF and the temperature of snow layers within the first 2m in the previous months (not shown), which indicates that heat diffusion in snow is not responsible for the 6-month lag. A part of the ENSO signature in austral winter could alternatively been stored in the ocean sub-surface layers as a result of wind stress anomalies (Steig et al., 2012). While ocean water masses can reside 6 months over the Amundsen continental shelf, the ocean is usually strongly stratified in summer, i.e. surface waters are disconnected from the sub-surface, and it is not obvious that anomalies stored in the sub-surface can affect the surface air properties. A possible mechanism for this is the meltwater pump described by Jourdain et al. (2017) and St-Laurent et al. (2017) whereby increased melting at the base of ice shelves favors the entrainment of warm deep waters towards the surface. Increased marine intrusion of CDW associated with El Niño events (Paolo et al., 2018; Steig et al., 2012) may take approximately

6 months to reach the ice-shelf base, where they would increase basal melting, thereby entraining warm water towards the surface, decreasing the sea ice volume near the ice-shelf fronts (as described by Jourdain et al. 2017 and Merino et al. 2018), warming surface waters, hence favoring moisture supply to the atmosphere via increased evaporation. Pope et al. (2017) found a reduced DJF sea ice cover during El Niño events, which would support this mechanism, but they provided another explanation. They showed that the sea ice cover was affected by ENSO in the Ross Sea in austral winter, with an anomaly that was slowly advected eastward over the next 6 months. Their mechanism would also explain the 6 months lag independently from sub-surface ocean anomalies. We suggest that both mechanisms (eastward advection of sea ice anomalies and anomalous intrusions of CDW) may explain the 6-month lag between DJF SMB or melting and ENSO, and we leave the details of the ocean/sea-ice processes for future research.

Beyond the ASL and ENSO, we also find that the SAM is not significantly related to summer SMB and surface melt over individual drainage basins at interannual time scales, which agrees with Deb et al. (2018). This may appear contradictory to the results obtained by Medley and Thomas (2019), showing that the positive SAM trend from 1957 to 2000 largely explains the pattern of annual SMB trends over the Antarctic ice sheet. First of all, their residual SMB trend (i.e. not related to SAM) is particularly strong in the Amundsen Sea Embayment (their Fig. 1e), highlighting that only a part of the SMB trend in that region may be related to the SAM trend. The multi-decadal SAM trend is also related to ozone depletion and emissions of greenhouse gases, and the interannual SAM variability may have different characteristics and impacts on SMB. Furthermore, the absence of SMB-SAM relationship in our MAR simulations is specific to the austral summer, and correlations are more significant for the other seasons (not shown). Therefore, the significant SAM-SMB relationship suggested by Medley and Thomas (2009) for annual SMB are not necessarily in contradiction to our results. Last, previous studies have suggested that the SAM-ENSO anticorrelation may diminish the impact of ENSO on surface melting and SMB. Partial correlations used to disentangle the SAM and ENSO influences on SMB do indicate a slightly stronger SMB-NINO34 correlation when the effect of SAM is removed (in particular for Abbot and Cosgrove, see 2nd and 3rd columns of Table 5), but the effect is relatively small. For melt rates, the SAM modulation is very weak for all the basins (Table 5, 4th and 5th columns).

**Table 5 : Partial Correlation of NINO34 vs SMB or melt rates, removing the influence of SAM
(columns 2 and 4). Corresponding full correlations are indicated in columns 3 and 5 (same as Table 3 and Table 4).**

Drainage Basins	Partial correlation NINO34 vs SMB (without SAM)	NINO34 vs SMB	Partial correlation NINO34 vs surface melt (without SAM)	Correlation NINO34 vs surface melt
Abbot	0.29	0.21	0.17	0.17
Cosgrove	0.29	0.21	0.19	0.21
Pine Island	0.29	0.26	0.27	0.28
Thwaites	0.25	0.23	0.21	0.24
Crosson	0.31	0.29	0.22	0.26
Dotson	0.27	0.25	0.23	0.26
Getz	0.13	0.18	0.18	0.22

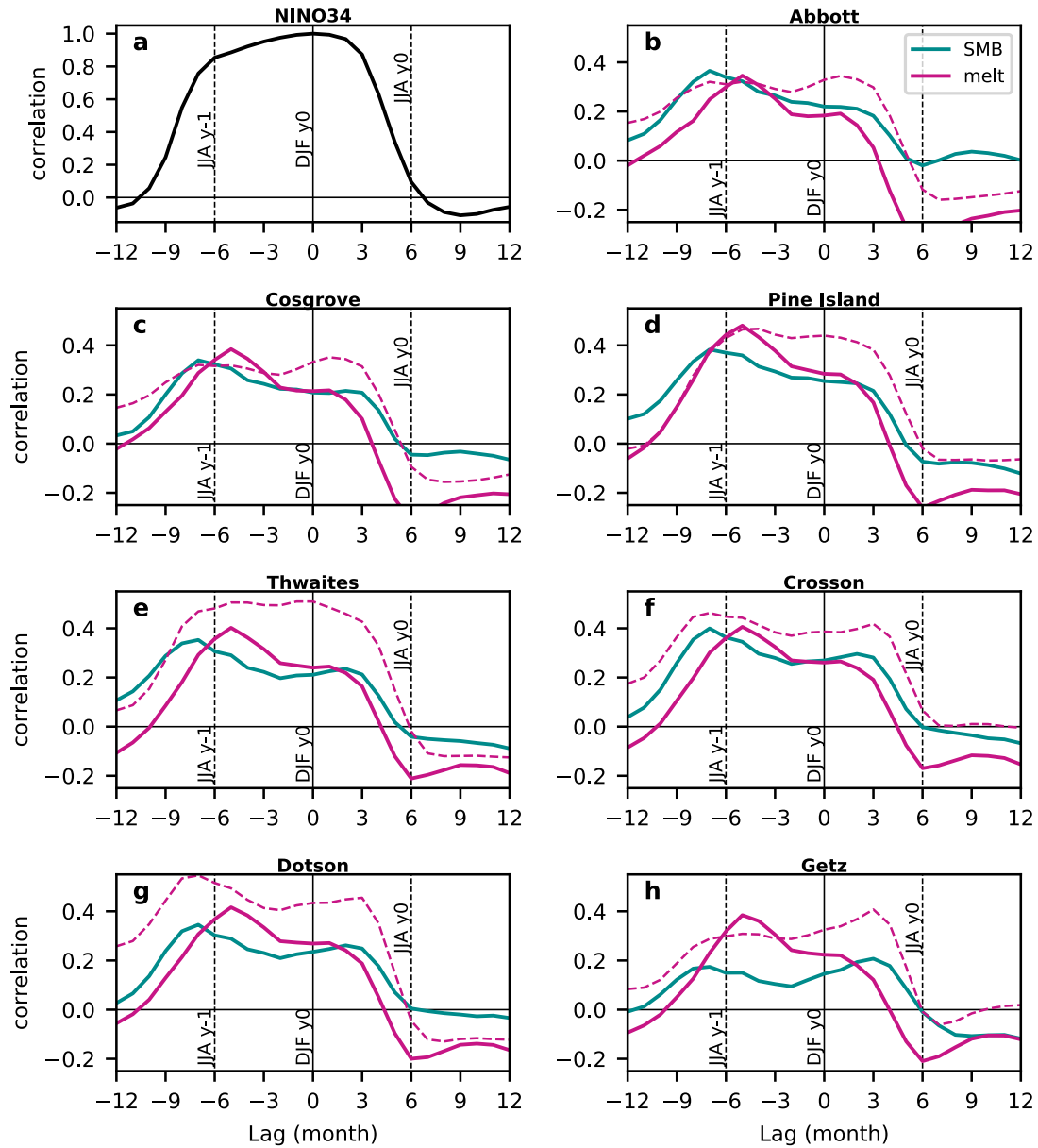


Figure 13 : Correlation between lagged 3-month averaged NINO34 (i.e. DJF at zero lag, previous JJA at -6 lag) and (a) DJF NINO34, (b-h) simulated SMB and melt rates in individual drainage basins. The dashed curves correspond to the number of melt days derived from satellite data by Picard et al. (2007).

5 Conclusion

In this paper we have analyzed possible drivers for summer surface melt and SMB interannual variability over the last decades over the Amundsen sector in West Antarctica. For this, we have simulated the 1979 to 2017 period with the regional atmospheric model MAR. We have first evaluated our model configuration in comparison to observational products (i.e. AWS, airborne-radar and firn-core SMB, melt days from satellite microwave and melt rates from satellite scatterometer). MAR gives good results for near-surface temperatures (mean overestimation of 0.10°C), near-surface wind speeds (mean underestimation of 0.42 m s^{-1}), and SMB (local relative bias $< 20\%$ over the Thwaites basin). The mean surface melt rate over the Amundsen Sea region is underestimated by 18% compared to the estimates derived from QuickSCAT (Trusel et al., 2013), and the interannual variability of surface melting is relatively well reproduced in terms of melt rate ($R=0.80$) or number of melt days ($R=0.43$ to 0.69 depending on the satellite product) as also found by previous study using the same MAR version (i.e. Datta et al., 2019). Similar underestimation was also found in another regional atmospheric model of the Amundsen region (underestimation of 30–50% found by Lenaerts et al., 2017). Overall, our results indicate that MAR is a suitable tool to study interannual variability in the Amundsen sector.

Then, we have analyzed the interannual variability of summer SMB. Strongest summer SMB occurs over Thwaites and Pine Island glaciers when the ASL migrates far westward (by typically 30°) and southward (by typically $3\text{--}4^{\circ}$). This promotes a southward flow on the Eastern flank of the ASL, towards the glaciers, with resulting increased moisture convergence, precipitation, and therefore SMB. Our study hence provides further support for the connection between Antarctic precipitation and the ASL longitudinal position that was previously described by Hosking et al. (2013) based on the ERA-interim reanalysis. In terms of climate indices, this corresponds to an anti-correlation between SMB and the ASL longitudinal position. This anti-correlation is found for all the drainage basins of the Amundsen Sea Embayment, and the part of the SMB variance explained by the ASL longitudinal migrations ranges from 2 % to 41 % (increasing westward). A small part of the SMB variance is also related to ENSO, with higher SMB during El Niño events and lower SMB during La Niña, but less than 8% of the SMB variance is explained by ENSO variability. This SMB connection to ENSO is independent from its connection the ASL longitudinal position.

We have also analyzed the interannual variability of summer surface melt rates. Strongest surface melting occurs over Thwaites and Pine Island glaciers when the ASL undergoes an

anticyclonic anomaly (likely the signature of blocking activity), which is visible through anomalies of the ASL relative central pressure. Such an anomaly promotes a southward anomaly of near-surface winds anomaly and moisture convergence over the Amundsen Sea Embayment. As recently described by Scott et al. (2019), this leads to increased cloud cover and downward longwave radiation, which in turns increases surface melting. As for SMB, we do not find that surface melt rate variability in our simulations is strongly connected ENSO as it does not explain more than 8% of the total variance in simulated summer surface melt rate or number of melt days. By contrast, and for unknown reasons, the variance in number of melt days derived from satellite products indicates that as much as 25% of the variance in these products could be explained by NINO34.

We also suggest that at least a part of the ENSO-SMB and ENSO-melt relationships in summer is inherited from the previous austral winter (JJA). Rossby wave trains generated by convective anomalies related to developing El Niño events in austral winter significantly affect the Antarctic region and we suggest that this has some impact on SMB and surface melting in the Amundsen sector 6 months later. Such delay could either be related to sea ice anomalies generated by ENSO in the Ross Sea in austral winter and taking 6 months to be advected to the Amundsen Sea (Pope et al., 2017), or to marine intrusions of Circumpolar Deep Water that are favored by El Niño events in austral winter (Steig et al., 2012) and may take 6 months to reach ice shelf cavities where increased basal melting favors the entrainment of warm deep water towards the ocean surface (Jourdain et al., 2017).

Code and data availability: The MAR code (version 3.9.1) is available on the MAR website (<http://mar.cnrs.fr/>), outputs from the Amundsen simulation presented in this study are available on <https://doi.org/10.5281/zenodo.2815907>.

Author contributions: The study was designed by Marion Donat-Magnin and Nicolas C. Jourdain. Set-up of the MAR domain configuration was made by Marion Donat-Magnin, Cécile Agosta, Amine Drira and Nicolas C. Jourdain. Cécile Agosta, Xavier Fettweis, Hubert Gallée, Christoph Kittel and Charles Amory developed and tuned the MAR model for Antarctica, and they contributed to improving and interpreting our simulations. Christoph Kittel developed the scripts used to compare MAR to AWS data. Jonathan D. Wille and Vincent Favier contributed to the interpretation of our results related to interannual variability. All the authors significantly contributed to this manuscript.

Competing interests: The authors declare that they have no conflict of interests.

Acknowledgements: This work was funded by the French National Research Agency (ANR) through the TROIS-AS (ANR-15-CE01-0005-01) project. The development of MAR was partly funded by Labex OSUG@2020 (ANR10 LABX56) through the “Tout le Monde se MAR” project. All the computations presented in this paper were performed using the GRICAD infrastructure (<https://gricad.univ-grenoble-alpes.fr>), which is partly supported by the Equip@Meso project (ANR-10-EQPX-29-01) of the program “Investissements d’Avenir” supervised by ANR, by the Rhône-Alpes region (GRANT CPER07_13 CIRA: <http://www.cira.org>) and by France-Grilles (<http://www.france-grilles.fr>). We thank G. Picard, L. Trusel, J. Nicolas, Y. Wang and B. Medley for making their data available.

References

- Agosta, C., Amory, C., Kittel, C., Orsi, A., Favier, V., Gallée, H., Broeke, M., Lenaerts, J., Wessem, J. and Fettweis, X.: Estimation of the Antarctic surface mass balance using MAR (1979–2015) and identification of dominant processes, *The Cryosphere Discussions*, 1–22, doi:https://doi.org/10.5194/tc-13-281-2019, 2019.
- Amory, C., Trouvilliez, A., Gallée, H., Favier, V., Naaim-Bouvet, F., Genthon, C., Agosta, C., Piard, L. and Bellot, H.: Comparison between observed and simulated aeolian snow mass fluxes in Adélie Land, East Antarctica, *The Cryosphere Discussions*, (9), 1373–1383, doi:https://doi.org/10.5194/tc-9-1373-2015, 2015.
- Asay-Davis, X. S., Jourdain, N. C. and Nakayama, Y.: Developments in simulating and parameterizing interactions between the Southern Ocean and the Antarctic Ice sheet, *Current Climate Change Reports*, 3(4), 316–329, doi:https://doi.org/10.1007/s40641-017-0071-0, 2017.
- Bell, R. E., Banwell, A. F., Trusel, L. D. and Kingslake, J.: Antarctic surface hydrology and impacts on ice-sheet mass balance, *Nature Climate Change*, 1, doi:https://doi.org/10.1038/s41558-018-0326-3, 2018.
- Bracegirdle, T. J., Connolley, W. M. and Turner, J.: Antarctic climate change over the twenty first century, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 113, doi:https://doi.org/10.1029/2007jd008933, 2008.
- Van den Broeke, M.: Strong surface melting preceded collapse of Antarctic Peninsula ice shelf: Melting on Antarctic ice shelves, *Geophysical Research Letters*, 32(12), doi:10.1029/2005GL023247, 2005.
- Bromwich, D. H., Rogers, A. N., Kvaallberg, P., Cullather, R. I., White, J. W. and Kreutz, K. J.: ECMWF analyses and reanalyses depiction of ENSO signal in Antarctic precipitation, *Journal of Climate*, 13(8), 1406–1420, doi:https://doi.org/10.1175/15200442(2000)013<1406:EAARDO>2.0.CO;2, 2000.
- Bromwich, D. H., Nicolas, J. P. and Monaghan, A. J.: An Assessment of Precipitation Changes over Antarctica and the Southern Ocean since 1989 in Contemporary Global Reanalyses, *Journal of Climate*, 24, 4189–4209, 2011.
- Bromwich, D. H., Nicolas, J. P., Monaghan, A. J., Lazzara, M. A., Keller, L. M., Weidner, G. A. and Wilson, A. B.: Central West Antarctica among the most rapidly warming regions on Earth, *Nature Geoscience*, 6(2), 139–145, doi:10.1038/ngeo1671, 2013.
- Brun, E., David, P., Sudul, M. and Brunot, G.: A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *Journal of Glaciology*, 38(128), 13–22, doi:https://doi.org/10.1017/s0022143000009552, 1992.
- Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., Van Rensch, P., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santoso, A., McPhaden, M. J., Wu, L. and others: Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming, *Nature climate change*, 4(2), 111, doi:https://doi.org/10.1038/nclimate2100, 2014.
- Cai, W., Wang, G., Santoso, A., Lin, X. and Wu, L.: Definition of extreme El Niño and its impact on projected increase in extreme El Niño frequency, *Geophysical Research Letters*, 44(21), doi:https://doi.org/10.1002/2017gl075635, 2017.
- Chen, G. and Held, I. M.: Phase speed spectra and the recent poleward shift of Southern Hemisphere surface westerlies, *Geophysical Research Letters*, 34(21), doi:https://doi.org/10.1029/2007gl031200, 2007.
- Cullather, R. I., Bromwich, D. H. and Van Woert, M. L.: Interannual variations in Antarctic precipitation related to El Niño-Southern Oscillation, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D14), 19109–19118, doi:https://doi.org/10.1029/96jd01769, 1996.
- Datta, R. T., Tedesco, M., Fettweis, X., Agosta, C., Lhermitte, S., Lenaerts, J. and Wever, N.: The Effect of Foehn-Induced Surface Melt on Firn Evolution Over the Northeast Antarctic Peninsula, *Geophysical Research Letters*, 46, doi:10.1029/2018GL080845, 2019.
- De Ridder, K. and Gallée, H.: Land surface-induced regional climate change in southern Israel, *Journal of applied meteorology*, 37(11), 1470–1485, doi:https://doi.org/10.1175/15200450(1998)037<1470:lsirc>2.0.co;2, 1998.
- Deb, P., Orr, A., Bromwich, D. H., Nicolas, J. P., Turner, J. and Hosking, J. S.: Summer drivers of atmospheric variability affecting ice shelf thinning in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 45(9), 4124–4133, doi:https://doi.org/10.1029/2018gl077092, 2018.
- Deconto, R. M. and Pollard, D.: Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise, *Nature*, 531, 591–597, doi:10.1038/nature17145, doi:10.1038/nature17145, 2016.
- Dee, D. P., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, D. P. and others: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553–597, doi:https://doi.org/10.1002/qj.493, 2011.
- Deser, C., Phillips, A. S., Tomas, R. A., Okumura, Y. M., Alexander, M. A., Capotondi, A., Scott, J. D., Kwon, Y.-O. and Ohba, M.: ENSO and Pacific Decadal Variability in the Community Climate System Model Version 4, *Journal of Climate*, 25, 2622–2651, doi:https://doi.org/10.1175/jcli-d-11-00301.1, 2012.
- Ding, Q., Steig, E. J., Battisti, D. S. and Küttel, M.: Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming, *Nature Geoscience*, 4(6), 398, doi:https://doi.org/10.1038/ngeo1129, 2011.
- Dutrieux, P., De Rydt, J., Jenkins, A., Holland, P. R., Ha, H. K., Lee, S. H., Steig, E. J., Ding, Q., Abrahamsen, E. P. and Schröder, M.: Strong sensitivity of Pine Island ice-shelf melting to climatic variability, *Science*, 343(6167), 174–178, doi:https://doi.org/10.1126/science.1244341, 2014.
- Edwards, T. L., Brandon, M. A., Durand, G., Edwards, N. R., Golledge, N. R., Holden, P. B., Nias, I. J., Payne, A. J., Ritz, C. and Wernecke, A.: Revisiting Antarctic ice loss due to marine ice-cliff instability, *Nature*, 566(7742), 58, doi:https://doi.org/10.1038/s41586-019-0901-4, 2019.
- Favier, L., Durand, G., Cornford, S., Gudmundsson, G., Gagliardini, O., Gillet-Chaulet, F., Zwinger, T., Payne, A. and Le Brocq, A.: Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability, *Nature Climate Change*, 4(2), 117–121, doi:https://doi.org/10.1038/nclimate2094, 2014.
- Favier, V., Agosta, C., Parouty, S., Durand, G., Delaygue, G., Gallée, H., Drouet, A. S., Trouvilliez, A. and Krinner, G.: An updated and quality controlled surface mass balance dataset for Antarctica, *The Cryosphere*, 7(2), 583–597, doi:10.5194/tc-7-583-2013, 2013.
- Favier, V., Krinner, G., Amory, C., Gallée, H., Beaumet, J. and

- Agosta, C.: Antarctica-Regional Climate and Surface Mass Budget, *Current Climate Change Reports*, 3(4), 303–315, <https://doi.org/10.1007/s40641-017-0072-z>, 2017.
- Fettweis, X., Box, J., Agosta, C., Amory, C., Kittel, C., Lang, C., van As, D., Machguth, H. and Gallée, H.: Reconstructions of the 1900–2015 Greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate MAR model, *Cryosphere (The)*, 11, 1015–1033, [doi:https://doi.org/10.5194/tc-2016-268](https://doi.org/10.5194/tc-2016-268), 2017.
- Fogt, R. L. and Wovrosh, A. J.: The Relative Influence of Tropical Sea Surface Temperatures and Radiative Forcing on the Amundsen Sea Low, *Journal of Climate*, 28(21), 8540–8555, [doi:https://doi.org/10.1175/jcli-d-15-0091.1](https://doi.org/10.1175/jcli-d-15-0091.1), 2015.
- Fogt, R. L., Bromwich, D. H. and Hines, K. M.: Understanding the SAM influence on the South Pacific ENSO teleconnection, *Climate Dynamics*, 36, 1555–1576, [doi:https://doi.org/10.1007/s00382-010-0905-0](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0905-0), 2011.
- Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R. C. A., Holmlund, P., Holt, J. W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E. C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K. A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Mouginit, J., Nitsche, F. O., Nogi, Y., Nost, O. A., Popov, S. V., Rignot, E., Rippin, D. M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M. J., Smith, A. M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B. K., Welch, B. C., Wilson, D., Young, D. A., Xiangbin, C. and Zirizzotti, A.: Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *The Cryosphere*, 7(1), 375–393, [doi:10.5194/tc-7-375-2013](https://doi.org/10.5194/tc-7-375-2013), 2013.
- Fyke, J., Lenaerts, J. and Wang, H.: Basin-scale heterogeneity in Antarctic precipitation and its impact on surface mass variability, *The Cryosphere*, 11(6), 2595–2609, [doi:https://doi.org/10.5194/tc-11-2595-2017](https://doi.org/10.5194/tc-11-2595-2017), 2017.
- Gallée, H.: Simulation of the mesocyclonic activity in the Ross Sea, Antarctica, *Monthly Weather Review*, 123(7), 2051–2069, [doi:https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<2051:sotmai>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<2051:sotmai>2.0.co;2), 1995.
- Gallée, H. and Gorodetskaya, I. V.: Validation of a limited area model over Dome C, Antarctic Plateau, during winter, *Climate dynamics*, 34(1), 61, [doi:https://doi.org/10.1007/s00382-008-0499-y](https://doi.org/10.1007/s00382-008-0499-y), 2010.
- Gallée, H. and Schayes, G.: Development of a three-dimensional meso- γ primitive equation model: katabatic winds simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica, *Monthly Weather Review*, 122(4), 671–685, [doi:https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<0671:doatdm>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0671:doatdm>2.0.co;2), 1994.
- Gallée, H., Preunkert, S., Argentini, S., Frey, M., Genthon, C., Jourdain, B., Pietroni, I., Casasanta, G., Barral, H., Vignon, E. and others: Characterization of the boundary layer at Dome C (East Antarctica) during the OPALE summer campaign, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(11), 6225–6236, [doi:https://doi.org/10.5194/acpd-14-33089-2014](https://doi.org/10.5194/acpd-14-33089-2014), 2015.
- Genthon, C. and Cosme, E.: Intermittent signature of ENSO in west-Antarctic precipitation, *Geophysical Research Letters*, 30, [doi:https://doi.org/10.1029/2003gl018280](https://doi.org/10.1029/2003gl018280), 2003.
- Hartmann, D. L. and Lo, F.: Wave-driven zonal flow vacillation in the Southern Hemisphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(8), 1303–1315, [doi:https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1998\)055<1303:wdfzfv>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1998)055<1303:wdfzfv>2.0.co;2), 1998.
- Hosking, J. S., Orr, A., Marshall, G. J., Turner, J. and Phillips, T.: The influence of the Amundsen–Bellingshausen Seas low on the climate of West Antarctica and its representation in coupled climate model simulations, *Journal of Climate*, 26(17), 6633–6648, [doi:https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00813.1](https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00813.1), 2013.
- Hosking, J. S., Orr, A., Bracegirdle, T. J. and Turner, J.: Future circulation changes off West Antarctica: Sensitivity of the Amundsen Sea Low to projected anthropogenic forcing, *Geophysical Research Letters*, 43(1), 367–376, [doi:https://doi.org/10.1002/2015gl067143](https://doi.org/10.1002/2015gl067143), 2016.
- Hoskins, B. J. and Karoly, D. J.: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(6), 1179–1196, [doi:https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<1179:tslroa>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<1179:tslroa>2.0.co;2), 1981.
- Huai, B., Wang, Y., Ding, M., Zhang, J. and Dong, X.: An assessment of recent global atmospheric reanalyses for Antarctic near surface air temperature, *Atmospheric Research*, 226, 181–191, [doi:10.1016/j.atmosres.2019.04.029](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.04.029), 2019.
- Izumo, T., Vialard, J., Lengaigne, M., de Boyer Montegut, C., Behera, S. K., Luo, J.-J., Cravatte, S., Masson, S. and Yamagata, T.: Influence of the state of the Indian Ocean Dipole on the following year's El Niño, *Nature Geoscience*, 3(3), 168, [doi:http://dx.doi.org/10.1038/ngeo760](http://dx.doi.org/10.1038/ngeo760), 2010.
- Jacobs, S., Jenkins, A., Hellmer, H., Giulivi, C., Nitsche, F., Huber, B. and Guerrero, R.: The Amundsen Sea and the Antarctic ice sheet, *Oceanography*, 25(3), 154–163, [doi:https://doi.org/10.5670/oceanog.2012.90](https://doi.org/10.5670/oceanog.2012.90), 2012.
- Jenkins, A., Dutrieux, P., Jacobs, S., Steig, E. J., Gudmundsson, G. H., Smith, J. and Heywood, K. J.: Decadal Ocean Forcing and Antarctic Ice Sheet Response: Lessons from the Amundsen Sea, *Oceanography*, 29(4), 106–117, 2016.
- Jenkins, A., Shoosmith, D., Dutrieux, P., Jacobs, S., Kim, T. W., Lee, S. H., Ha, H. K. and Stammerjohn, S.: West Antarctic Ice Sheet retreat in the Amundsen Sea driven by decadal oceanic variability, *Nature Geoscience*, 11, 733–738, [doi:10.1038/s41561-018-0207-4](https://doi.org/10.1038/s41561-018-0207-4), 2018.
- Jones, J. M., Gille, S. T., Goosse, H., Abram, N. J., Canziani, P. O., Charman, D. J., Clem, K. R., Crosta, X., de Lavergne, C., Eisenman, I. and others: Assessing recent trends in high-latitude Southern Hemisphere surface climate, *Nature Climate Change*, 6(10), 917–926, [doi:https://doi.org/10.1038/nclimate3103](https://doi.org/10.1038/nclimate3103), 2016.
- Joughin, I., Smith, B. E. and Holland, D. M.: Sensitivity of 21st century sea level to ocean-induced thinning of Pine Island Glacier, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 37(20), [doi:https://doi.org/10.1029/2010gl044819](https://doi.org/10.1029/2010gl044819), 2010.
- Joughin, I., Smith, B. E. and Medley, B.: Marine ice sheet collapse potentially under way for the Thwaites Glacier Basin, West Antarctica, *Science*, 344(6185), 735–738, [doi:10.1126/science.1249055](https://doi.org/10.1126/science.1249055), 2014.
- Jourdain, N. C., Mathiot, P., Merino, N., Durand, G., Le Sommer, J., Spence, P., Dutrieux, P. and Madec, G.: Ocean circulation and sea-ice thinning induced by melting ice shelves in the Amundsen Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, [doi:https://doi.org/10.1002/2016jc012509](https://doi.org/10.1002/2016jc012509), 2017.
- Kingslake, J., Ely, J. C., Das, I. and Bell, R. E.: Widespread movement of meltwater onto and across Antarctic ice shelves, *Nature*, 544(7650), 349, [doi:https://doi.org/10.1038/nature22049](https://doi.org/10.1038/nature22049), 2017.
- Kittel, C., Amory, C., Agosta, C., Delhasse, A., Doutreloup, S., Huot, P.-V., Wyard, C., Fichet, T. and Fettweis, X.: Sensitivity of the current Antarctic surface mass balance to sea surface

- conditions using MAR, *Cryosphere (The)*, 12, 3827–3839, doi:10.5194/tc-12-3827-2018, 2018.
- Lang, C., Fettweis, X. and Erpicum, M.: Future projections of the climate and surface mass balance of Svalbard with the regional climate model MAR, *Cryosphere Discussions*, 9(1), doi:https://doi.org/10.5194/tcd-9-115-2015, 2015.
- Lenaerts, J., den Broeke, M., Déry, S., Meijgaard, E., Berg, W., Palm, S. P. and Sanz Rodrigo, J.: Modeling drifting snow in Antarctica with a regional climate model: 1. Methods and model evaluation, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D5), doi:https://doi.org/10.1029/2011jd016145, 2012.
- Lenaerts, J. T., Ligtenberg, S. R., Medley, B., Van de Berg, W. J., Konrad, H., Nicolas, J. P., Van Wessem, J. M., Trusel, L. D., Mulvaney, R., Tuckwell, R. J. and others: Climate and surface mass balance of coastal West Antarctica resolved by regional climate modelling, *Annals of Glaciology*, 1–13, doi:https://doi.org/10.1017/aog.2017.42, 2017.
- Limpasuvan, V. and Hartmann, D. L.: Eddies and the annular modes of climate variability, *Geophysical Research Letters*, 26(20), 3133–3136, doi: https://doi.org/10.1029/1999gl010478, 1999.
- Marshall, G. J.: Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses, *Journal of Climate*, 16(24), 4134–4143, doi: https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<4134:titsam>2.0.co;2 2003.
- Medley, B. and Thomas, E.: Increased snowfall over the Antarctic Ice Sheet mitigated twentieth-century sea-level rise, *Nature Climate Change*, 9(1), 34, doi:https://doi.org/10.1038/s41558-018-0356-x, 2019.
- Medley, B., Joughin, I., Das, S., Steig, E., Conway, H., Gogineni, S., Criscitiello, A., McConnell, J., Smith, B., Broeke, M. and others: Airborne-radar and ice-core observations of annual snow accumulation over Thwaites Glacier, West Antarctica confirm the spatiotemporal variability of global and regional atmospheric models, *Geophysical Research Letters*, 40, 3649–3654, doi: https://doi.org/10.1002/grl.50706, 2013.
- Medley, B., Joughin, I., Smith, B., Das, S. B., Steig, E. J., Conway, H., Gogineni, S., Lewis, C., Criscitiello, A. S., McConnell, J. R. and others: Constraining the recent mass balance of Pine Island and Thwaites glaciers, West Antarctica, with airborne observations of snow accumulation, *The Cryosphere*, 8(4), 1375–1392, doi:https://doi.org/10.5194/tcd-8-953-2014, 2014.
- Merino, N., Jourdain, N. C., Le Sommer, J., Goosse, H., Mathiot, P. and Durand, G.: Impact of increasing antarctic glacial freshwater release on regional sea-ice cover in the Southern Ocean, *Ocean Modelling*, 121, 76–89, doi:https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.11.009, 2018.
- Mo, K. C. and Higgins, R. W.: The Pacific–South American Modes and Tropical Convection during the Southern Hemisphere Winter, *Monthly Weather Review*, 126(6), 1581–1596, doi:10.1175/1520-0493, 1998.
- Mouginot, J., Rignot, E. and Scheuchl, B.: Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, from 1973 to 2013, *Geophysical Research Letters*, 41(5), 1576–1584, doi: https://doi.org/10.1002/2013gl059069, 2014.
- Newman, M., Shin, S.-I. and Alexander, M. A.: Natural variation in ENSO flavors, *Geophysical Research Letters*, 38(14), doi:https://doi.org/10.1029/2011gl047658, 2011.
- Nicolas, J. P. and Bromwich, D. H.: Climate of West Antarctica and Influence of Marine Air Intrusions, *J. Climate*, 24(1), 49–67, doi:10.1175/2010JCLI3522.1, 2010.
- Nicolas, J. P., Vogelmann, A. M., Scott, R. C., Wilson, A. B., Cadeddu, M. P., Bromwich, D. H., Verlinde, J., Lubin, D., Russell, L. M., Jenkinson, C. and others: January 2016 extensive summer melt in West Antarctica favoured by strong El Niño, *Nature communications*, 8, ncomms15799, doi: https://doi.org/10.1038/ncomms15799, 2017.
- Paolo, F., Padman, L., Fricker, H., Adusumilli, S., Howard, S. and Siegfried, M.: Response of Pacific-sector Antarctic ice shelves to the El Niño/Southern Oscillation, *Nature Geoscience*, 11, 121–126, doi: https://doi.org/10.1038/s41561-017-0033-0, 2018.
- Pattyn, F., Ritz, C., Hanna, E., Asay-Davis, X., DeConto, R., Durand, G., Favier, L., Fettweis, X., Goelzer, H., Golleger, N. R. and others: The Greenland and Antarctic ice sheets under 1.5° C global warming, *Nature Climate Change*, 1, doi:https://doi.org/10.1038/s41558-018-0305-8, 2018.
- Peters, D. H. and Vargin, P.: Influence of subtropical Rossby wave trains on planetary wave activity over Antarctica in September 2002, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 67(1), 25875, doi:https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.25875, 2015.
- Philander, S., Lau, N., Pacanowski, R. and Nath, M.: Two Different Simulations of the Southern Oscillation and El Niño with Coupled Ocean–Atmosphere General Circulation Models, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, 329, 167–177, doi:https://doi.org/10.1098/rsta.1989.0068, 1989.
- Picard, G. and Fily, M.: Surface melting observations in Antarctica by microwave radiometers: Correcting 26-year time series from changes in acquisition hours, *Remote sensing of environment*, 104(3), 325–336, doi:https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.05.010, 2006.
- Picard, G., Fily, M. and Gallée, H.: Surface melting derived from microwave radiometers: a climatic indicator in Antarctica, *Annals of Glaciology*, 46, 29–34, doi:https://doi.org/10.3189/172756407782871684, 2007.
- Pope, J. O., Holland, P. R., Orr, A., Marshall, G. J. and Phillips, T.: The impacts of El Niño on the observed sea ice budget of West Antarctica, *Geophysical Research Letters*, doi: https://doi.org/10.1002/2017gl073414, 2017.
- Pritchard, H., Ligtenberg, S., Fricker, H., Vaughan, D., Van den Broeke, M. and Padman, L.: Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves, *Nature*, 484(7395), 502–505, doi: https://doi.org/10.1038/nature10968, 2012.
- Raphael, M., Marshall, G., Turner, J., Fogt, R., Schneider, D., Dixon, D., Hosking, J., Jones, J. and Hobbs, W.: The Amundsen Sea low: Variability, change, and impact on Antarctic climate, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(1), 111–121, doi: https://doi.org/10.1175/bams-d-14-00018.1, 2016.
- Raphael, M. N. and Hobbs, W.: The influence of the large-scale atmospheric circulation on Antarctic sea ice during ice advance and retreat seasons, *Geophysical Research Letters*, 41(14), 5037–5045, doi:https://doi.org/10.1002/2014gl060365, 2014.
- 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(4), 1095–1103, doi:https://doi.org/10.1073/pnas.1812883116, 2019.
- Ritz, C., Edwards, T. L., Durand, G., Payne, A. J., Peyaud, V. and Hindmarsh, R. C.: Potential sea-level rise from Antarctic ice-sheet instability constrained by observations, *Nature*, 528(7580), 115–118, doi: https://doi.org/10.1038/nature16147, 2015.
- Scambos, T., Fricker, H. A., Liu, C.-C., Bohlander, J., Fastook, J., Sargent, A., Massom, R. and Wu, A.-M.: Ice shelf disintegration

- by plate bending and hydro-fracture: Satellite observations and model results of the 2008 Wilkins ice shelf break-ups, *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 51–60, doi:10.1016/j.epsl.2008.12.027, 2009.
- Schoof, C.: Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3), doi: <https://doi.org/10.1029/2006jf000664>, 2007.
- Scott, R. C., Nicolas, J. P., Bromwich, D. H., Norris, J. R. and Lubin, D.: Meteorological Drivers and Large-Scale Climate Forcing of West Antarctic Surface Melt, *Journal of Climate*, 32(3), 665–684, doi:<https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0233.1>, 2019.
- Seroussi, H., Nakayama, Y., Larour, E., Menemenlis, D., Morlighem, M., Rignot, E. and Khazendar, A.: Continued retreat of Thwaites Glacier, West Antarctica, controlled by bed topography and ocean circulation, *Geophysical Research Letters*, n/a–n/a, doi:10.1002/2017GL072910, 2017.
- Shepherd, A. and Nowicki, S.: Improvements in ice-sheet sea-level projections, *Nature Climate Change*, 7, 672–674, 2017.
- Shepherd, A., Ivins, E., Rignot, E., Smith, B., van den Broeke, M., Velicogna, I., Whitehouse, P., Briggs, K., Joughin, I., Krinner, G. and others: Mass balance of the Antarctic ice sheet from 1992 to 2017., *Nature*, doi: <https://doi.org/10.1038/nclimate3400>, 2018.
- Steig, E. J., Schneider, D. P., Rutherford, S. D., Mann, M. E., Comiso, J. C. and Shindell, D. T.: Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year, *Nature*, 457(7228), 459–462, doi:10.1038/nature07669, 2009.
- Steig, E. J., Ding, Q., Battisti, D. and Jenkins, A.: Tropical forcing of Circumpolar Deep Water inflow and outlet glacier thinning in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, *Annals of Glaciology*, 53(60), 19–28, doi: <https://doi.org/10.3189/2012aog60a110>, 2012.
- St-Laurent, P., Yager, P., Sherrell, R., Stammerjohn, S. and Dinniman, M.: Pathways and supply of dissolved iron in the Amundsen Sea (Antarctica), *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(9), 7135–7162, doi:<https://doi.org/10.1002/2017JC013162>, 2017.
- Tedesco, M.: Assessment and development of snowmelt retrieval algorithms over Antarctica from K-band spaceborne brightness temperature (1979–2008), *Remote Sensing of Environment*, 113(5), 979–997, doi:10.1016/j.rse.2009.01.009, 2009.
- Thoma, M., Jenkins, A., Holland, D. and Jacobs, S.: Modelling circumpolar deep water intrusions on the Amundsen Sea continental shelf, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 35(18), doi: <https://doi.org/10.1029/2008gl034939>, 2008.
- Thomas, E. R., Hosking, J. S., Tuckwell, R. R., Warren, R. A. and Ludlow, E. C.: Twentieth century increase in snowfall in coastal West Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 42(21), 9387–9393, doi:10.1002/2015GL065750, 2015.
- Thompson, D. W. and Wallace, J. M.: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability*, *Journal of Climate*, 13(5), 1000–1016, doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1000:amitec>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1000:amitec>2.0.co;2), 2000.
- Torinesi, O., Fily, M. and Genthon, C.: Variability and trends of the summer melt period of Antarctic ice margins since 1980 from microwave sensors, *Journal of Climate*, 16(7), 1047–1060, doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<1047:vatot>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1047:vatot>2.0.co;2), 2003.
- Trusel, L. D., Frey, K. E. and Das, S. B.: Antarctic surface melting dynamics: Enhanced perspectives from radar scatterometer data, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F2), doi:10.1029/2011JF002126, 2012.
- Trusel, L. D., Frey, K. E., Das, S. B., Munneke, P. K. and Broeke, M. R.: Satellite-based estimates of Antarctic surface meltwater fluxes, *Geophysical Research Letters*, 40(23), 6148–6153, doi:<https://doi.org/10.1002/2013gl058138>, 2013.
- Turner, J., Hosking, J. S., Phillips, T. and Marshall, G. J.: Temporal and spatial evolution of the Antarctic sea ice prior to the September 2012 record maximum extent, *Geophysical Research Letters*, 40(22), 5894–5898, doi:10.1002/2013GL058371, 2013b.
- Turner, J., Comiso, J. C., Marshall, G. J., Lachlan-Cope, T. A., Bracegirdle, T., Maksym, T., Meredith, M. P., Wang, Z. and Orr, A.: Non-annular atmospheric circulation change induced by stratospheric ozone depletion and its role in the recent increase of Antarctic sea ice extent, *Geophysical Research Letters*, 36(8), doi: <https://doi.org/10.1029/2009gl037524>, 2009.
- Turner, J., Phillips, T., Hosking, J. S., Marshall, G. J. and Orr, A.: The Amundsen Sea low, *International Journal of Climatology*, 33(7), 1818–1829, doi:<https://doi.org/10.1002%2Fjoc.3558>, 2013a.
- Turner, J., Hosking, J. S., Phillips, T. and Marshall, G. J.: Temporal and spatial evolution of the Antarctic sea ice prior to the September 2012 record maximum extent, *Geophysical Research Letters*, 40(22), 5894–5898, doi:10.1002/2013GL058371, 2013b.
- Turner, J., Orr, A., Gudmundsson, G. H., Jenkins, A., Bingham, R. G., Hillenbrand, C.-D. and Bracegirdle, T. J.: Atmosphere-Ocean-Ice Interactions in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, *Reviews of Geophysics*, doi:<https://doi.org/10.1002/2016rg000532> 2017.
- Vaughan, D. G., Marshall, G. J., Connolley, W. M., Parkinson, C., Mulvaney, R., Hodgson, D. A., King, J. C., Pudsey, C. J. and Turner, J.: Recent Rapid Regional Climate Warming on the Antarctic Peninsula, *Climatic Change*, 60(3), 243–274, doi:10.1023/A:1026021217991, 2003.
- Wang, Y., Ding, M., van Wessem, J. M., Schlosser, E., Altnau, S., van den Broeke, M. R., Lenaerts, J. T. M., Thomas, E. R., Isaksson, E., Wang, J. and Sun, W.: A Comparison of Antarctic Ice Sheet Surface Mass Balance from Atmospheric Climate Models and In Situ Observations, *Journal of Climate*, 29(14), 5317–5337, doi:10.1175/JCLI-D-15-0642.1, 2016.
- Weertman, J.: Stability of the junction of an ice sheet and an ice shelf, *Journal of Glaciology*, 13, 3–11, doi: <https://doi.org/10.3189/s0022143000023327>, 1974.
- Yuan, X. and Martinson, D. G.: The Antarctic dipole and its predictability, *Geophysical Research Letters*, 28(18), 3609–3612, doi:<https://doi.org/10.1029/2001gl012969>, 2001.

Supplementary material

Interannual Variability of Summer Surface Mass Balance and Surface Melting in the Amundsen Sector, West Antarctica

Marion Donat-Magnin¹, Nicolas C. Jourdain¹, Hubert Gallée¹, Charles Amory³, Christophe Kittel³, Xavier Fettweis³, Jonathan D. Wille¹, Vincent Favier¹, Amine Drira¹, Cécile Agosta².

¹Université Grenoble Alpes/CNRS/IRD/G-INP, IGE, 38000, Grenoble, France

²Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, IPSL/CEA-CNRS-UVSQ UMR 8212, CEA Saclay, F-91190, Gif-sur-Yvette, France

³F.R.S.-FNRS, Laboratory of Climatology, Department of Geography, University of Liège, B-4000 Liège, Belgium

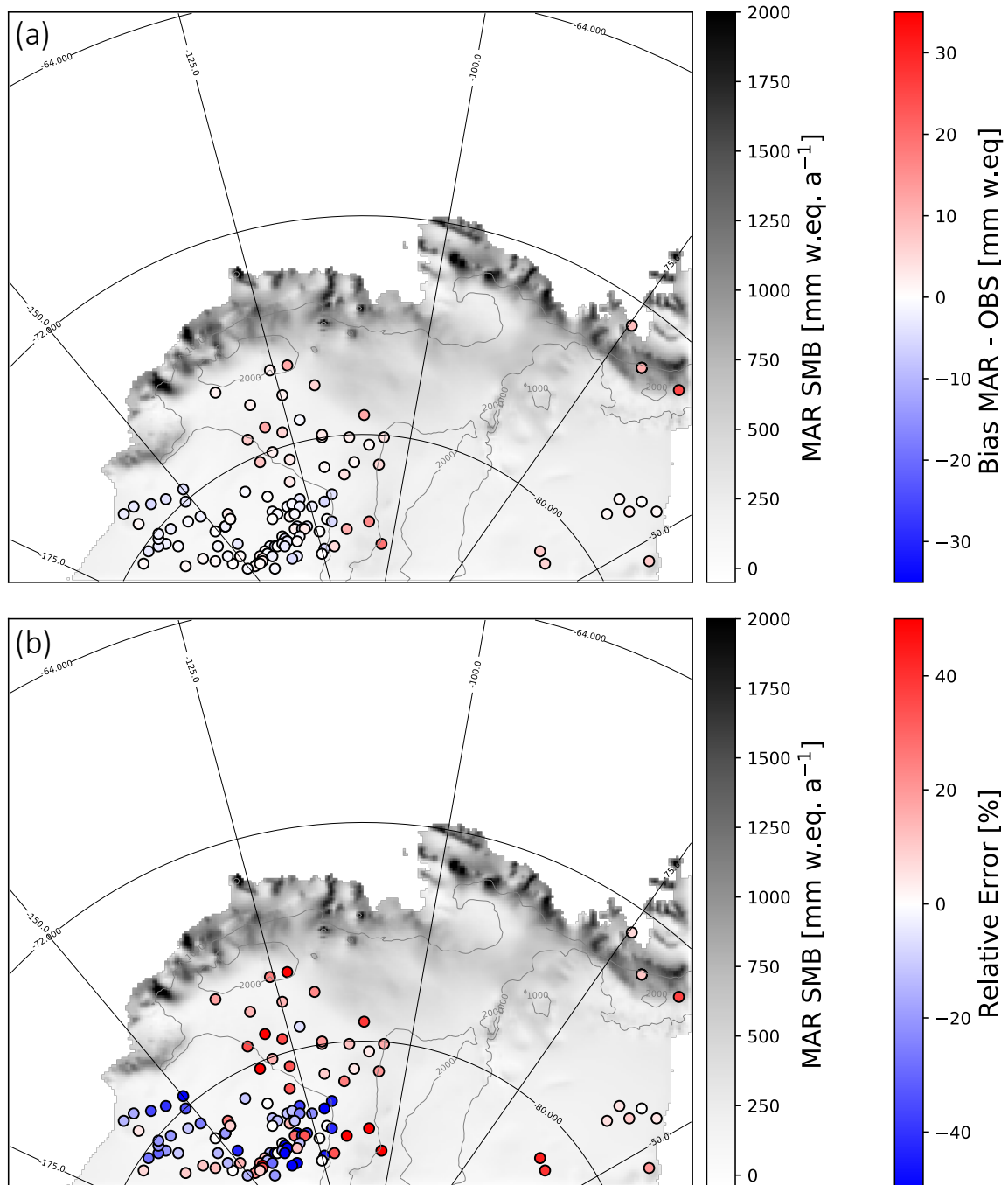


Figure S1. Annual mean (1979–2017) simulated SMB (grey scale) and (a) bias between simulated SMB and SMB from GLACIOCLIM SAMBA dataset from Favier et al., (2013) updated by Wang et al., (2016) (blue-red color bar) ; (b) relative error of the simulated SMB compared to GLACIOCLIM SAMBA dataset (blue-red color bar). Grey contours indicate the surface height.

Table S1. Evaluation of near-surface wind speed for the selected AWS, including Root Mean Square Error (RMSE), correlation (R) and standard deviations (σ).

Station name	Bias (MAR-OBS)	Centered RMSE	R	$\sigma_{MAR}/\sigma_{AWS}$
Brianna	-0.17	1.84	0.87	0.97
Byrd	0.09	1.77	0.86	0.89
Cape Adams	-0.09	1.70	0.62	0.94
Doug	0.22	2.40	0.76	0.91
Elizabeth	0.06	1.72	0.77	0.85
Evans Knoll	-0.56	2.28	0.82	0.87
Harry	0.18	2.14	0.78	0.93
Janet	-0.33	1.69	0.89	0.89
Kominko Slade	0.55	2.30	0.81	0.85
Martha_2	2.02	1.72	0.77	0.99
Martha_I	1.22	1.92	0.65	0.92
Mount McKibben	-2.59	2.91	0.76	0.59
Noel	-1.82	3.87	0.79	0.53
Patriot Hills	0.00	2.29	0.75	0.89
Siple	0.11	1.81	0.82	0.82
Ski Hills	-1.11	2.46	0.86	0.70
Swithinbank	-0.91	1.73	0.88	0.93
Theresa	1.69	2.07	0.86	1
Backer Island	-2.23	2.41	0.77	0.77
Bean Peaks	-0.07	2.71	0.71	0.61
Bear Peninsula	-0.52	3.68	0.63	0.88
Clarke Mountain	-0.69	3.62	0.45	0.77
Gomez Nunatak	-3.18	2.62	0.82	0.58
Haag Nunatak	-3.00	2.66	0.80	0.58
Howard Nunatak	0.85	2.55	0.77	1.2
Inman Nunatak	-1.40	2.98	0.80	0.68
Kohler Glacier	-0.95	1.92	0.65	0.94
Lepley Nunatak	-1.69	2.48	0.78	0.88
Lower Thwaites	-0.48	2.03	0.71	1.1
Lyon Nunatak	-1.34	2.14	0.74	0.76
Mount Paterson	-1.12	2.40	0.69	0.74
Mount Sidley	2.99	3.96	0.61	1
Mount Suggs	-2.18	3.44	0.55	0.54
Pirrot Hills	-2.30	3.56	0.70	0.55
Steward Hills	-5.98	2.76	0.87	0.52
Thurston Island	-1.32	2.56	0.74	0.68
Toney Mountain	-4.71	5.76	0.53	0.44
Up Thwaites Gla	-0.39	2.02	0.73	0.83
Whitmore Mounta	-3.08	3.69	0.72	0.45
Wilson Nunatak	-2.42	2.42	0.78	0.83
Russkaya	-4.32	7.68	0.54	0.54

Table S2. Evaluation of near-surface temperature for the selected AWS, including Root Mean Square Error (RMSE), correlation (R) and standard deviations (σ).

Station name	Bias (MAR-OBS)	Centered RMSE	R	$\sigma_{\text{MAR}}/\sigma_{\text{AWS}}$
Brianna	0.18	2.83	0.96	0.94
Byrd	1.31	3.95	0.93	0.87
Cape Adams	2.51	3.78	0.94	0.90
Doug	0.94	3.04	0.94	0.89
Elizabeth	-0.70	3.53	0.95	0.94
Evans_Knoll	-0.29	3.54	0.92	1
Harry	1.08	2.87	0.96	0.91
Janet	1.06	3.62	0.92	0.97
Kominko_Slade	1.15	4.08	0.92	0.86
Martha_2	-0.22	4.18	0.96	0.94
Martha_I	-1.61	4.26	0.95	0.96
Mount_McKibben	0.34	2.66	0.95	1.1
Noel	0.94	4.49	0.86	0.82
Patriot_Hills	-2.78	1.76	0.97	0.96
Siple	2.12	3.45	0.93	0.88
Ski_Hills	0.83	3.15	0.94	0.92
Swithinbank	-0.92	3.04	0.95	0.92
Theresa	-1.47	2.73	0.94	0.87
Backer_Island	-1.53	3.37	0.94	1.1
Bean_Peaks	-0.12	2.88	0.95	0.93
Bear_Peninsula	-0.06	2.6	0.94	1
Clarke_Mountain	-2.81	3.39	0.94	1.2
Gomez_Nunatak	-0.34	2.29	0.93	0.97
Haag_Nunatak	0.04	2.74	0.95	0.95
Howard_Nunatak	-0.09	2.86	0.92	0.93
Inman_Nunatak	0.38	2.86	0.93	1
Kohler_Glacier	0.89	3.56	0.91	0.93
Lepley_Nunatak	0.52	3.06	0.91	0.97
Lower_Thwaites	1.32	4.10	0.90	0.87
Lyon_Nunatak	0.88	3.46	0.90	1
Mount_Paterson	-2.82	2.84	0.95	1.1
Mount_Sidley	-2.27	2.85	0.91	1
Mount_Suggs	-1.03	3.99	0.90	1
Pirrot_Hills	-1.97	2.79	0.94	0.95
Steward_Hills	-0.42	2.13	0.97	0.95
Thurston_Island	-0.28	3.35	0.89	0.98
Toney_Mountain	0.72	3.16	0.91	0.96
Up_Thwaites_Glacier	1.31	4.75	0.88	0.88
Whitmore_Mounta	-0.69	3.01	0.92	1.1
Wilson_Nunatak	1.10	1.90	0.98	0.90
Russkaya	0.47	4.15	0.87	0.87

Chapitre 4 : Article (en préparation)

West Antarctic Surface climate Projection with a regional climate model

Marion Donat-Magnin¹, Nicolas C. Jourdain¹, Hubert Gallée¹, Mondher Chekki¹, Charles Amory³, Gerhard Krinner¹, Cécile Agosta², Christoph Kittel³.

¹Université Grenoble Alpes/CNRS/IRD/G-INP, IGE, 38000, Grenoble, France

²Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, IPSL/CEA-CNRS-UVSQ UMR 8212, CEA Saclay, F-91190, Gif-sur-Yvette, France

³F.R.S.-FNRS, Laboratory of Climatology, Department of Geography, University of Liège, B-4000 Liège, Belgium

Article en préparation soumission prévu pour Novembre/décembre 2019

(Résumé)

Cette étude propose une projection de bilan de masse de surface et de fonte de surface en Antarctique de l'Ouest pour la fin du 21^{ème} siècle, établie à l'aide d'un modèle climatique régional forcé par l'anomalie moyenne de modèles CMIP5 ajoutée à ERA-Interim. Le bilan de masse de surface projeté est augmenté de 35%, soit une réponse au réchauffement de surface de 8.3% °C⁻¹. Ceci provient d'une augmentation de l'humidité, résultant à la fois d'une pression de vapeur saturante plus élevée dans des conditions plus chaudes (suivant la relation de Clausius-Clapeyron) et d'une diminution de la concentration de glace de mer favorisant l'évaporation. En réponse au scénario RCP8.5, la fonte de surface augmente d'un facteur 5 à 15 sur les différentes plateformes du secteur d'Amundsen. Cela s'explique par une augmentation des flux radiatifs absorbés par le manteau neigeux, avec une diminution de l'albédo dans un climat plus chaud entraînant une plus grande absorption du rayonnement de courte longueur d'ondes, et une augmentation de l'humidité entraînant une augmentation du rayonnement de longue longueur d'onde. La diminution de l'albédo s'explique par une densification des chutes de neige dans un climat plus chaud et par une rétroaction positive entre la fonte et l'albédo. Cependant, nos projections indiquent que l'eau provenant de la fonte et de la pluie regèle entièrement dans un névé qui n'est jamais saturé. Des quantités de fonte supérieures aux quantités estimées pour la fin du 21^{ème} siècle sont nécessaires pour saturer le névé ce qui rend peu probable la mise en place du mécanisme d'hydrofracture. Ainsi, sans l'instabilité provoquée par le mécanisme d'hydrofracture la contribution de l'Antarctique pour la fin du siècle de plus d'un mètre est peu probable.

(Abstract)

Here we provide Surface Mass Balance (SMB) and surface melt rates projections in West Antarctica for the end of the 21st century using a regional climate model forced by the CMIP5 multi-model mean anomaly added to ERA-Interim. SMB over the grounded part of the glacier drainage basins terminating in the Amundsen Sea is projected to increase by 35%, corresponding to a SMB sensitivity to near-surface temperature of 8.3% °C⁻¹. Increased humidity, resulting from both higher saturation vapor pressure in warmer conditions (Clausius-Clapeyron relation) and decreased sea ice concentration, favor increased SMB in the future scenario. Surface melt rates are projected to increase by a factor of 5 to 15 over the ice shelves of the Amundsen Sea Embayment under the RCP8.5 scenario. This is explained by a decreased albedo in a warmer climate leading to more absorption of shortwave radiation and by enhanced downward longwave radiative fluxes due to increased humidity. Reduced albedo is explained by denser snowfall in a warmer climate and melt-albedo feedback. Surface meltwater higher than projected are needed to saturate the firn, consequently hydrofracturing is not going to happen with such amount of surface melt. According to recent studies, this suggests that projected sea level rise of more than a meter are unlikely for the end of the 21st century.

1 Introduction

In a perfectly stable climate, the Antarctic ice sheet would have a constant mass, and the Surface Mass Balance (SMB, the sum of rainfall and snowfall minus sublimation, runoff and blowing snow) over the grounded ice sheet, i.e. approximately 1800 to 1900 Gt yr⁻¹ under the present climate (van Wessem et al., 2018; Agosta et al., 2019), would be exactly compensated by ice discharge into the ocean. In contrast to this hypothetically stable climate, the Antarctic ice sheet has lost 2720 ± 1390 Gt of grounded ice from 1992 to 2017, which corresponds to 7.6 ± 3.9 mm of sea level rise (Shepherd et al., 2018). The principal origin of this mass loss is the increased ice discharge into the ocean, itself related to the acceleration of major ice streams (Bamber et al., 2018; Shepherd et al., 2018; Rignot et al., 2019). While increased oceanic melt has very likely triggered the observed acceleration (e.g. Turner et al., 2017; Jenkins et al., 2018) increased SMB in a warmer climate could partly compensate the loss by ice discharge (e.g. Favier et al., 2017).

Current SMB trends (1979-2000) are slightly negative, within the range of -1.7 to -2.7 Gt yr⁻¹, with large differences between West Antarctica that undergoes a positive trend of 1.6 to 1.7 Gt yr⁻¹ and East Antarctica where the SMB has a negative trend of -3.3 to -4.5 Gt yr⁻¹ (Dalaiden et al., 2019; Medley and Thomas, 2019). These trends nonetheless only represent a small fraction of the total ice sheet imbalance (-110 Gt yr⁻¹ over the whole ice-sheet over 1992-2017). Climate models predict a significant increase of precipitation in Antarctica for the end of the 21st century (Krinner et al., 2006; Genthon et al., 2009), which leads to a SMB increase by 13 to 25 % under the A1B or RCP8.5 scenarios, depending on the model used (Agosta et al., 2013; Ligtenberg et al., 2013; Lenaerts et al., 2016a; Palerme et al., 2017). This SMB increase is strongly related to near surface air temperatures (Frieler et al., 2015), with a sensitivity of 5-7% per degree of near surface warming (Krinner et al., 2008; Ligtenberg et al., 2013; Agosta et al., 2013; Palerme et al., 2017). In other words, the warmer the climate, the more humidity can be transported and made available for Antarctic precipitation following the Clausius-Clapeyron relation (Clapeyron, 1834; Clausius, 1850).

Runoff can be produced if rainfall and surface melt water do not entirely refreeze in the snow and firn layers. Currently, runoff is two orders of magnitude smaller than precipitation for the entire Antarctic ice sheet (van Wessem et al. 2018, Agosta et al. 2019). Surface melting only occurs to a significant extent over the Peninsula (Scambos et al. 2009; Trusel et al. 2013), and very sporadically in other regions like the Amundsen Sea (Nicolas et al., 2017) and the Ross

Sea (Bell et al., 2017). In a warmer climate, surface melting is expected to increase, potentially leading to higher mass loss through runoff. The largest concern with increased surface melting is nonetheless that it can lead to melt water ponds formation and, through hydrofracturing, ice shelf collapse, as observed for the Larsen B ice shelf in the Peninsula region (van den Broeke, 2005; Scambos et al., 2009; Vaughan et al., 2003). Summer surface melt rates evolve exponentially with surface air temperature, which may be explained by increased duration of the melt season, positive melt-albedo feedback, increased downward longwave radiations and turbulent heat fluxes (Trusel et al., 2015). As surface air temperatures are projected to increase in Antarctica (Bracegirdle et al., 2008), melting is expected to become more common in the future. As inferred from the collapse of Larsen A and B ice shelves, an average melt rate of 725 mm w.eq. yr⁻¹ during 10 years may be considered as an approximative threshold value for ice shelf collapse (Trusel et al., 2015). Several ice shelves could reach this value by the end of the 21st century under the RCP8.5 scenario, in particular in the Peninsula and Bellingshausen Sea regions (Trusel et al., 2015).

Computing projections of future SMB and surface melt rates remains challenging, because of the strong interannual variability on regional scales (Lenaerts et al., 2016a; Donat-Magnin et al., 2019), biases in global climate models (GCMs) (Bracegirdle, 2013; Swart and Fyfe, 2012) and GCM resolutions that are too coarse to resolve the orographic processes in the relatively steep coastal area (Krinner et al., 2008; Lenaerts et al., 2012). For example, an equatorward bias in the position of westerlies is found in most GCMs in comparison to reanalyses (Bracegirdle, 2013), which can significantly affect meridional moisture transport, and therefore SMB and surface melt. Most models partaking to the 5th Climate Model Intercomparison Project (CMIP5, Taylor et al., 2012) overestimate the present-day Antarctic SMB, by more than 100% for some models (Palerme et al., 2017). These models also have a generally poor representation of the snow-pack energy balance, which is why future melt rate estimates have often been derived from simulated air temperatures rather than directly provided by the models (Davies et al., 2014; Trusel et al., 2015).

Recent versions of regional climate models (RCMs) with a comprehensive representation of polar processes are now able to simulate melt rates in reasonable agreement with observational estimates (Lenaerts et al. 2017; Datta et al. 2019; Donat-Magnin et al. 2019). Using this kind of RCMs to downscale projections from GCMs can significantly reduce surface biases (Lang et al., 2015). However, this approach is not sufficient to remove the large-scale biases inherited from GCMs. In this paper, we build SMB and surface melting projections at the end of the 21st

century by forcing an RCM with the 3-dimensional climate-change anomalies from the CMIP5 multi-model mean with the aim of removing a part of the CMIP model biases (see section 2).

In this study, we focus on the Amundsen Sea sector, where potential melt-induced hydrofracturing and associated loss of ice-shelf buttressing could have large effects on the stability of the West Antarctic ice sheet, with strong impact on sea level rise. Currently the Amundsen sector experiences 60% of the total Antarctic mass loss (Rignot et al., 2019). While oceanic melt is currently the dominant process that causes mass loss (Thoma et al., 2008; Pritchard et al., 2012; Turner et al., 2017; Jenkins et al., 2016, 2018), surface air temperature is expected to increase (Bracegirdle et al., 2008), and whether Amundsen ice shelves will respond with the same hydrofracturing mechanism as Antarctic Peninsula ice shelves remains an open question.

In this paper, we describe projected circulation, surface warming, SMB and melting (section 3), then we discuss possible impacts for future runoff and hydrofracturing (section 4).

2 Material and Methods

2.1 Model

To make projection of West Antarctic surface climate for the end of the 21st century we make use of version 3.9.3 of the regional atmospheric model MAR (Gallée and Schayes, 1994, Agosta et al. 2019). The regional model configuration of the Amundsen sector was developed and evaluated by Donat-Magnin et al. (2019). Our configuration has a resolution of 10 km and covers an area of 2800×2400 km, 24 vertical sigma levels located from approximately 1 m to 15500 m above the ground, and centered over the drainage basins of the Amundsen glaciers. The topography is derived from BEDMAP2 (Fretwell et al., 2013) and the basins used for averages are provided by (Mouginot et al., 2017). Terrain-following vertical coordinates are used, with a first level at approximately 1 m above the surface. Our set-up does not include blowing snow, and the snow pack is represented by 30 layers of snow/firn covering the first 20 m with refined resolution at the surface (1mm). The radiative scheme and cloud properties are the same as in Datta et al. (2019) and the surface scheme including snow density and roughness are the same as in Agosta et al. (2019). The atmosphere of MAR is coupled with the SISVAT surface scheme (Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer; De Ridder and Gallée, 1998). SISVAT is a multi-layer model that includes prognostic equations for temperature, mass, water content and snow properties (i.e. dendricity, sphericity and grain size).

The coupling between SISVAT and the atmosphere is obtained through radiative fluxes and turbulent fluxes exchanged at the surface. Surface albedo depends on snow properties and on the solar zenithal angle. As in Agosta et al. (2019), the density of fresh snow increases with wind speed and temperature. In case of melting or rainfall, water fills the snow layer porosity and percolates into the next snow layer if the layer is water-saturated, and so on for the next layers below. If the 20 meters of snow pack are saturated, i.e. air is entirely depleted, any additional meltwater or rainfall is considered as runoff. There is no representation of horizontal water drainage in MAR. More details about the configuration are provided in Donat-Magnin et al. (2019).

2.2 Forcing

The simulation representative of the present climate (1979-2017) is the same as in Donat-Magnin et al., (2019). It is forced laterally (pressure, wind, temperature, specific humidity), at the top (i.e. above 200 hPa) of the troposphere (temperature, wind), and at the surface (sea ice concentration, sea surface temperature) by the 6-hourly ERA-interim reanalysis (Dee et al. 2011) which has a good representation of the Antarctic climate (Bromwich et al., 2011; Huai et al., 2019).

For the future, we calculate the 3-dimensional climate-change anomaly from the CMIP5 multi-model mean (MMM), and we add it to the 6-hourly ERA-interim variables used to force MAR, i.e. sea surface temperature (SST), sea ice cover (SIC), wind velocity, air temperature and humidity. The MMM anomaly is defined as the mean difference between the 1989-2009 period and the 2080-2100 period (under the rcp85 emission scenario), for an ensemble of 33 CMIP5 models: ACCESS1-0, ACCESS1-3, BNU-ESM, CCSM4, CESM1-BGC, CESM1-CAM5, CESM1-WACCM, CMCC-CESM, CMCC-CMS, CMCC-CM, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0, CanESM2, FGOALS-g2, FIO_ESM, GFDL-CM3, GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M, HadGEM2-CC, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5B-LR, MIROC-ESM-CHEM, MIROC-ESM, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, MRI-CGCM3, NorESM1-ME, NorESM1-M, bcc-csm1-1, inmcm4, taking the first available ensemble member for each model (i.e. “r1i1p1” or “r2i1p1” if not available). The anomaly is calculated separately for each month, meaning that we apply an anomaly with a seasonal cycle. Monthly anomalies are linearly interpolated between two given dates to avoid discontinuity. As discussed by Knutti et al. (2010), the MMM is often considered as the “best” estimate for future

climate because individual model biases are partly cancel in the MMM, although an equal weight for all the models does not account for the fact that models are not independent from each other because of the same operating centers, common history, shared physical parameterisations and numerical methods (Knutti et al., 2017; and Herger et al., 2018). Given that the CMIP model biases are largely stationary even under strong climate changes (Krinner and Flanner, 2018), our method is also expected to remove a part of the biases even in individual models. This method has previously been used in other regions (e.g., Walsh, 2015; Knutson et al., 2008; Dutheil et al., 2019) but, to our knowledge, never in Antarctica. A similar method was used by Krinner et al. (2008), in global simulations with a stretched grid over Antarctica, which only involved anomalies in the sea surface conditions. Our future simulation is run for 39 years as our present simulation, which provides high level of statistical significance in our analyses of the differences. The future simulation is spun up for 3 years (starting from the present-day simulation) to allow the snowpack to warm at depth.

We now briefly describe the anomalies that we apply to MAR's boundary conditions. The vertical profiles of temperature and specific humidity anomalies over the Amundsen Sea are shown in Fig.1. The troposphere is warmed relatively uniformly from the surface to $\sim 300\text{hPa}$, with a clear seasonal cycle in the lower troposphere showing stronger warming in winter, which is related to changes in sea-ice conditions, as will be discussed farther in this section. As expected from the radiative effects of greenhouse gases, the stratosphere tends to cool in response to increased anthropogenic emissions of greenhouse gases (e.g., Seidel et al., 2011). There is also a clear seasonal cycle in the lower stratosphere ($\sim 100\text{hPa}$), with future warming in spring and summer and cooling in the other seasons, which may be related to seasonal effects of ozone recovery (Perlwitz et al., 2008). Specific humidity increases as the troposphere warms, as expected from the Clausius-Clapeyron relation (Clapeyron, 1834; Clausius, 1850). The seasonal Sea Ice Concentration (SIC) and Sea Surface Temperature (SST) anomalies are shown in Fig.2 and Fig.3 respectively, with the mean seasonal cycle presented in Fig.4. Because summer is already relatively sea-ice-free in the present climate, the summer SIC and SST anomalies are weaker than in the other seasons. The typical sea surface warming in the Amundsen region is 2°C in summer and 7°C in winter.

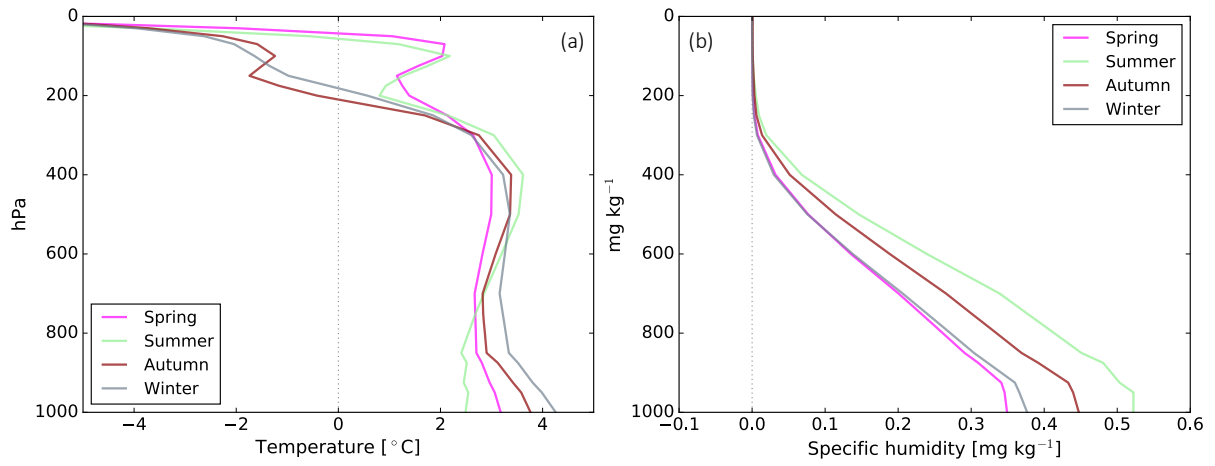


Figure 1 : Anomaly (Future (2080-2100) – Présent (1989-2009) from MMM) added to ERA-Interim over West Antarctica (60-85°S 170-40°W), used as forcing for the regional model.

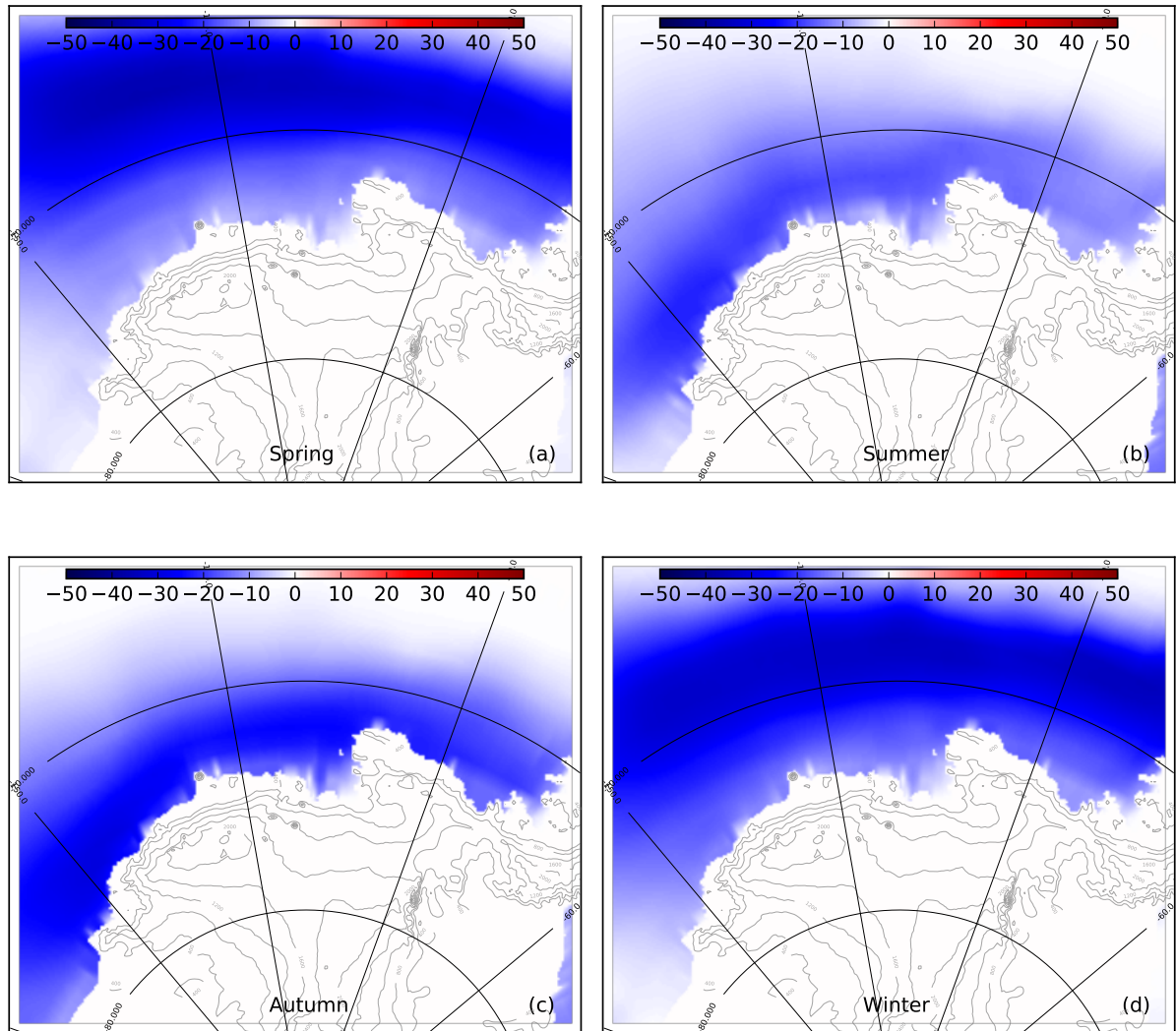


Figure 2 : Seasonal sea ice concentration anomaly applied to the surface forcing of the regional simulation.

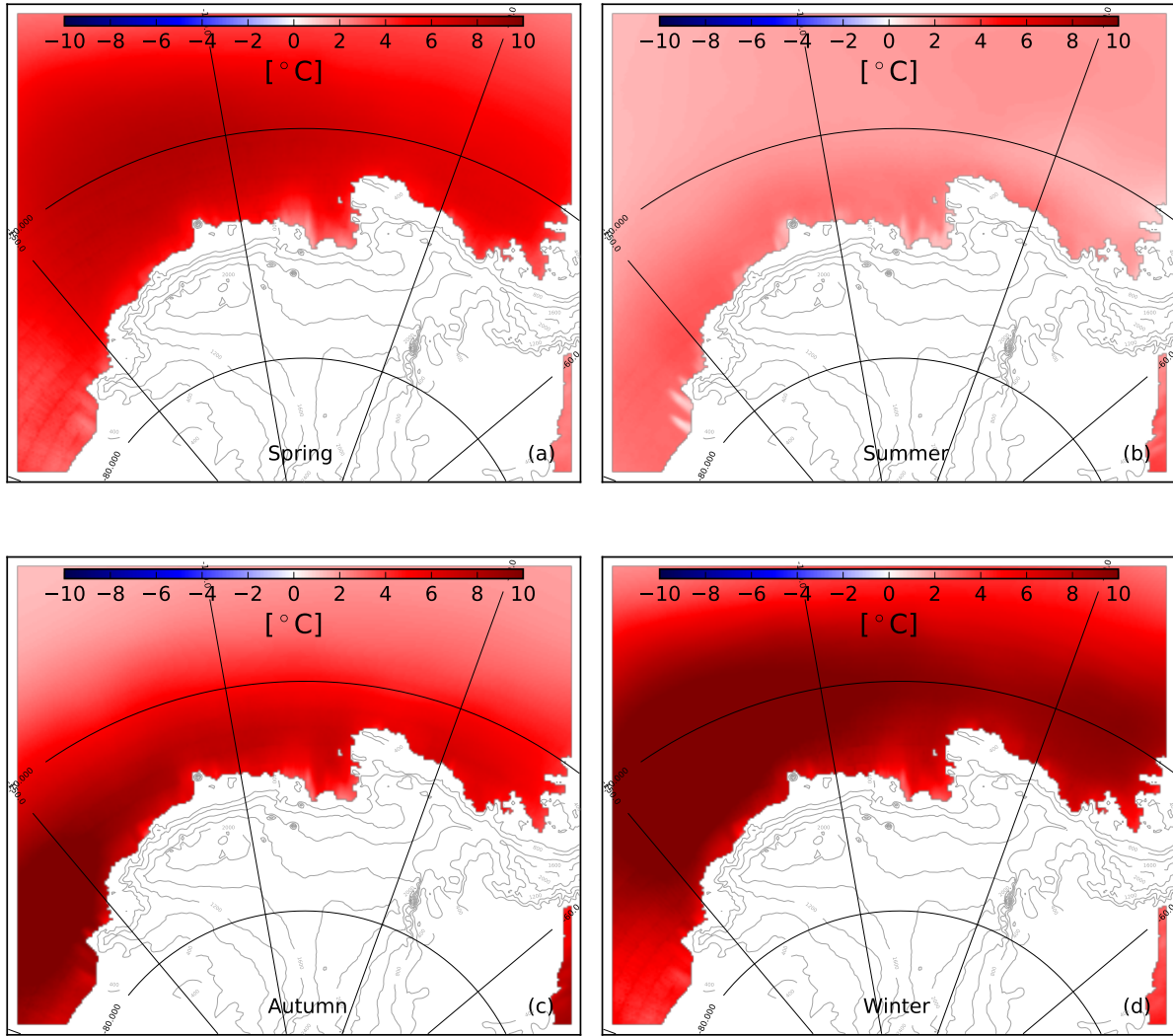


Figure 3 : Seasonal sea surface temperature anomaly applied to the surface forcing of the regional simulation.

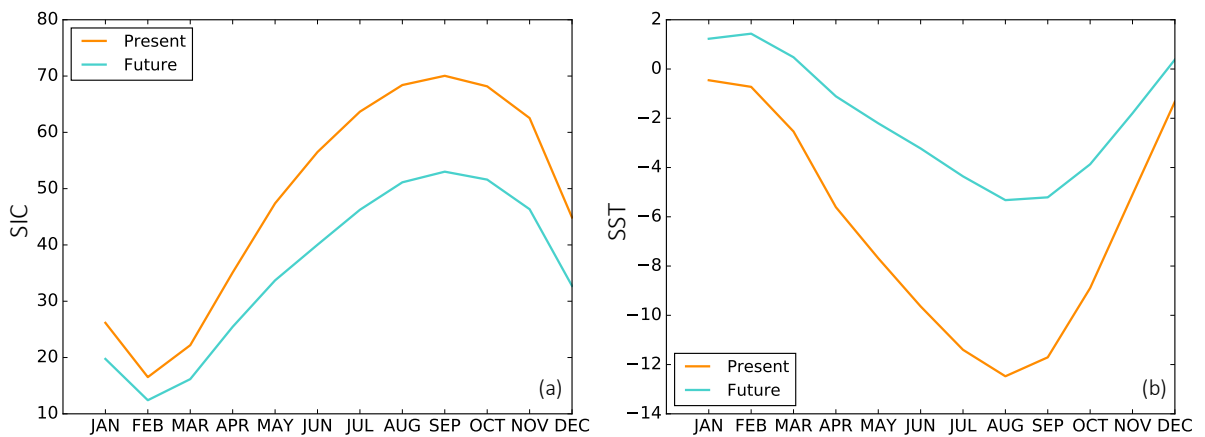


Figure 4 : Monthly SST and SIC (averaged over the simulation domain) used to force the regional present state (ERA-Interim) and future (ERA-Interim + MMM anomaly) simulations.

In this study we therefore used two simulations that differ only from lateral and ocean surface forcing. Both simulations cover 39 years (present and future) with the same climate variability at the boundaries but with CMIP5 seasonal anomaly added to present forcing for the future simulation.

3 Results

We first present simulated SMB and surface melt rate for the present and for the end of the 21st century. Then, we analyze possible causes for these changes and we discuss possible consequences for hydrofracturing and sea level rise.

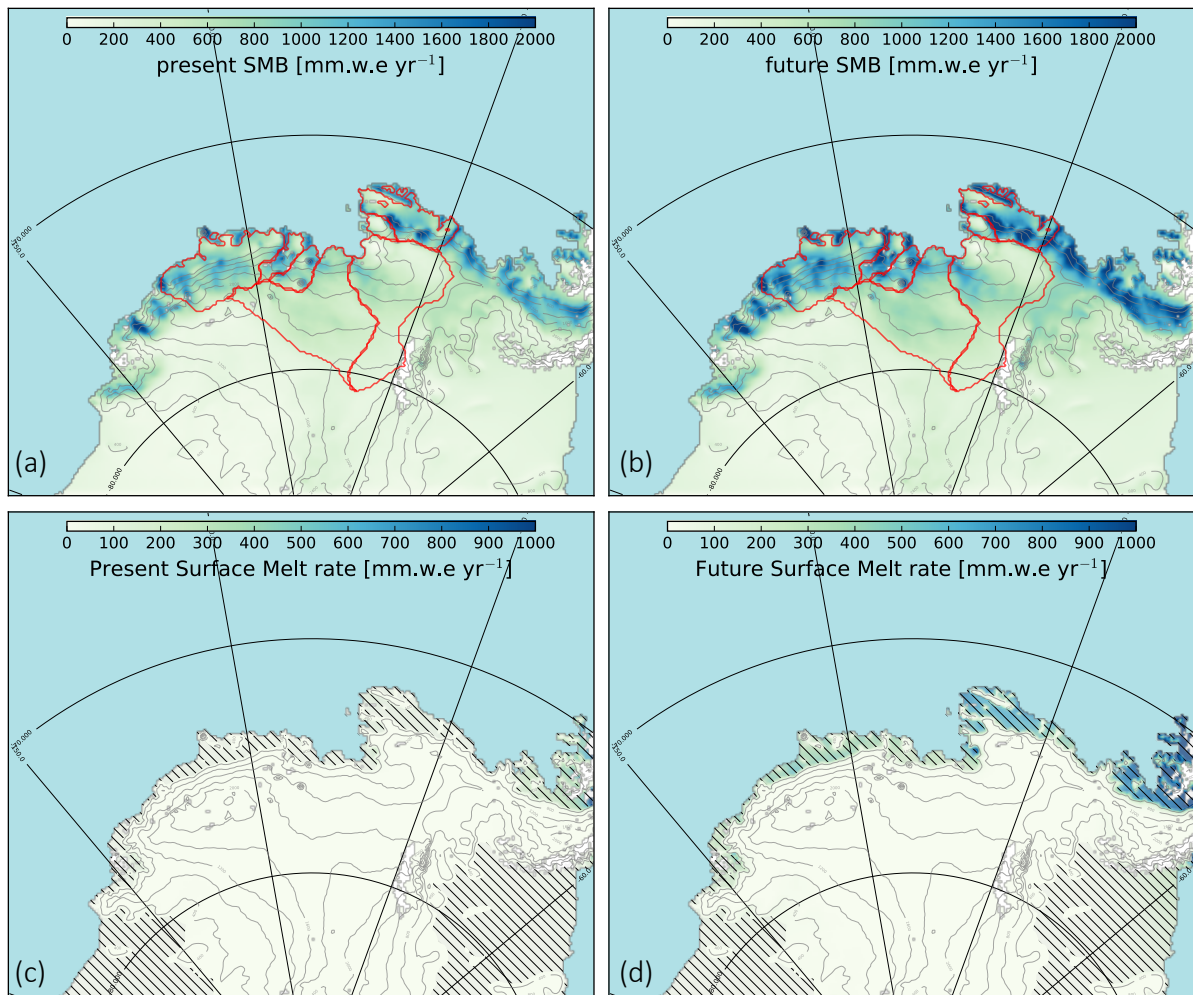


Figure 5 : Simulated present SMB and surface melt rates (a,c) and future SMB and surface melt rate (c,d) over the model domain (red contours over SMB map represent drainage basins from Rignot et al., (2019) and hatched area over surface melt map represent ice shelves) .

3.1 Surface Mass Balance (SMB)

Considering all the glacier drainage basins from Getz to Abbot (Fig.5), the SMB increases from 338 Gt yr⁻¹ in the present to 457 Gt yr⁻¹ at the end of the 21st century. SMB is increased quite uniformly, by 30 to 40% for individual basins (Tab. 1). The future SMB pattern is very similar to the present day (Fig. 5a,b), i.e. mostly controlled by the strong topography near the ice sheet margin.

As previously reported by Ligtenberg et al. (2013), increased snowfall explains most of the SMB changes (Tab. 1). Projected sublimation slightly decreases in all basins, but these changes are approximately two orders of magnitude smaller than SMB changes (Tab. 1). Runoff becomes non-zero in half of the basins due to increased melt rates in a warmer climate, but it is still 2 to 3 orders of magnitude smaller than SMB (Tab. 1). Rainfall also becomes more common in a warmer climate, but remains a negligible part of total precipitation (Tab. 1).

We now briefly investigate the possible origin of increased SMB in a warmer climate.

Changes in SMB can be explained by two distinct mechanisms: increase of available humidity for precipitation as temperature increase following the Clausius-Clapeyron relation and favored by increased evaporation where sea ice has decreased, and change in the circulation that may lead to southward flow anomaly and warm and moist air intrusion over the ice-sheet.

First, we find a percentage SMB sensitivity changes to surface air temperature of +8.3% °C⁻¹, corresponding to an increase of 30.8% of SMB with an increase of 3.7°C in mean over the grounded ice of all the domain configuration between the present and the future. This results is above the literature range of ~5-7% .°C⁻¹(Ligtenberg et al., 2013; Palerme et al., 2017 for example) over Antarctica, model used (GCMs versus RCMs) and domain configuration can explained differences. Strongest changes of SMB are obtained in fall, followed by winter, spring and summer (Fig.6) and only relatively small changes in the Amundsen Sea Low (slight westward shift in summer of less than 5°W and intensification in fall and winter) are obtained. These small changes lead to southward surface wind anomaly over the Amundsen coastal region for the summer, fall season and winter season (only over Abbot) (Fig.7, 8). This southward anomaly does not correspond to the seasonal pattern of SMB changes where largest increase is observed in the fall season and not in summer, which suggests that the simulated circulation changes do not play a significant role in increased snowfall.

Changes in sea ice concentration can explain the seasonal pattern. Largest SMB changes are obtained in fall, which is the season when sea ice concentration decreases the most along the

coast (i.e. 29% of sea ice concentration decrease in the fall season compared to less than 24% for winter, spring, and summer near the coast (south of 70°S, and between 140 and 80°W) and Fig.4 over the whole domain) for the end of the 21st century. Less sea ice cover can lead to more humidity available for precipitation that can lead larger SMB increase.

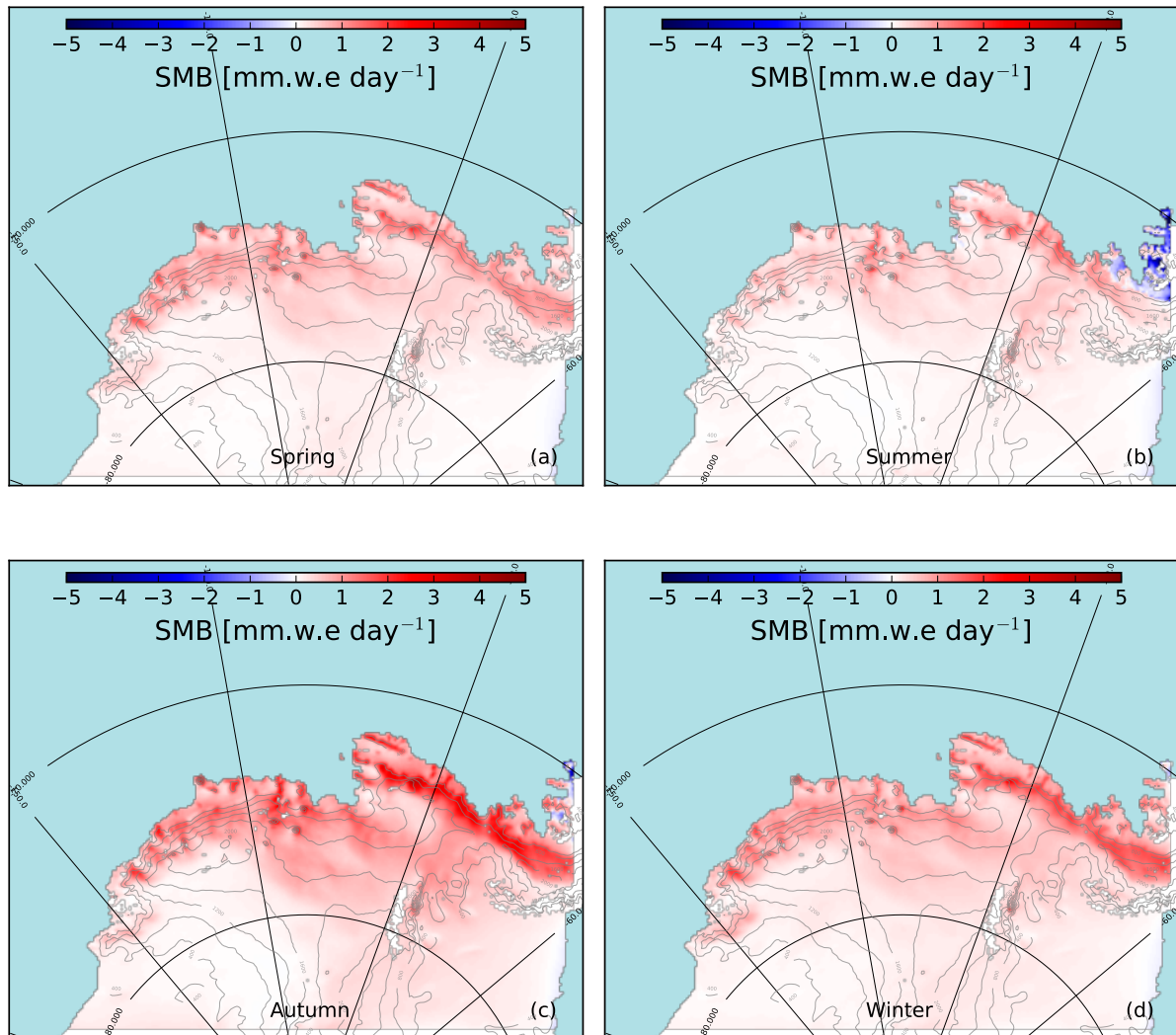


Figure 6 : Seasonal Surface Mass Balance anomalies (Future – Present) in spring (a), summer (b), fall (c), and winter (white halo around represents the sponge layer where data have been masked)

3.2 Surface Melting

We have seen that runoff does not significantly contribute to the simulated SMB increase to the end of the 21st century. Surface melting can nonetheless be important for potential ice shelf collapse, and we now investigate its future status and the associated processes, focusing on ice shelves. On average over the seven major ice shelves from Getz to Abbot, surface melt rates increase from ~ 45 mm.w.eq yr⁻¹ in the present to ~ 398 mm.w.eq yr⁻¹ at the end of the 21st

century, and the number of melt days increases from 2-3 days yr⁻¹ to 30-40 days yr⁻¹ over the ice shelves from Getz to Thwaites, from 10 to 44 days yr⁻¹ over Pine Island and from 8-11 days yr⁻¹ to 61-67 days yr⁻¹ over Cosgrove and Abbott (Tab. 2). Most of the increased meltwater production occurs in summer, but future melt rates also start to be significant in spring and fall (Fig. 9c,d).

As Trusel et al. (2015), we find that melt rates increase exponentially with surface air temperatures (Fig.10). To understand the origins of increased melt rates, we now look at the seasonal variations in energy fluxes between the snow surface and the atmosphere (Fig. 11). In the future, over the ice shelves, summer (DJF) net shortwave and longwave radiative fluxes are increased by 9.64 and 4.83 W m⁻² respectively, while sensible and latent heat fluxes are reduced by 6.37 and 2.64 W m⁻² respectively. The increased downward longwave flux is associated with the aforementioned increased tropospheric humidity in a warmer climate. The increased net solar radiation received by the snow surface cannot be explained by the cloud cover which increases in summer and fall in the future (Fig.12). It can instead be explained by the ice shelf albedo, decreasing from 0.81 in the present to 0.76 in the future (and not solar incident changes as changes are much lower than upward shortwave changes). This can be related to two properties of the simulated snowpack: (i) the fresh-snow density in MAR increases linearly with temperature (Agosta et al. 2019), which produces a lower albedo in the future simulation for all seasons (Fig. 12a); (ii) the larger production of meltwater in summer in the future simulation further decreases albedo, which is often referred to as the melt-albedo feedback because more melt induces more absorption of shortwave radiations. A more upward (less downward in Fig.12) sensible heat flux could explain a thicker boundary layer in a warmer climate (Fig.13). This may be explained by a surface temperature increase (+4.7°C) larger than the surface boundary layer temperature (+4.3°C at 2 m and +3.9°C at 50 m) increase in a warmer climate, which leads to an increase of the difference of temperature between the snow surface and the air above the surface. Future latent heat fluxes are larger than at present-day in summer, and may be related to the thicker boundary layer from an increase of the difference of specific humidity between the near-surface and the air above, with an anomaly of +0.46 g kg⁻¹ at 850 hPa compared +0.31 g kg⁻¹ at 700 hPa. Future latent heat fluxes increase is less pronounced in winter (Fig. 11), which can be explained by the strong non-linear dependence of saturation specific humidity on temperature (Clausius-Clapeyron relationship) and possibly decreased wind velocity in the future in winter (Fig.13). But instable or stable conditions need to be investigated for more precision on turbulent heat mechanisms.

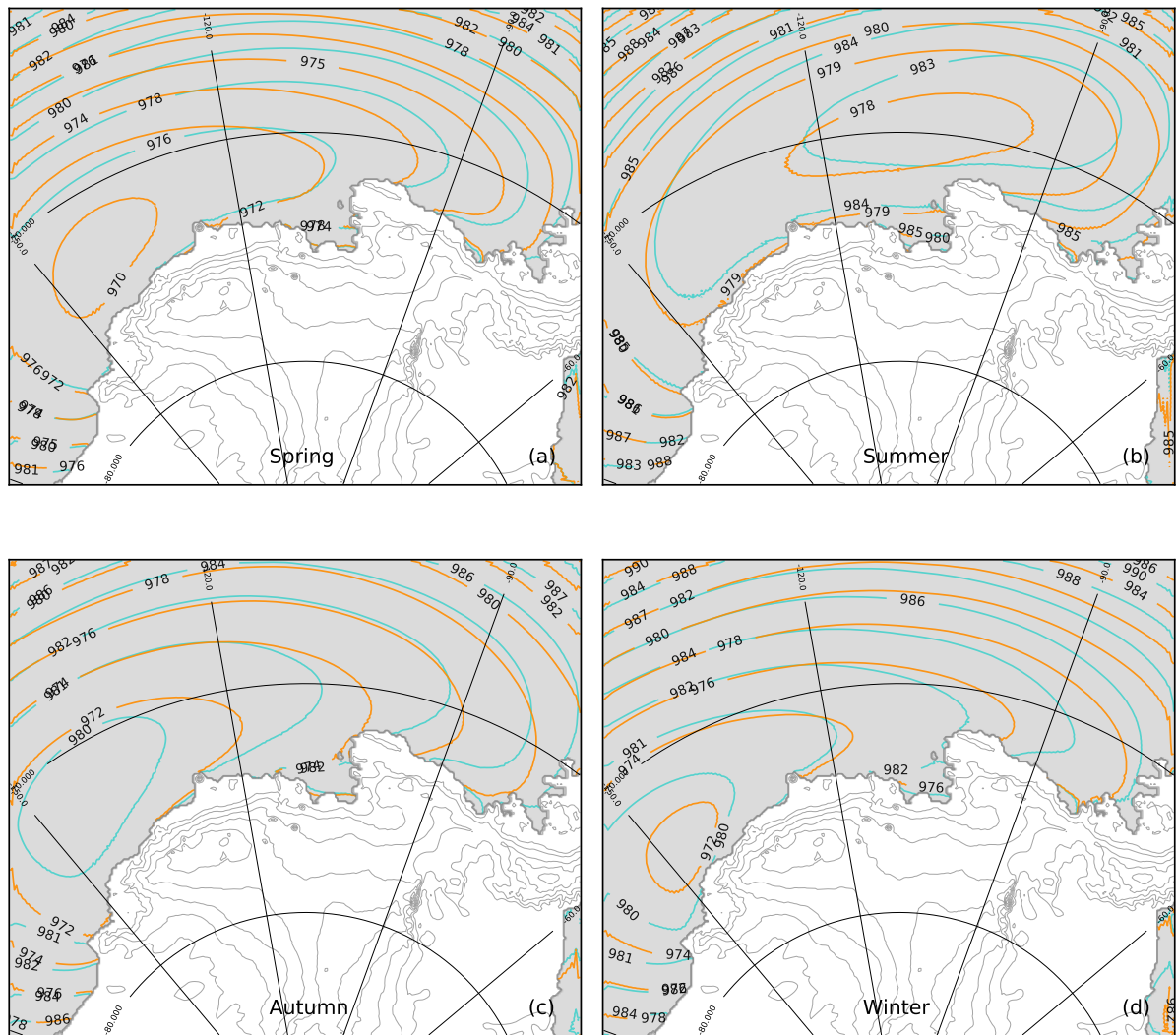


Figure 7 : Seasonal surface pressure simulated for the present state (blue) and for the future (orange), spring (a), summer (b), fall (c), and winter (d) over the ocean.

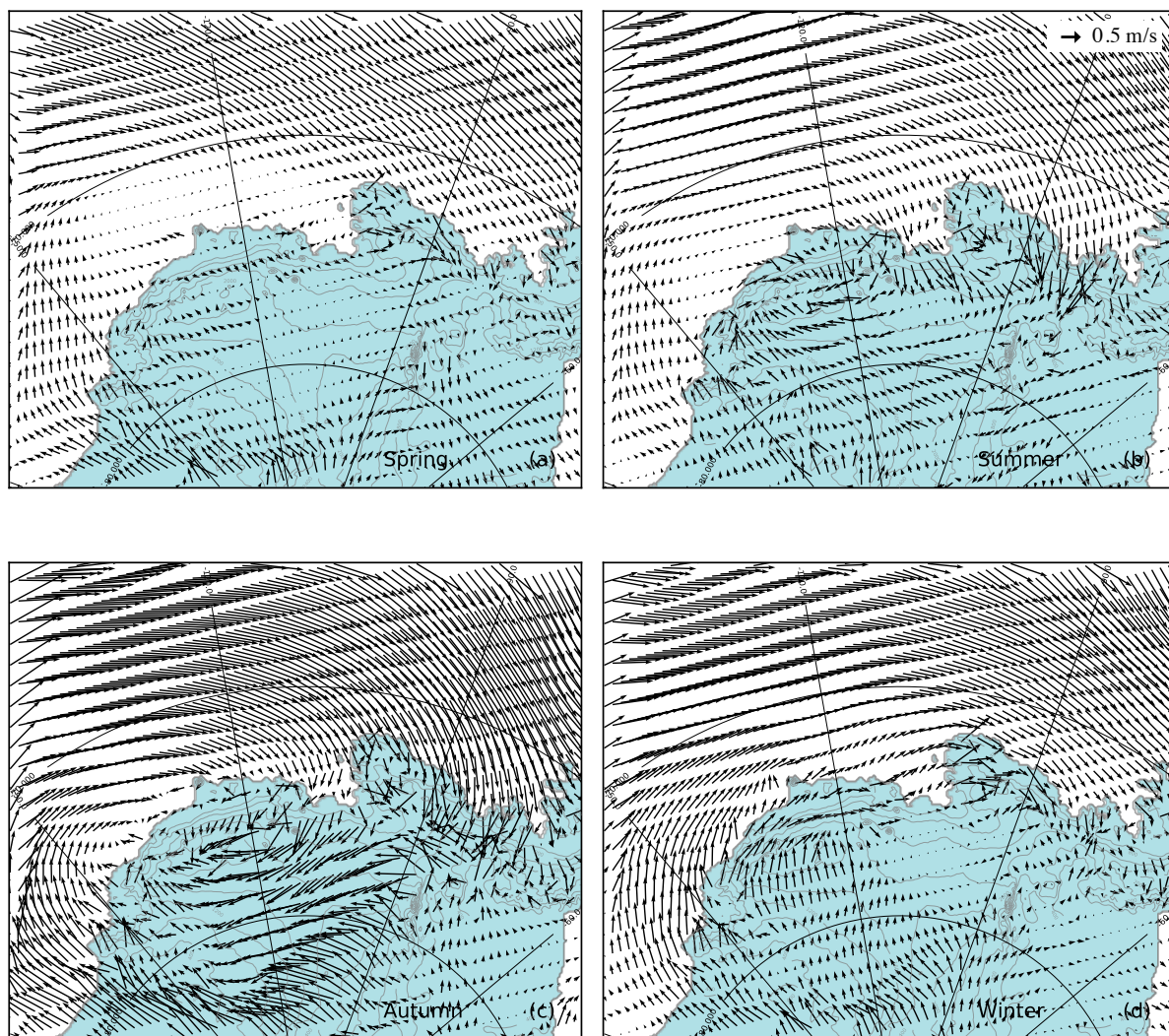


Figure 8 : Seasonal 10m wind (m s^{-1}) vector anomalies (Future – Present), spring (a), summer (b), fall (c) and winter (d).

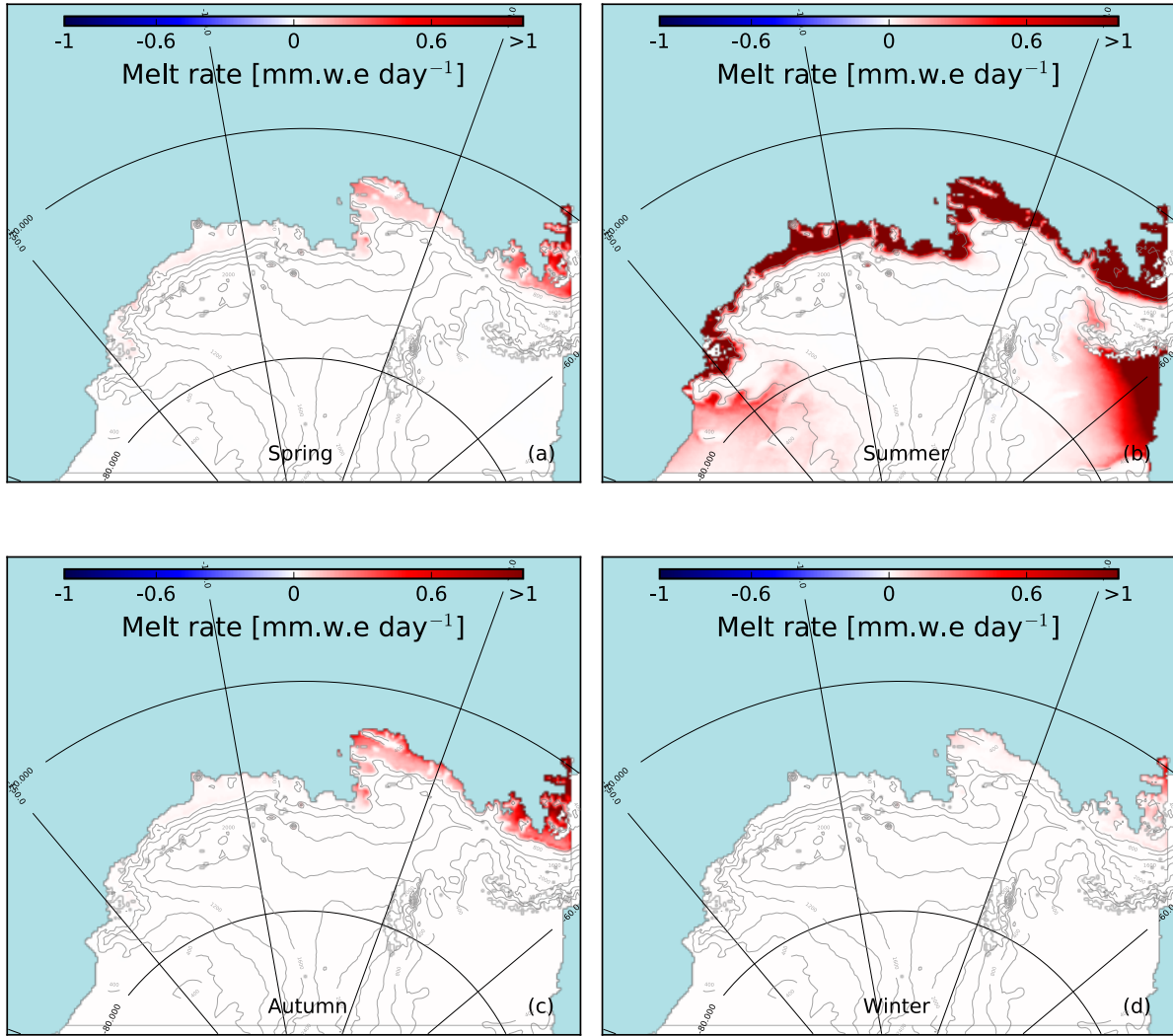


Figure 9 : Seasonal Surface Melt rate anomalies (Future – Present) in spring (a), summer (b), fall (c), and winter (d).

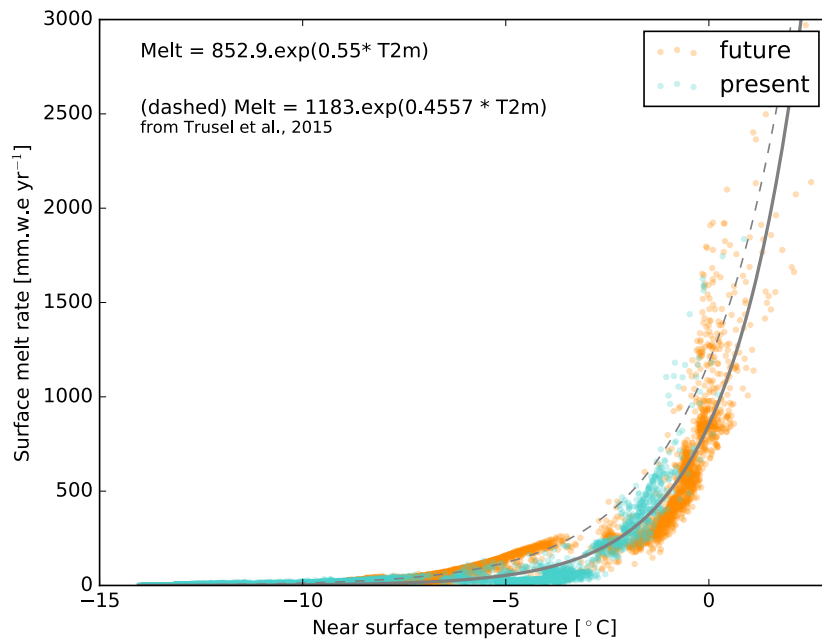


Figure 7 : Relationship between mean summer surface air temperature (T_{2m}) and surface melt rate over the seven ice shelves from Getz to Abbot. The solid line represents the corresponding exponential fit. The dashed line represents the exponential fit found by Trusel et al., (2015) for 48 Antarctic ice shelves.

Table 1 : SMB components in Gt yr⁻¹ for the drainage basins (only grounded ice-sheet). For each component, the first value (regular font) represents present-day, while the second value (bold font) represents the future.

SMB composant [Gt yr ⁻¹]	Abbot	Cosgrove	Pine Island	Thwaites	Crosson	Dotson	Getz
Surface Mass balance <i>(SMB=snowfall+rainfall-subli-runoff)</i>	35.90 50.29	7.18 10.13	81.23 112.02	96.50 129.71	20.63 28.30	16.93 22.82	79.72 104.01
Sublimation <i>(frost if negative)</i>	0.72 0.42	0.18 0.06	1.95 0.93	-0.27 -1.40	0.45 0.36	0.38 0.33	1.68 1.18
Snowfall	36.55 50.09	7.34 10.10	83.13 112.69	96.22 128.25	21.02 28.50	17.30 28.08	81.37 104.99
Rainfall	0.07 0.62	0.02 0.09	0.05 0.28	0.01 0.06	0.07 0.16	0.02 0.07	0.03 0.20
Runoff <i>(Runoff=rainfall+melt-refreezing)</i>	0 0	0 0	0 0.02	0 0	0 0	0 0	0 0

Table 2 : Surface melt rate, refreezing, rainfall, runoff and snowfall in mm.w.eq yr⁻¹ and number of raindays and melt days for individual ice shelves. For each component, the first value (regular font) represents present-day, while the second value (bold font) represents the future.

Composant only over ice shelf [mm.w.eq yr ⁻¹]	Abbot	Cosgrove	Pine Island	Thwaites	Crosson	Dotson	Getz
Surface melt	57.88 597.11	83.16 574.98	82.01 432.35	26.55 262.14	18.50 215.88	23.74 314.06	26.7 391.98
refreezing	63.40 660.73	86.62 574.86	87.52 448.15	29.31 284.22	21.42 232.7	25.96 330.54	28.91 407.88
rainfall	5.52 72.50	3.46 26.33	5.51 31.84	2.76 22.08	2.92 16.82	2.22 16.56	2.21 16.07
runoff	0.00 8.88	0.00 26.45	0.00 16.04	0.00 0.00	0.00 0.00	0.00 0.07	0.00 0.16
snowfall	795.84 957.20	296.89 381.25	422.68 539.26	811.52 1005.98	1051.49 1342.97	672.03 842.93	789.94 987.97
Numbers of raindays (Threshold 1mm.w.eq day ⁻¹)	1.0 13.5	0.7 5.6	1.1 5.8	0.5 3.9	0.4 3.0	0.3 2.8	0.4 3.0
Number of Meltdays (Threshold 3mm.w.eq day ⁻¹)	8.3 66.9	11.2 61.3	10.5 44.1	3.6 33.2	2.5 29.4	3.3 40.6	3.7 49.0

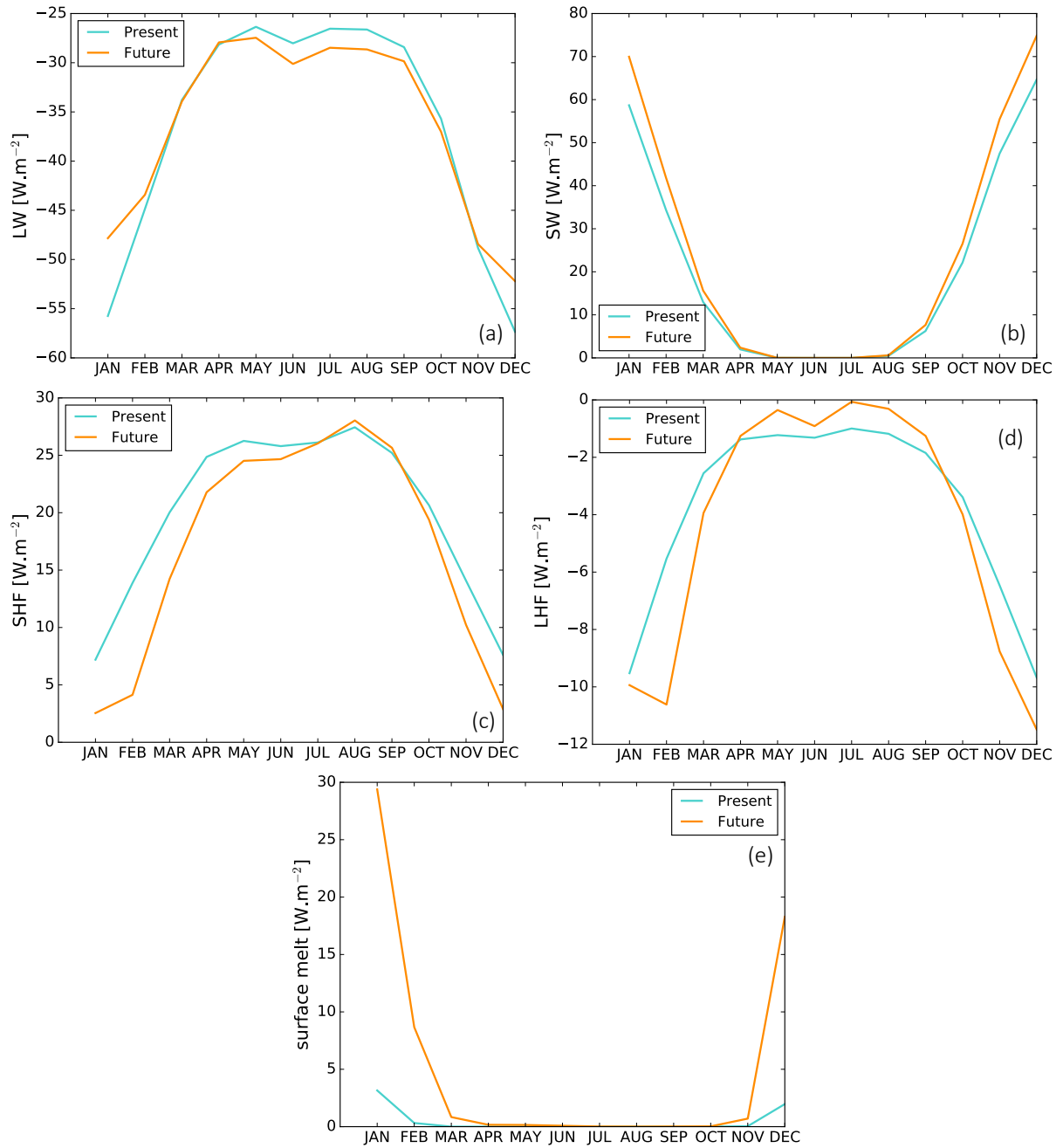


Figure 8 : Climatological components of the surface energy budget over the ice shelves: (a) net longwave radiative flux, (b) net shortwave radiative flux, (c) sensible heat flux, (d) latent heat flux, and energy consumed by surface melting (e). All fluxes are in $W m^{-2}$ and radiative and turbulent fluxes are positive downward. All variables are averaged only over the seven major ice shelves from Getz to Abbot (i.e where surface melt is mostly occurring).

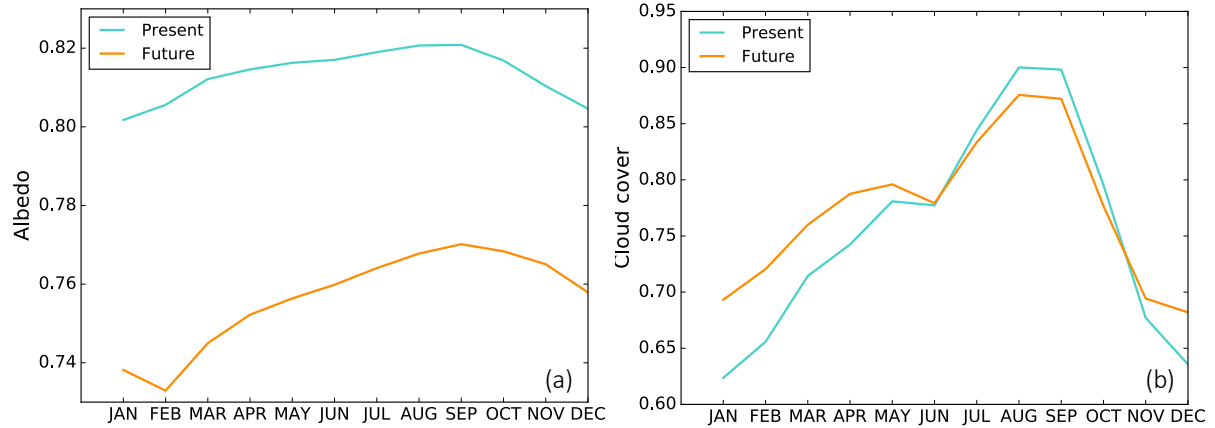


Figure 12 : (a) Albedo (no units between 0 and 1) and (b) Cloud cover (no units between 0 and 1) for the present simulation (blue) and the future simulation (orange) over the seven major ice shelves from Getz to Abbot.

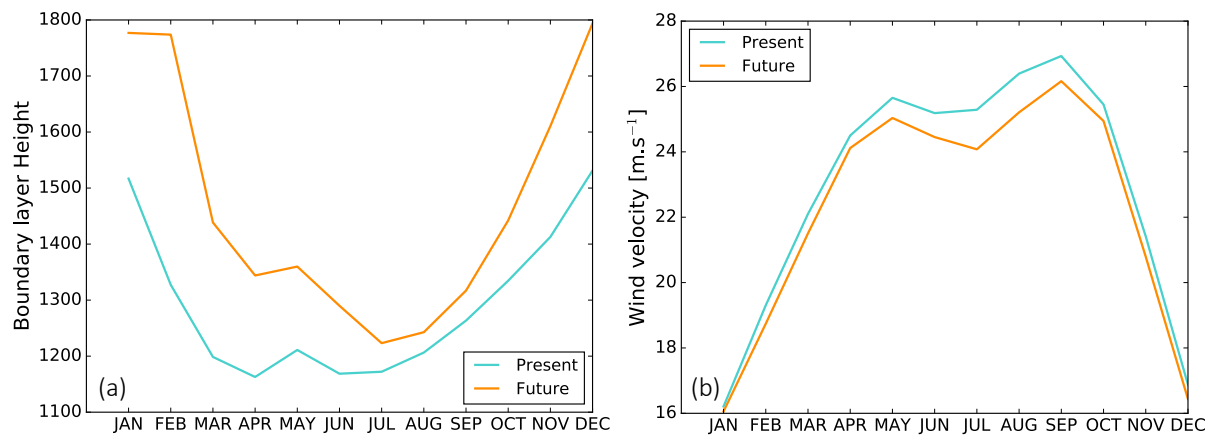


Figure 13 : (a) Boundary layer height (meter) (b) and wind velocity (m s⁻¹) for the present simulation (blue) and the future (orange) simulation, over the seven major ice shelves from Getz to Abbot.

4 Discussions

If greenhouse gas emissions were to follow the RCP8.5 pathway, the CMIP5 multi-model mean treated through our downscaling methodology indicates that SMB over the Getz-to-Abbot drainage basins (only grounded ice-sheet) would increase from 338 Gt yr⁻¹ over 1989-2009 to 457 Gt yr⁻¹ over 2080-2100. A mass gain of 119 Gt yr⁻¹ may compensate 0.33 mm yr⁻¹ of sea level rise, which would be enough to compensate the dynamical ice-sheet mass loss in the very hypothetical case where dynamical loss would remain at the value observed over 1992-2017 (i.e. 0.30±0.16 mm yr⁻¹ for the entire ice sheet and 0.26±0.07 mm yr⁻¹ for the West Antarctic ice sheet, Shepherd et al., 2018). In other words, if there were no ice-sheet dynamical instability, the ice fluxes through grounding lines would remain approximately constant, and the Antarctic ice sheet would gain mass at the end of the 21st century. This is of course very hypothetical,

because Thwaites and Pine Island are possibly already engaged in a marine ice sheet instability (Favier et al., 2014; Joughin et al., 2014), although the confidence on these aspects is quite low due to the poor knowledge of the ice/ocean interface in an evolving climate (Donat-Magnin et al. 2017, Asay-Davis et al. 2017).

It has also been suggested that increased surface melting may lead to the collapse of ice shelves in West Antarctica, which would possibly lead to an ice-sheet instability and large contributions to sea level rise (Deconto and Pollard, 2016). In our projections, future annual melt rates exceed the Larsen A & B threshold of 725 mm.w.eq yr⁻¹ (Trusel et al. 2015) over only 9% of the total ice shelf area spanning from Getz and Abbot, but this threshold is relevant only for Larsen ice shelves as it depend on snow precipitation and porosity, different from one region to another (Tab.3). Over Getz, Dotson, Crosson and Thwaites ice shelves, rainfall and meltwater almost entirely refreeze in the annual snow layer and threshold of water height needed to saturate snow layers (considering that the melt rate required to deplete all the air in the annual snow layer) and lead to hydrofracturing can be defined as $snowfall * [\rho_{water}/\rho_{snow}] * [1 - \rho_{snow}/\rho_{ice}]$, with the snowfall in water equivalent, a fresh snow density of 300 kg m⁻³ and ice density of 920 kg m⁻³. This indicates that meltwater ponding and complex surface hydrological flows are unlikely to develop over long periods of time. Over Pine Island, Cosgrove and Abbot, 1 to 5% of the sum of rainfall and meltwater does not refreeze and is considered as runoff in our simulations (Tab. 2). This means that locally, the projected firn can be saturated with water (i.e. air is fully depleted). However, at the scale of the entire ice shelf, the projected melt rates are still below what is needed to saturate the annual snowfall. For Cosgrove, which is the ice shelf receiving the smallest snowfall in the region (381.25 mm.w.e. yr⁻¹), 856 mm.w.e. yr⁻¹ of melt rate plus rainfall would be needed to saturate the annual snowfall (vs 601 mm.w.e.yr⁻¹ in our simulations). Tab.3 sums up surface melt need to enhance hydrofracturing and saturated firn for all Amundsen ice shelves. Based on our projection, we conclude that multi-year aquifers are unlikely to develop on the ice shelves of the Amundsen sector.

Of course, meltwater percolation in the snow pack is much more complex in a real snowpack than in MAR's SISVAT. For example, strong melt events followed by refreezing can create ice layers in the middle of the snowpack, which could trap subsequent meltwater, but this is not represented in MAR. Horizontal water transport within the snow pack may also lead to ponding or discharge (Bell et al., 2017), making the picture even more complex, but is also not represented in MAR. Nonetheless, given the relative importance of future snowfall versus future surface melt rates, it seems unlikely that increased melt rates lead to ice shelf hydrofracturing at the end of the 21st century, although the confidence on this result is low due

to missing processes in the snowpack and to the fact that it is based on a single downscaling method to estimate the future climate. This would also prevent the cliff failure mechanism because ice shelves must be removed beforehand (Pollard et al., 2015).

Table 3 : Water height needed to saturated snow layers and enhance hydrofracturing [mm.w.eq yr^{-1}] and surface melt simulated (same as Table 2) for all drainage basins of the Amundsen sector (i.e. equivalent to the threshold of 725 mm.w.eq yr^{-1} for Larsen Ice-shelves, Trusel et al. 2015)

	Abbot	Cosgrove	Pine Island	Thwaites	Crosson	Dotson	Getz
Water height needed to saturate	2150	856	1211	2260	3017	1893	2219
Surface melt simulated	597.11	574.98	432.35	262.14	215.88	314.06	391.98

5 Conclusions

Here we provide projected SMB and surface melt rates for the end of the 21st century with a regional climate model forced by 3-dimensional climate-change anomaly from the CMIP5 multi-model mean added to the 6-hourly ERA-interim variables. A large increase for SMB and for surface melt is projected over the Amundsen sector and especially over coastal regions. Under the RCP8.5 scenario, SMB increases by 30 to 40% over all the drainage basins. This is stronger than projected SMB increase of 13 to 25 % found by previous modelling studies at the scale of Antarctica and under high-emission scenarios, with similar relative increase in the peripheral low-elevation region (Agosta et al., 2013; Ligtenberg et al., 2013; Lenaerts et al., 2016a; Palerme et al., 2017). Our regional focus is unlikely to explain the difference because none of the aforementioned studies reported particularly strong SMB increase in the Amundsen sector. It is nonetheless difficult to compare our results to previous projections because most of them were based on a single or few global models, while the spread in projected snowfall across these models is quite large (Palerme et al. 2017). The SMB evolution is mainly controlled by snowfall increase which represents ~95% of the SMB compared to runoff and sublimation that stay relatively low in the future. The Clausius-Clapeyron relation and sea ice concentration changes control the SMB changes. The SMB shows a sensitivity to the air temperature of $+8.3\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, which is close to the 5-7% $^\circ\text{C}^{-1}$ reported in the literature. Changes in coastal sea ice

concentration can explain the seasonality of SMB changes, with more available humidity in the lower troposphere as sea ice concentration decreases, especially in the fall season where a decrease of 29% of sea ice concentration is projected near the ice sheet margin.

Surface melt is expected to increase by a factor of 5 to 15 over the Amundsen Sea Embayment ice shelves. This result is close to results of Trusel et al., (2015) for Abbot, with surface melt slightly lower of ~8% in our simulation, but for Pine Island and Getz we provide higher surface melt of ~116% and ~42% respectively. In mean over West Antarctic ice shelves, we provide surface melt of ~20% lower than Trusel et al., (2015)'s simulations. Differences can be explain by the forcing and global models used (i.e direct downscaling of CMIP5 models in Trusel et al., 2015). The large increase of surface melt rates can be explained by stronger longwave downward radiation due to increased humidity, and by a weaker albedo of fresh snow in a warmer climate (Agosta et al., 2019), reinforced by a melt-albedo feedback that leads to more absorption of shortwave radiations. Other types of melt-albedo feedback have been described for the Droning Maud Land region, involving katabatic adiabatic warming and erosion of fresh snow (Lenaerts et al., 2016b). A cooling effect of turbulent fluxes, possibly related to the thicker boundary layer and slight decreased wind velocity, partly compensate warming by radiative fluxes.

While 9% of the surface melt area in the future exhibit a surface melt higher than surface melt rate observed over Larsen's ice shelves before their collapse, most of the surface melt is projected to refreeze in our future simulations. This would prevent surface hydrological flows, melt water ponding and ice-shelf collapse from hydrofracturing mechanism. However, some meltwater percolation processes in the snow pack can be missed by the MAR's SISVAT snowpack, and our projection method is only one among several possible ones, so these results need to be considered with caution.

6 Perspectives

A complete evaluation of the method that we have used to produce future projections will be necessary. To evaluate our method (that can be called the "anomaly method"), it is possible to use a "perfect model" approach. It consists of assuming that one GCM (maybe the best GCM for the region) is a perfect representation of the world, so that we know both the present and the "true" future. The verification is done by comparing results from the direct downscaling in

the future with the results from the anomaly method where the anomaly represents the climate future minus present of this chosen GCM. Similar evaluation was undertaken by Yoshikane et al. (2012) in another region. The results were positive, but they were partly domain-dependent and the anomaly method needs to be evaluated specifically for the Antarctica climate. Over the Greenland ice-sheet, a previous study showed that adding a mean climate warming (e.g. +1,+1.5 or +2°C directly to ERA-Interim) was almost equivalent to downscaling a GCM producing the same warming (Delhasse et al., 2018), which is another argument in favor of the anomaly method.

Other methods exist to bias-correct GCMs. One method consists of bias-correcting sea surface temperature and sea ice concentration (Beaumont et al., 2019) and using an empirical nudging methods to correct three-dimensional atmospheric variables (Guldberg et al., 2005; Kharin and Scinocca, 2012; Krinner et al., 2019). The corrected general circulation can then be used for downscaling in regional atmospheric models to simulate the bias-corrected future surface climate. Another method, called “emergent constraints”, could also be used to provide corrected projections. It is based on statistical relationship between an observable feature and a simulated variable anomaly (Allen and Ingram, 2002; Hall and Qu, 2006; Williamson et al., 2018). To our knowledge, this method has not been used in the Southern Ocean and Antarctic region. All these projection methods should be used to get a better sense of the robustness of the projected SMB and melt rates.

References

- Agosta, C., Favier, V., Krinner, G., Gallée, H., Fettweis, X. and Genthon, C.: High-resolution modelling of the Antarctic surface mass balance, application for the twentieth, twenty first and twenty second centuries, *Climate dynamics*, 41(11–12), 3247–3260, 2013.
- Agosta, C., Amory, C., Kittel, C., Orsi, A., Favier, V., Gallée, H., van den Broeke, M. R., Lenaerts, J. T. M., van Wessem, J. M., van de Berg, W. J. and Fettweis, X.: Estimation of the Antarctic surface mass balance using the regional climate model MAR (1979–2015) and identification of dominant processes, *The Cryosphere*, 13(1), 281–296, doi:10.5194/tc-13-281-2019, 2019.
- Allen, M. R. and Ingram, W. J.: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle, *Nature*, 419(6903), 228–232, doi:10.1038/nature01092, 2002.
- Bamber, J. L., Westaway, R. M., Marzeion, B. and Wouters, B.: The land ice contribution to sea level during the satellite era, *Environmental Research Letters*, 13(6), 063008, 2018.
- Beaumet, J., Krinner, G., Déqué, M., Haarsma, R. and Li, L.: Assessing bias corrections of oceanic surface conditions for atmospheric models, *Geoscientific Model Development*, 12(1), 321–342, doi:10.5194/gmd-12-321-2019, 2019.
- Bell, R. E., Chu, W., Kingslake, J., Das, I., Tedesco, M., Tinto, K. J., Zappa, C. J., Frezzotti, M., Boghosian, A. and Lee, W. S.: Antarctic ice shelf potentially stabilized by export of meltwater in surface river, *Nature*, 544, 344, 2017.
- Bracegirdle, T. J.: Climatology and recent increase of westerly winds over the Amundsen Sea derived from six reanalyses, *International Journal of Climatology*, 33, 843–851, 2013.
- Bracegirdle, T. J., Connolley, W. M. and Turner, J.: Antarctic climate change over the twenty first century, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 113, doi:https://doi.org/10.1029/2007jd008933, 2008.
- van den Broeke, M.: Strong surface melting preceded collapse of Antarctic Peninsula ice shelf: Melting on Antarctic ice shelves, *Geophysical Research Letters*, 32(12), doi:10.1029/2005GL023247, 2005.
- Bromwich, D. H., Nicolas, J. P. and Monaghan, A. J.: An Assessment of Precipitation Changes over Antarctica and the Southern Ocean since 1989 in Contemporary Global Reanalyses, *Journal of Climate*, 24, 4189–4209, 2011.
- Clapeyron, É.: Mémoire sur la puissance motrice de la chaleur, *Journal de l'École polytechnique*, 14, 153–190, 1834.
- Clausius, R.: Über die bewegende Kraft der Wärme und die Gesetze, welche sich daraus für die Wärmelehre selbst ableiten lassen, *Annalen der Physik*, 155(3), 368–397, 1850.
- Dalaiden, Q., Goosse, H., Klein, F., Lenaerts, J. T. M., Holloway, M., Sime, L. and Thomas, E. R.: Surface Mass Balance of the Antarctic Ice Sheet and its link with surface temperature change in model simulations and reconstructions, *The Cryosphere Discussions*, 2019, 1–29, doi:10.5194/tc-2019-111, 2019.
- Datta, R. T., Tedesco, M., Fettweis, X., Agosta, C., Lhermitte, S., Lenaerts, J. and Wever, N.: The Effect of Foehn-Induced Surface Melt on Firm Evolution Over the Northeast Antarctic Peninsula, *Geophysical Research Letters*, 46, doi:10.1029/2018GL080845, 2019.
- Davies, B. J., Gолledge, N. R., Glasser, N. F., Carrivick, J. L., Ligtenberg, S. R. M., Barrand, N. E., van den Broeke, M. R., Hambrey, M. J. and Smellie, J. L.: Modelled glacier response to centennial temperature and precipitation trends on the Antarctic Peninsula, *Nature Climate Change*, 4, 993, 2014.
- De Ridder, K. and Gallée, H.: Land surface-induced regional climate change in southern Israel, *Journal of applied meteorology*, 37(11), 1470–1485, doi:https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<1470:lsirec>2.0.co;2, 1998.
- Deconto, R. M. and Pollard, D.: Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise, *Nature*, 531, 591–597, doi:10.1038/nature17145, 2016.
- Delhasse, A., Fettweis, X., Kittel, C., Amory, C. and Agosta, C.: Brief communication: Impact of the recent atmospheric circulation change in summer on the future surface mass balance of the Greenland Ice Sheet, *The Cryosphere*, 12(11), 3409–3418, doi:10.5194/tc-12-3409-2018, 2018.
- Donat-Magnin, M., Jourdain, N. C., Gallée, H., Amory, C., Kittel, C., Fettweis, X., Wille, J. D., Favier, V., Drira, A. and Agosta, C.: Interannual Variability of Summer Surface Mass Balance and Surface Melting in the Amundsen Sector, West Antarctica, *The Cryosphere Discussions*, 2019, 1–35, doi:10.5194/tc-2019-109, 2019.
- Dutheil, C., Bador, M., Lengaigne, M., Lefèvre, J., Jourdain, N. C., Vialard, J., Jullien, S., Peltier, A. and Menkes, C.: Impact of surface temperature biases on climate change projections of the South Pacific Convergence Zone, *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-019-04692-6, 2019.
- Favier, L., Durand, G., Cornford, S., Gudmundsson, G., Gagliardini, O., Gillet-Chaulet, F., Zwinger, T., Payne, A. and Le Brocq, A.: Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability, *Nature Climate Change*, 4(2), 117–121, 2014.
- Favier, V., Krinner, G., Amory, C., Gallée, H., Beaumet, J. and Agosta, C.: Antarctica-Regional Climate and Surface Mass Budget, *Current Climate Change Reports*, 3(4), 303–315, 2017.
- Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R. C. A., Holmlund, P., Holt, J. W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E. C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K. A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Mouginot, J., Nitsche, F. O., Nogi, Y., Nost, O. A., Popov, S. V., Rignot, E., Rippin, D. M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M. J., Smith, A. M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B. K., Welch, B. C., Wilson, D., Young, D. A., Xiangbin, C. and Zirizzotti, A.: Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *The Cryosphere*, 7(1), 375–393, doi:10.5194/tc-7-375-2013, 2013.
- Frieler, K., Clark, P. U., He, F., Buizert, C., Reese, R., Ligtenberg, S. R., Van Den Broeke, M. R., Winkelmann, R. and Levermann, A.: Consistent evidence of increasing Antarctic accumulation with warming, *Nature Climate Change*, 5(4), 348, 2015.
- Gallée, H. and Schayes, G.: Development of a three-dimensional meso- γ primitive equation model: katabatic winds simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica, *Monthly Weather Review*, 122(4), 671–685, doi:https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0671:doatdm>2.0.co;2, 1994.
- Genthon, C., Krinner, G. and Castebrunet, H.: Antarctic precipitation and climate-change predictions: Horizontal resolution and margin vs plateau issues, *Annals of Glaciology*, 50, 55–60, doi:10.3189/172756409787769681, 2009.
- Guldberg, A., KAAS, E., DEQUE, M., YANG, S. and THORSEN, S. V.: Reduction of systematic errors by empirical

- model correction: impact on seasonal prediction skill, *Tellus A*, 57(4), 575–588, doi:10.1111/j.1600-0870.2005.00120.x, 2005.
- Hall, A. and Qu, X.: Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change, *Geophysical Research Letters*, 33(3), doi:10.1029/2005gl025127, 2006.
- Herger, N., Abramowitz, G., Knutti, R., Angéil, O., Lehmann, K. and Sanderson, B. M.: Selecting a climate model subset to optimise key ensemble properties, *Earth System Dynamics*, 9(1), 135–151, 2018.
- Huai, B., Wang, Y., Ding, M., Zhang, J. and Dong, X.: An assessment of recent global atmospheric reanalyses for Antarctic near surface air temperature, *Atmospheric Research*, 226, 181–191, doi:10.1016/j.atmosres.2019.04.029, 2019.
- Jacobs, S., Jenkins, A., Hellmer, H., Giulivi, C., Nitsche, F., Huber, B. and Guerrero, R.: The Amundsen Sea and the Antarctic ice sheet, *Oceanography*, 25(3), 154–163, 2012.
- Jenkins, A., Dutrieux, P., Jacobs, S., Steig, E. J., Gudmundsson, G. H., Smith, J. and Heywood, K. J.: Decadal Ocean Forcing and Antarctic Ice Sheet Response: Lessons from the Amundsen Sea, *Oceanography*, 29(4), 106–117, 2016.
- Jenkins, A., Shoosmith, D., Dutrieux, P., Jacobs, S., Kim, T. W., Lee, S. H., Ha, H. K. and Stammerjohn, S.: West Antarctic Ice Sheet retreat in the Amundsen Sea driven by decadal oceanic variability, *Nature Geoscience*, 11, 733–738, 2018.
- Joughin, I., Smith, B. E. and Medley, B.: Marine ice sheet collapse potentially under way for the Thwaites Glacier Basin, West Antarctica, *Science*, 344(6185), 735–738, 2014.
- Kerkhoff, C., Künsch, H. R. and Schär, C.: Assessment of Bias Assumptions for Climate Models, *Journal of Climate*, 27(17), 6799–6818, doi:10.1175/jcli-d-13-00716.1, 2014.
- Kharin, V. V. and Scinocca, J. F.: The impact of model fidelity on seasonal predictive skill, *Geophysical Research Letters*, 39(18), doi:10.1029/2012gl052815, 2012.
- Knutson, T. R., Sirutis, J. J., Garner, S. T., Vecchi, G. A. and Held, I. M.: Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions, *Nature Geoscience*, 1, 359, 2008.
- Knutti, R., Furrer, R., Tebaldi, C., Cermak, J. and Meehl, G. A.: Challenges in combining projections from multiple climate models, *Journal of Climate*, 23(10), 2739–2758, 2010.
- Knutti, R., Sedláček, J., Sanderson, B. M., Lorenz, R., Fischer, E. M. and Eyring, V.: A climate model projection weighting scheme accounting for performance and interdependence, *Geophysical Research Letters*, 44(4), 1909–1918, 2017.
- Krinner, G. and Flanner, M. G.: Striking stationarity of large-scale climate model bias patterns under strong climate change, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(38), 9462–9466, doi:10.1073/pnas.1807912115, 2018.
- Krinner, G., Magand, O., Simmonds, I., Genthon, C. and Dufresne, J.-L.: Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries, *Climate Dynamics*, 28(2–3), 215–230, doi:10.1007/s00382-006-0177-x, 2006.
- Krinner, G., Guicherd, B., Ox, K., Genthon, C. and Magand, O.: Influence of Oceanic Boundary Conditions in Simulations of Antarctic Climate and Surface Mass Balance Change during the Coming Century, *Journal of Climate*, 21(5), 938–962, doi:10.1175/2007jcli1690.1, 2008.
- Krinner, G., Beaumet, J., Favier, V., Déqué, M. and Brutel-Vuilmet, C.: Empirical Run-Time Bias Correction for Antarctic Regional Climate Projections With a Stretched-Grid AGCM, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(1), 64–82, doi:10.1029/2018MS001438, 2019.
- Lang, C., Fettweis, X. and Ericum, M.: Future projections of the climate and surface mass balance of Svalbard with the regional climate model MAR, *Cryosphere Discussions*, 9(1), doi:https://doi.org/10.5194/tcd-9-115-2015, 2015.
- Lenaerts, J. T., Vizcaino, M., Fyke, J., Van Kampenhout, L. and van den Broeke, M. R.: Present-day and future Antarctic ice sheet climate and surface mass balance in the Community Earth System Model, *Climate Dynamics*, 47(5–6), 1367–1381, 2016a.
- Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R., van de Berg, W. J., van Meijgaard, E. and Kuipers Munneke, P.: A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling, *Geophysical Research Letters*, 39(4), doi:10.1029/2011GL050713, 2012.
- Lenaerts, J. T. M., Lhermitte, S., Drews, R., Ligtenberg, S. R. M., Berger, S., Helm, V., Smeets, C. J. P. P., Broeke, M. R. van den, van de Berg, W. J., van Meijgaard, E., Eijkelboom, M., Eisen, O. and Pattyn, F.: Meltwater produced by wind–albedo interaction stored in an East Antarctic ice shelf, *Nature Climate Change*, 7, 58, 2016b.
- Ligtenberg, S., Van de Berg, W., Van den Broeke, M., Rae, J. and Van Meijgaard, E.: Future surface mass balance of the Antarctic ice sheet and its influence on sea level change, simulated by a regional atmospheric climate model, *Climate dynamics*, 41(3–4), 867–884, 2013.
- Medley, B. and Thomas, E.: Increased snowfall over the Antarctic Ice Sheet mitigated twentieth-century sea-level rise, *Nature Climate Change*, 9(1), 34, doi:https://doi.org/10.1038/s41558-018-0356-x, 2019.
- Mouginot, J., Scheuchl, B. and Rignot, E.: MEaSUREs Antarctic Boundaries for IPY 2007–2009 from Satellite Radar, Version 2 (NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, 2017), 2017.
- Nicolas, J. P., Vogelmann, A. M., Scott, R. C., Wilson, A. B., Cadetdu, M. P., Bromwich, D. H., Verlinde, J., Lubin, D., Russell, L. M., Jenkinson, C. and others: January 2016 extensive summer melt in West Antarctica favoured by strong El Niño, *Nature communications*, 8, ncomms15799, 2017.
- Palermo, C., Genthon, C., Claud, C., Kay, J. E., Wood, N. B. and L’Ecuyer, T.: Evaluation of current and projected Antarctic precipitation in CMIP5 models, *Climate Dynamics*, 48, 225–239, 2017.
- Perlwitz, J., Pawson, S., Fogt, R. L., Nielsen, J. E. and Neff, W. D.: Impact of stratospheric ozone hole recovery on Antarctic climate, *Geophysical Research Letters*, 35(8), 2008.
- Pollard, D., DeConto, R. M. and Alley, R. B.: Potential Antarctic Ice Sheet retreat driven by hydrofracturing and ice cliff failure, *Earth and Planetary Science Letters*, 412, 112–121, doi:10.1016/j.epsl.2014.12.035, 2015.
- Pritchard, H., Ligtenberg, S., Fricker, H., Vaughan, D., Van den Broeke, M. and Padman, L.: Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves, *Nature*, 484(7395), 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(4), 1095–1103, 2019.
- Scambos, T., Fricker, H. A., Liu, C.-C., Bohlander, J., Fastook, J., Sargent, A., Massom, R. and Wu, A.-M.: Ice shelf disintegration by plate bending and hydro-fracture: Satellite observations and model results of the 2008 Wilkins ice shelf break-ups, *Earth and*

- Planetary Science Letters, 280, 51–60, doi:10.1016/j.epsl.2008.12.027, 2009.
- Seidel, D. J., Gillett, N. P., Lanzante, J. R., Shine, K. P. and Thorne, P. W.: Stratospheric temperature trends: Our evolving understanding, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(4), 592–616, 2011.
- Seroussi, H., Nakayama, Y., Larour, E., Menemenlis, D., Morlighem, M., Rignot, E. and Khazendar, A.: Continued retreat of Thwaites Glacier, West Antarctica, controlled by bed topography and ocean circulation, *Geophysical Research Letters*, n/a–n/a, doi:10.1002/2017GL072910, 2017.
- Shepherd, A., Ivins, E., Rignot, E., Smith, B., van den Broeke, M., Velicogna, I., Whitehouse, P., Briggs, K., Joughin, I., Krinner, G. and others: Mass balance of the Antarctic ice sheet from 1992 to 2017., *Nature*, 2018.
- Swart, N. and Fyfe, J.: Observed and simulated changes in the Southern Hemisphere surface westerly wind-stress, *Geophysical Research Letters*, 39(16), 2012.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J. and Meehl, G. A.: An overview of CMIP5 and the experiment design, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485, 2012.
- Thoma, M., Jenkins, A., Holland, D. and Jacobs, S.: Modelling circumpolar deep water intrusions on the Amundsen Sea continental shelf, *Antarctica, Geophysical Research Letters*, 35(18), 2008.
- Trusel, L. D., Frey, K. E., Das, S. B., Karnauskas, K. B., Munneke, P. K., Van Meijgaard, E. and Van Den Broeke, M. R.: Divergent trajectories of Antarctic surface melt under two twenty-first-century climate scenarios, *Nature Geoscience*, 8(12), 927, 2015.
- Turner, J., Orr, A., Gudmundsson, G. H., Jenkins, A., Bingham, R. G., Hillenbrand, C.-D. and Bracegirdle, T. J.: Atmosphere-Ocean-Ice Interactions in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, *Reviews of Geophysics*, 2017.
- Turner, J., Orr, A., Gudmundsson, G. H., Jenkins, A., Bingham, R. G., Hillenbrand, C.-D. and Bracegirdle, T. J.: Atmosphere-Ocean-Ice Interactions in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, *Reviews of Geophysics*, 2017b.
- Vaughan, D. G., Marshall, G. J., Connolley, W. M., Parkinson, C., Mulvaney, R., Hodgson, D. A., King, J. C., Pudsey, C. J. and Turner, J.: Recent Rapid Regional Climate Warming on the Antarctic Peninsula, *Climatic Change*, 60(3), 243–274, doi:10.1023/A:1026021217991, 2003.
- Walsh, K.: Fine resolution simulations of the effect of climate change on tropical cyclones in the South Pacific, *Climate Dynamics*, 45, 2619–2631, 2015.
- van Wessem, J. M., van de Berg, W. J., Noël, B. P. Y., van Meijgaard, E., Amory, C., Birnbaum, G., Jakobs, C. L., Krüger, K., Lenaerts, J. T. M., Lhermitte, S., Ligtenberg, S. R. M., Medley, B., Reijmer, C. H., van Tricht, K., Trusel, L. D., van Ulf, L. H., Wouters, B., Wuite, J. and van den Broeke, M. R.: Modelling the climate and surface mass balance of polar ice sheets using RACMO2 – Part 2: Antarctica (1979–2016), *The Cryosphere*, 12(4), 1479–1498, doi:10.5194/tc-12-1479-2018, 2018.
- Williamson, M. S., Cox, P. M. and Nijssen, F. J. M. M.: Theoretical foundations of emergent constraints: relationships between climate sensitivity and global temperature variability in conceptual models, *Dynamics and Statistics of the Climate System*, 3(1), doi:10.1093/climsys/dzy006, 2018.

Chapitre 5 : Conclusions et Perspectives

1 Synthèse des principaux résultats

Les principaux changements observés en Antarctique ces dernières décennies se concentrent sur la Péninsule et le secteur d'Amundsen. Les récents progrès satellitaires ont permis, à partir des années 1990, de quantifier la perte de masse de la calotte Antarctique, principalement localisée dans le secteur d'Amundsen. Cette perte provient essentiellement d'une accélération et d'un amincissement des glaciers côtiers tels que Thwaites et Pine Island provenant de la fonte océanique. Le socle rocheux étant principalement rétrograde, plusieurs glaciers du secteur d'Amundsen semblent être entrés dans une instabilité dite "de calotte marine" (MISI) (Favier et al., 2014; Joughin et al., 2014) et pourraient ainsi augmenter la contribution de l'Antarctique de l'Ouest au niveau des mers de façon irréversible. Cependant, il reste difficile d'affirmer avec certitude qu'une instabilité est en cours, ou d'établir des projections de dynamique glaciaire, ce qui entrave notre capacité à prévoir avec précision l'élévation future du niveau des mers (Shepherd and Nowicki, 2017, IPCC AR6 in review). L'un des principaux verrous est l'absence de représentation des interactions entre l'océan et les calottes dans les outils de modélisation du système climatique. En effet, les modèles de climat globaux ne représentent pas les plateformes de glace ni la partie d'océan sur lequel elles flottent. Et en parallèle, les projections de dynamique glaciaire utilisent une fonte imposée (e.g. Favier et al., 2014; Joughin et al., 2014), ou dans les meilleurs des cas, paramétrisée à partir de simulations climatiques existantes (Cornford et al., 2015; Deconto and Pollard, 2016). On peut donc se demander : Quelle est la qualité des projections océaniques simulées par les modèles de climat globaux (comme ceux participant à l'intercomparaison CMIP) autour de la calotte Antarctique? Quelle est l'importance de la circulation induite par la fonte sous les plateformes dans la réponse de l'océan côtier à un changement climatique ? Et notamment, est-ce qu'un recul de la ligne d'échouage, d'ores et déjà observé dans le secteur d'Amundsen, peut modifier la circulation proche des côtes ?

La fonte océanique a donc fait l'objet de la première partie de ma thèse (chapitre 2). A l'aide de simulations océaniques ne représentant pas les interactions avec les plateformes, Spence et al., (2014) avaient montré que l'amplification et le décalage vers le Sud des vents d'Ouest sur

l'océan Austral dans un climat plus chaud pouvait réchauffer l'océan de sub-surface autour de la calotte (de 0.5 °C en Mer d'Amundsen), suggérant une augmentation de la fonte des calottes via ce mécanisme. Nous avons tout d'abord revisité cette étude en représentant les interactions entre l'océan et les plateformes dans la Mer d'Amundsen, à l'aide du modèle NEMO et d'une configuration régionale du secteur d'Amundsen (Jourdain et al., 2017). Notre étude montre que le réchauffement prédit par Spence et al., (2014) au voisinage des plateformes n'apparaît pas lorsque les interactions entre l'océan et la glace sont modélisées. Ceci est lié à la circulation induite par la fonte à l'interface glace/océan, qui permet la mise en place d'une circulation à l'intérieur mais aussi à l'extérieur de la cavité, ce qui modifie les échanges avec l'océan au large du plateau continental. Ainsi, utiliser des modèles de climat ne représentant pas les cavités donne une indication faussée du réchauffement de l'océan autour de la calotte. Ce résultat montre l'importance de représenter la circulation océanique sous les plateformes dans les modèles de climat, ou au moins de paramétrer cet effet.

Pour autant, ce résultat ne dit rien sur les rétroactions entre l'océan et la dynamique glaciaire. Pour étudier cet aspect, nous avons analysé un cas extrême de retrait de lignes d'échouages et de formes de cavités obtenus précédemment pour un climat plus chaud, et nous avons imposé cette évolution dans nos simulations océaniques régionales. Nous avons observé la mise en place d'une rétroaction positive entre le retrait de la cavité et la fonte, qui peut être multipliée par un facteur allant jusqu'à 2.5 sous Thwaites et Pine Island dans les siècles à venir. En effet, le recul des glaciers expose davantage de glace aux eaux relativement chaudes en profondeur, et ce surplus de fonte renforce la circulation dans la cavité, ce qui renforce les échanges turbulents à l'interface océan/glace et donc la fonte. Nos résultats montrent l'importance de mettre en place un couplage glace/océan avec une fonte calculée en fonction de la vitesse de la circulation sous la cavité pour établir des projections plus justes.

La fonte océanique n'est pas la seule variable présentant des difficultés pour obtenir des projections robustes de contribution de l'Antarctique au niveau des mers. En effet, le bilan de masse de surface (SMB), qui fait l'objet de la seconde partie de ma thèse, présente encore des incertitudes élevées (Palerme et al., 2017; Shepherd and Nowicki, 2017; Medley and Thomas, 2019). Les modèles de climat globaux, tels que ceux participant à CMIP, ont généralement une représentation assez simple des processus polaires entrant en jeu dans le SMB, et présentent généralement des biais assez importants (Palerme et al., 2017). Pour cette raison, il est souvent nécessaire d'utiliser un modèle régional dédié aux régions polaires (Agosta et al., 2015; Lenaerts et al., 2017). Dans cette thèse, nous avons utilisé le modèle atmosphérique MAR pour établir des projections de SMB dans le secteur d'Amundsen. En effet, le modèle MAR semble

être adapté pour reproduire le climat de surface dans le secteur d'Amundsen. Les biais par rapport aux observations sont faibles : surestimation de 0.10°C en moyenne entre la température simulée et la température mesurée sur les stations météo, sous-estimation de 0.42 m s^{-1} pour la vitesse du vent proche de la surface, et un biais relatif inférieur à 20% entre la SMB simulée et celle mesurée par radar aéroporté sur Thwaites.

Avant d'établir des projections de SMB, nous nous sommes intéressés à sa variabilité interannuelle. Comprendre cette dernière permet d'identifier les mécanismes climatiques donnant lieu à des variations de SMB, de mieux comprendre ou identifier les tendances, de mettre en évidence une certaine prédictibilité potentielle. Comme chaque saison présente des mécanismes différents pour sa variabilité interannuelle, et dans un souci de clarté, nous nous sommes uniquement intéressés à la période estivale. Les variations interannuelles du SMB estival sont essentiellement liées aux changements de dynamique de l'Amundsen Sea Low (ASL) et notamment à sa migration vers l'ouest (la variation de la position du centre de l'ASL explique jusqu'à 40% de la variance du SMB). Les autres modes de variabilité climatique ont un effet plus faible : ENSO explique un pourcentage de variance du SMB estival inférieur à 10%, et l'effet du SAM en été n'est pas significatif. Notons que le SAM peut cependant expliquer une large partie de la variance du SMB sur d'autres saisons (30% sur Getz en Automne par exemple).

En faisant une descente d'échelle dynamique de l'anomalie multi-modèle CMIP5 sous le scénario RCP8.5, nous avons obtenu une hausse, de 30-40% du SMB sur les parties posées des glaciers d'Amundsen pour la fin du 21^{ème} siècle. Ceci est majoritairement lié à la relation de Clausius-Clapeyron qui indique qu'un air plus chaud peut contenir davantage d'humidité, ainsi qu'à une diminution de la couverture de glace de mer qui permet davantage d'évaporation. L'augmentation du bilan de masse de surface projetée en réponse à un scénario RCP8.5 est équivalente à une baisse de 0.33 mm/an de niveau des mers, ce qui compenserait l'effet de la dynamique glaciaire si celle-ci restait à son niveau actuel (0.26 mm/an pour l'Antarctique de l'Ouest).

Bien qu'elle ait actuellement une contribution très faible au SMB, la fonte de surface suscite désormais beaucoup d'intérêts. En effet, certaines plateformes comme Larsen A, Larsen B et Prince Gustav ont affiché des taux de fonte de surface moyens supérieurs à 725 mm.w.eq/an pendant plusieurs années et se sont successivement effondrées, supprimant ainsi l'effet d'arc boutant et permettant l'accélération drastique des glaciers en amont (e.g. Scambos, 2004; Scambos et al., 2014; Wuite et al., 2015). Un mécanisme d'hydrofracturation a été proposé : lorsque la fonte de surface est suffisamment importante, l'eau s'écoule dans les crevasses et les

remplit possiblement jusqu'à fracturation. Ceci peut ensuite théoriquement entraîner un mécanisme d'effondrement de falaises de glace lorsque la plateforme s'est complètement effondrée, et provoquer une instabilité de l'écoulement glaciaire similaire à celle provoquée par la fonte océanique (Deconto and Pollard, 2016). Une des questions majeures de la communauté scientifique est de savoir si les effondrements des plateformes observés en Péninsule sont annonciateurs d'effondrements similaires dans d'autres régions de l'Antarctique comme le secteur d'Amundsen.

Le secteur d'Amundsen ne présente actuellement qu'une fonte sporadique (Nicolas and Bromwich, 2010; Trusel et al., 2012), avec une forte variabilité interannuelle et une tendance difficile à établir (Chapitre 3, Donat-Magnin et al., 2019). A notre connaissance une seule étude a établi une projection de fonte pour la fin du 21^{ème} siècle en Antarctique de l'Ouest, sur la base d'une descente d'échelle dynamique et d'une méthode statistique (Trusel et al., 2015). Comme pour le SMB, les projections de fonte nécessitent un modèle régional avec une représentation précise du climat de surface et de la physique du névé. Dans la seconde étude de ce manuscrit nous avons montré que le modèle MAR permet de reproduire la fonte de surface dérivée d'observations satellites avec une sous-estimation moyenne de 18%. La variabilité interannuelle est également bien représentée par MAR avec un coefficient r^2 de 0.80. Les biais obtenus par des études récentes utilisant d'autres modèles polaires sont similaires (Lenaerts et al., 2017). La fonte de surface est également essentiellement liée aux changements de dynamique de l'ASL mais à la différence du SMB, qui est contrôlé par ses changements de position, la fonte de surface est davantage sensible aux variations de la pression centrale de l'ASL. Une anomalie anticyclonique de l'ASL provoque une anomalie de vent vers le sud responsable de plus d'advection d'humidité et donc plus de flux radiatif infrarouge descendant sur les plateformes. Contrairement à de précédentes études basées sur les produits satellitaires du nombre de jours de fonte, nous ne trouvons pas qu'ENSO influence fortement la fonte, expliquant au plus 10% de la variance interannuelle de la fonte. Comme pour le SMB, le SAM n'a pas d'impact sur la variabilité interannuelle de la fonte. Quoiqu'il en soit, dans nos simulations comme dans les observations, aucun des modes dominants ou oscillations climatique (ENSO, SAM, ASL) n'explique plus de 25% de la variance de la fonte de surface à l'échelle interannuelle. Il est donc difficile d'utiliser des projections des modes climatiques comme indication de l'évolution du climat de surface comme cela est parfois suggéré.

En ce qui concerne la descente d'échelle dynamique de l'anomalie multi-modèle CMIP5 sous le scénario RCP8.5, nos simulations indiquent que la fonte de surface pourrait augmenter d'un facteur 5 à 15 sur les différentes plateformes, provenant principalement de l'augmentation

des flux radiatifs. L'augmentation de la densité de la neige fraîche dans un climat plus chaud provoque une augmentation de l'albédo, si bien que plus de radiation solaire est absorbée par le manteau neigeux. Cet effet est renforcé par une rétroaction positive liée à la diminution de l'albédo par la fonte. L'augmentation des flux infrarouges descendant liés à l'augmentation de l'humidité est également un facteur important pour expliquer la hausse des taux de fonte projetée.

Comme pour le présent, le regel dans nos projections est suffisamment important pour solidifier la quasi-totalité de l'eau liquide formée chaque année (provenant de la fonte ou de la pluie) sur les plateformes. Ce fort regel ne permet a priori pas la mise en place du mécanisme d'hydrofracture et donc d'instabilité de falaise. En fait, les chutes de neige annuelles dans le secteur d'Amundsen sont telles (>1000 mm.w.e/an sur certaines plateformes) que même dans un climat plus chaud, la fonte est incapable de combler la porosité apportée par l'enneigement annuel, et règle donc dans la couche annuelle sans s'infiltrer dans le névé. Ainsi le seuil d'hydrofracture observé de 725 mm.w.eq/an pour les plateformes de la Péninsule (Trusel et al., 2015) se trouve être de 1944 mm.w.eq/an en moyenne pour les plateformes du secteur d'Amundsen du fait de ces fortes chutes de neige (en considérant l'augmentation de précipitation de 30 à 40 %). Bien évidemment, tous les processus de percolation ou encore de formation de poches d'eau en surface ne sont pas résolus dans MAR, et il s'agit ici d'une seule projection même si elle est basée sur l'ensemble CMIP5. Ceci étant dit, nos travaux montrent que le secteur d'Amundsen ne subira pas forcément une désintégration des plateformes par hydrofracturation à la fin du 21^{ème} siècle. Il faudra d'autres études similaires pour confirmer ce résultat. Il faut aussi garder en tête qu'une plateforme peut se désintégrer largement même sans fonte de surface, comme cela est actuellement observé pour la plateforme de Thwaites.

2 Perspectives

Nous commençons ici par présenter des pistes précises pour compléter les études menées pendant cette thèse, puis nous proposerons une perspective plus générale.

Le chapitre 2 décrivant la réponse de la fonte océanique à un changement de vent et de dynamique glaciaire pourra être amélioré en modifiant le forçage utilisé. En effet, le forçage de Spence et al., (2014) ne prend en compte que le décalage et l'intensification des vents correspondant à la projection du SAM alors que d'autres modes de variabilité peuvent en partie impacter le climat en Antarctique de l'Ouest (comme vu dans le chapitre 3). Ainsi ce forçage ne prend pas en compte un changement climatique global et son impact sur la température de

l'océan austral. Une amélioration possible serait de forcer directement notre modèle régional d'océan NEMO (incluant le module de plateformes de glace) avec le forçage atmosphérique futur présenté dans le chapitre 4 de ce manuscrit. Pour cela, il serait nécessaire d'appliquer la méthode des anomalies aux frontières latérales du modèle d'océan pour représenter son état futur.

Cependant, cela ne suffirait toujours pas à contraindre les projections de dynamique glaciaire car nous avons montré l'importance des rétroactions avec l'océan. La seule solution satisfaisante serait en fait de coupler le modèle d'océan avec un modèle de calotte. Cela a été fait récemment à l'IGE entre le modèle d'océan NEMO et le modèle de calotte Elmer/Ice, pour le moment dans un cadre idéalisé (Favier et al., 2019), mais sa mise en place sur une configuration réaliste est en cours. Ces efforts ont lieu dans le cadre du projet MISOMIP (Marine Ice Sheet Ocean Intercomparison Project, Asay-Davis et al., 2016). Pour des projections plus longues, les changements de formes de la surface de la calotte en réponse à un changement de bilan de masse et de dynamique glaciaire pourraient devenir importants et affecter l'atmosphère. Comme pour le Groenland, il deviendrait alors nécessaire de coupler les modèles d'atmosphère et de calotte, notamment pour représenter les rétroactions entre pente et précipitation (Le Clec'h et al., 2019).

Dans le chapitre 4, nous avons montré que le futur de la fonte et de son éventuel regel est complexe et dépend en partie de la microphysique de la neige et de l'hydrologie de surface. Cela amène vers l'importance de bien modéliser l'ensemble de ces processus, et pour évaluer cela, davantage d'observations de terrain ciblant la fonte et la percolation seront nécessaires. Modéliser le transport horizontal de la fonte, la formation de poches ou lacs, voire la décharge dans l'océan, pourra aussi avoir son importance dans un climat plus chaud, même si dans notre cas, du moins en 2100, toute l'eau de fonte regèle.

Pour finir, l'utilisation du forçage atmosphérique futur décrit dans ce manuscrit, nécessiterait d'évaluer un tant soit peu la méthode utilisée pour forcer la simulation MAR (partie perspective chapitre 4) et la comparer à d'autres méthodes de projections, notamment celles actuellement développées au sein de l'IGE (Beaumont et al., 2019).

Bibliographie Chapitre 5

- Agosta, C., Fettweis, X. and Datta, R.: Evaluation of the CMIP5 models in the aim of regional modelling of the Antarctic surface mass balance, *The Cryosphere*, 9, 2311–2321, 2015.
- Asay-Davis, X. S., Cornford, S. L., Durand, G., Galton-Fenzi, B. K., Gladstone, R. M., Gudmundsson, G. H., Hattermann, T., Holland, D. M., Holland, D., Holland, P. R., Martin, D. F., Mathiot, P., Pattyn, F. and Seroussi, H.: Experimental design for three interrelated marine ice sheet and ocean model intercomparison projects: MISMIP v. 3 (MISMIP\$+\$), ISOMIP v. 2 (ISOMIP\$+\$) and MISOMIP v. 1 (MISOMIP1), *Geoscientific Model Development*, 9(7), 2471–2497, doi:10.5194/gmd-9-2471-2016, 2016.
- Beaumet, J., Krinner, G., Déqué, M., Haarsma, R. and Li, L.: Assessing bias corrections of oceanic surface conditions for atmospheric models, *Geoscientific Model Development*, 12(1), 321–342, doi:10.5194/gmd-12-321-2019, 2019.
- Cornford, S. L., Martin, D. F., Payne, A. J., Ng, E. G., Le Brocq, A. M., Gladstone, R. M., Edwards, T. L., Shannon, S. R., Agosta, C., van den Broeke, M. R., Hellmer, H. H., Krinner, G., Ligtenberg, S. R. M., Timmermann, R. and Vaughan, D. G.: Century-scale simulations of the response of the West Antarctic Ice Sheet to a warming climate, *The Cryosphere Discussions*, 9, 1887–1942, doi:10.5194/tcd-9-1887-2015, 2015.
- Deconto, R. M. and Pollard, D.: Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise, *Nature*, 531, 591–597, doi:10.1038/nature17145, 2016.
- Donat-Magnin, M., Jourdain, N. C., Gallée, H., Amory, C., Kittel, C., Fettweis, X., Wille, J. D., Favier, V., Drira, A. and Agosta, C.: Interannual Variability of Summer Surface Mass Balance and Surface Melting in the Amundsen Sector, West Antarctica, *The Cryosphere Discussions*, 2019, 1–35, doi:10.5194/tc-2019-109, 2019.
- Favier, L., Durand, G., Cornford, S., Gudmundsson, G., Gagliardini, O., Gillet-Chaulet, F., Zwinger, T., Payne, A. and Le Brocq, A.: Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability, *Nature Climate Change*, 4(2), 117–121, 2014.
- Favier, L., Jourdain, N. C., Jenkins, A., Merino, N., Durand, G., Gagliardini, O., Gillet-Chaulet, F. and Mathiot, P.: Assessment of Sub-Shelf Melting Parameterisations Using the Ocean-Ice Sheet Coupled Model NEMO(v3.6)-Elmer/Ice(v8.3), *Geoscientific Model Development Discussions*, 2019, 1–40, doi:10.5194/gmd-2019-26, 2019.
- Joughin, I., Smith, B. E. and Medley, B.: Marine ice sheet collapse potentially under way for the Thwaites Glacier Basin, West Antarctica, *Science*, 344(6185), 735–738, 2014.
- Jourdain, N. C., Mathiot, P., Merino, N., Durand, G., Le Sommer, J., Spence, P., Dutrieux, P. and Madec, G.: Ocean circulation and sea-ice thinning induced by melting ice shelves in the Amundsen Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017.
- Le Clec’h, S. L., Charbit, S., Quiquet, A., Fettweis, X., Dumas, C., Kageyama, M., Wyard, C. and Ritz, C.: Assessment of the Greenland ice sheet–atmosphere feedbacks for the next century with a regional atmospheric model coupled to an ice sheet model, *The Cryosphere*, 13(1), 373–395, doi:10.5194/tc-13-373-2019, 2019.
- Lenaerts, J. T., Ligtenberg, S. R., Medley, B., Van de Berg, W. J., Konrad, H., Nicolas, J. P., Van Wessem, J. M., Trusel, L. D., Mulvaney, R., Tuckwell, R. J. and others: Climate and surface mass balance of coastal West Antarctica resolved by regional climate modelling, *Annals of Glaciology*, 1–13, doi:https://doi.org/10.1017/aog.2017.42, 2017.
- Medley, B. and Thomas, E.: Increased snowfall over the Antarctic Ice Sheet mitigated twentieth-century sea-level rise, *Nature Climate Change*, 9(1), 34, doi:https://doi.org/10.1038/s41558-018-0356-x, 2019.
- Nicolas, J. P. and Bromwich, D. H.: Climate of West Antarctica and Influence of Marine Air Intrusions, *J. Climate*, 24(1), 49–67, doi:10.1175/2010JCLI3522.1, 2010.
- Palermé, C., Genthon, C., Claud, C., Kay, J. E., Wood, N. B. and L’Ecuyer, T.: Evaluation of current and projected Antarctic precipitation in CMIP5 models, *Climate Dynamics*, 48, 225–239, 2017.
- Scambos, T. A.: Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, *Antarctica, Geophysical Research Letters*, 31(18), doi:10.1029/2004gl020670, 2004.
- Scambos, T. A., Berthier, E., Haran, T., Shuman, C. A., Cook, A. J., Ligtenberg, S. R. M. and Bohlander, J.: Detailed ice loss pattern in the northern Antarctic Peninsula: widespread decline driven by ice front retreats, *The Cryosphere*, 8(6), 2135–2145, doi:10.5194/tc-8-2135-2014, 2014.
- Shepherd, A. and Nowicki, S.: Improvements in ice-sheet sea-level projections, *Nature Climate Change*, 7, 672–674, 2017.
- Spence, P., Griffies, S. M., England, M. H., Hogg, A. M., Saenko, O. A. and Jourdain, N. C.: Rapid subsurface warming and circulation changes of Antarctic coastal waters by poleward shifting winds, *Geophysical Research Letters*, 41(13), 4601–4610, 2014.
- Trusel, L. D., Frey, K. E. and Das, S. B.: Antarctic surface melting dynamics: Enhanced perspectives from radar scatterometer data, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F2), doi:10.1029/2011JF002126, 2012.
- Trusel, L. D., Frey, K. E., Das, S. B., Karnauskas, K. B., Munneke, P. K., Van Meijgaard, E. and Van Den Broeke, M. R.: Divergent trajectories of Antarctic surface melt under two twenty-first-century climate scenarios, *Nature Geoscience*, 8(12), 927, 2015.
- Wuite, J., Rott, H., Hetzenecker, M., Floricioiu, D., de Rydt, J., Gudmundsson, H., Nagler, T. and Kern, M.: Evolution of surface velocities and ice discharge of Larsen B outlet glaciers from 1995 to 2013, *The Cryosphere*, 9(3), 957–969, 2015.