UCLouvain

FACULTE DES SCIENCES

Faculté des sciences

Étude de l'impact d'une fonte soudaine de la glace de mer antarctique sur la circulation atmosphérique de l'hémisphère Sud

Auteur: **Romain DELHAYE**
Promoteurs: **Prof. Hugues GOOSSE, Prof. François MASSONNET**
Lecteur: **Prof. Eric LAMBIN**
Année académique 2022–2023
Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie

Remerciements

Au terme de ce travail, je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude envers toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce mémoire.

Je souhaite tout particulièrement remercier mes promoteurs, le professeur Hugues Goosse, dont les connaissances approfondies de l'hémisphère sud ont été d'une importance capitale pour la compréhension des enjeux spécifiques de cette région, et le professeur François Massonnet, pour ses idées toujours pertinentes qui m'ont incité à repousser mes limites et à explorer des pistes que je n'aurais pas envisagées. Leur disponibilité, leur enthousiasme et leur ouverture d'esprit ont grandement contribué à la qualité et à la richesse de ce travail.

Je tiens également à exprimer ma gratitude envers Quentin Dalaiden, dont l'assistance technique et les conseils précieux ont été d'une grande aide tout au long de ce travail. Sa présence et son soutien ont été inestimables.

Mes remerciements s'adressent par ailleurs à mes camarades de classe, Alexia, Juliette, Maëlle et Robin, avec qui j'ai pu partager ce parcours et alléger le poids des difficultés. Leurs conseils avisés et leur contribution ont profondément amélioré la structure de ce mémoire.

Enfin, je souhaite exprimer ma reconnaissance envers mes amis proches et ma famille, qui m'ont toujours soutenu avec amour et m'ont encouragé à donner le meilleur de moi-même. Leur soutien indéfectible et leur confiance en moi ont été une source d'inspiration et de motivation tout au long de mes études, et ont contribué à forger la personne que je suis aujourd'hui.

Résumé

Bien que les réserves de glace de mer dans la cryosphère tendent à décroître ces dernières années, la glace de mer en Antarctique n'a pas toujours suivi cette tendance. En effet, cette région a connu une croissance de son étendue de glace de mer pendant près de trente ans avant de connaître une diminution récente. Ainsi, il n'existe pas de réelle tendance observable à long terme dans cette partie du monde. Cependant, les enregistrements des dernières années, notamment ceux de 2022 et 2023, ont affiché des valeurs minimales records, ce qui suscite des inquiétudes quant aux tendances futures. Le présent mémoire vise à analyser les conséquences d'une fonte soudaine de la glace de mer en Antarctique sur les variables climatiques de l'hémisphère sud, en particulier sur la circulation atmosphérique, en comparant les résultats issus de quatre modèles numériques du climat. Les résultats obtenus dans cette étude démontrent que la fonte soudaine de la glace de mer en Antarctique a des répercussions significatives sur le climat de la région. En effet, l'analyse met en évidence une hausse de la température en surface, spécifiquement localisée autour du continent antarctique, provoquant des variations des niveaux de pression dans la zone. Cette situation conduit à un affaiblissement global des vents d'ouest dans cette région polaire. De plus, une observation intéressante est venue compléter ces résultats. La réponse des modèles à la perte de glace, notamment au niveau de la circulation atmosphérique, est en effet éloignée de ce que les équations du vent géostrophique montrent. Cette découverte souligne l'importance de mieux comprendre et améliorer la modélisation de la circulation atmosphérique pour une meilleure anticipation des réponses climatiques liées à la fonte de la glace de mer en Antarctique. Les constatations présentées dans ce mémoire viennent ainsi épauler les connaissances existantes sur la fonte de la glace de mer en Antarctique.

Table des matières

Introduction **1**

I Influence d'une fonte soudaine de la glace sur le climat de l'hémisphère sud **6**

1 Revue de la littérature **7**
1.1 L'Antarctique 7
1.1.1 Le climat 7
1.1.2 Oscillations de l'hémisphère sud et télé-connexions 11
1.2 Variations de l'étendue de glace de mer aux pôles 13
1.3 L'amplification polaire 15
1.4 Réponse à la fonte de la glace de mer Antarctique 17
1.4.1 Flux de chaleur et température 17
1.4.2 Variations de pression et circulation atmosphérique 17
1.4.3 Précipitations 18
1.4.4 Saisonnalité 19
1.4.5 Sujet de recherche et contexte scientifique 19

2 Méthodologie **20**
2.1 Les modèles 20
2.1.1 CESM2 21
2.1.2 MIROC6 21
2.1.3 NorESM2 21
2.2 Expériences 22
2.3 Variables étudiées 24

2.3.1 Température de l'air 24
2.3.2 Hauteur géopotentielle 24
2.3.3 Vent méridien et zonal 24
2.3.4 Vent géostrophique 25
2.3.5 Précipitations 25
2.4 Analyses saisonnières 25
2.5 Tests statistiques 26
2.5.1 Test de significativité 26
2.5.2 False Discovery Rate 27

3 Résultats et discussion 28
3.1 Réponses atmosphériques 29
3.1.1 Profils de température atmosphérique à différentes altitudes 29
3.1.2 Température à 1000 hPa 31
3.1.3 Hauteur de géopotentiel 33
3.1.4 Circulation zonale 35
3.1.5 Précipitations 38
3.2 Insertion des résultats dans la littérature 41

II L'approximation géostrophique et les modèles du CMIP6 44

4 Le vent et l'approximation géostrophique 45
4.1 Approche théorique 45
4.2 Approche pratique 48

5 Vérification 52

6 Approximation géostrophique et agéostrophie dans les modèles 60

7 Conclusion 63

Bibliographie 68

Table des figures 76

Liste des tableaux 82

Introduction

La cryosphère englobe l'ensemble des eaux et des sols gelés à travers la planète. Elle représente plus de 80% de l'eau douce disponible et est surtout localisée aux pôles (Huybrechts, 2009). Elle joue un rôle crucial au sein du système climatique mondial en interagissant avec les autres composantes pour façonner le climat. Ainsi, il est essentiel de la surveiller de près en raison des fonctions qu'elle remplit dans le système climatique (Khromova, 2010). La glace possède en effet de nombreuses propriétés spécifiques qui contribuent aux échanges de chaleur entre l'hydrosphère et l'atmosphère, au stockage d'énergie et à la réflexion du rayonnement solaire (Barry and Gan, 2021). En Antarctique, la majeure partie de cette cryosphère se trouve sous forme de calotte glaciaire sur le continent et sous forme de glace de mer aux abords de celui-ci (Huybrechts, 2009). Ces dernières années, cette région polaire a d'ailleurs été beaucoup moins documentée que son homologue de l'hémisphère nord.

Selon le *Scientific Committee on Antarctic Research* (SCAR), l'Antarctique est défini comme englobant le continent du même nom, ainsi que ses îles et l'Océan Austral qui les entoure [A.1]. Avec une superficie représentant plus de 10% de la surface continentale de la Terre, l'Antarctique est réputé pour être l'un des environnements les plus hostiles, les plus élevés en altitude, les plus secs, les plus venteux et les plus froids. Près de 99% du continent est recouvert de glace, formant une masse glaciaire qui représente environ 70% des réserves mondiales d'eau douce. Pendant l'hiver austral, la glace de mer entourant l'Antarctique s'étend d'habitude sur des superficies plus vastes que le continent lui-même, tandis que la majeure partie de cette glace de mer fond durant l'été (Convey et al., 2009).

Lors des dernières décennies, les deux hémisphères ont connu des évolutions très différentes concernant la surface de glace de mer. Contrairement à son homologue de l'hémisphère nord, qui a connu une diminution importante de son étendue de glace de mer ces dernières années, l'Antarctique a observé une croissance de son étendue de glace de mer depuis la fin des années 70. En effet, le taux de croissance moyen y était d'approximativement 1,5% par décennie de 1980 à 2015 [1]. L'accroissement global de la couverture de glace de mer s'accompagne de variations régionales significativement différentes. On constate des diminutions de la superficie de glace de mer en Mer de Amundsen-Bellingshausen (70° sud, 100° ouest) et des augmentations au niveau de la Mer de Ross (75° sud, 175° ouest) (Turner et al., 2015).

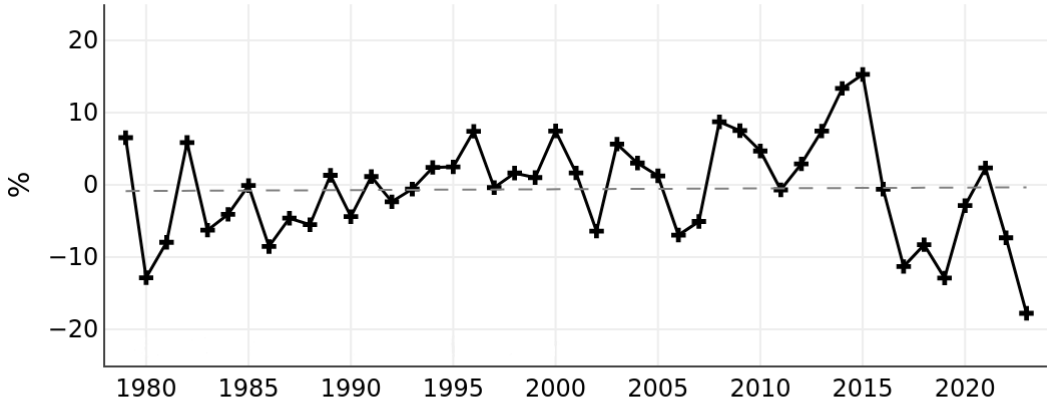


FIGURE 1 – Anomalie mensuelle d'étendue de glace de mer pour le mois de juin de 1979 à 2023. [Provient du *National Snow and Ice Data Center (NSDIC), 2023*]

Durant ces dernières années, et plus spécifiquement depuis 2016, une diminution sans précédent de l'étendue de la glace de mer a été observée, équivalant à une perte de 30 ans dans la zone Arctique. Les mesures indiquent une transition d'une année de record positif en 2014, avec une étendue moyenne annuelle de 12,8 millions de km^2, à une année de record négatif en 2017, avec une chute à 2,1 millions de km^2 en dessous de la moyenne à long terme. Cette tendance s'applique également à la grande majorité des régions antarctiques, qui ont subi une importante perte de surface de glace de mer (Eayrs et al., 2021). Ces observations [2] révèlent qu'il n'y a pas réellement de tendance identifiable comme telle.

L'Antarctique est sorti d'une période de croissance de la glace de mer il y a environ huit ans et vient de traverser une période de décroissance, ce qui rend la direction future difficilement prévisible (Intergovernmental Panel On Climate Change (Ipcc), 2022). Plusieurs facteurs peuvent expliquer la variation de l'étendue de la glace de mer, mais dans ce cas, elle est surtout influencée par la combinaison de plusieurs événements particuliers. Tout d'abord, le réchauffement constant de la surface de l'océan a atteint un point critique, entraînant la fonte de la glace (Turner et al., 2017). De plus, des configurations spécifiques du vent zonal et de l'Amundsen Sea Low (ASL) ont entraîné des vents d'ouest qui ont contribué à la diminution de la glace de mer, notamment en entraînant la glace vers des latitudes plus septentrionales, provoquant sa fonte. (Turner et al., 2017). L'Amundsen Sea Low (ASL) est considéré comme le centre de basse pression le plus profond parmi les trois présents en Antarctique, exerçant ainsi une forte influence sur le climat de la région.

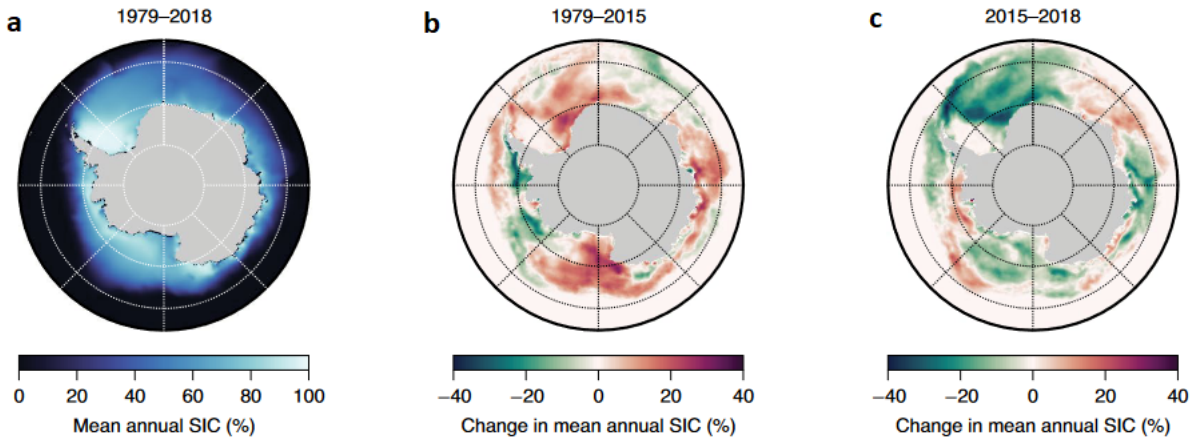


FIGURE 2 – **a**, Concentration moyenne annuelle de glace de mer de 1979 à 2018. **b**, Variation de concentration moyenne annuelle de glace de mer de 1979 à 2015. **c**, Variation de concentration moyenne annuelle de glace de mer de 2015 à 2018. (Eayrs et al., 2021)

Par définition, la glace de mer est une forme particulière de glace se formant directement à partir d'eau de mer. Elle possède une composition unique, ne se situant pas entièrement dans un état solide, liquide ou gazeux. Sa morphologie et ses propriétés spécifiques en font un élément essentiel du système climatique (Morales Maqueda et al., 1994). En effet, elle joue un rôle crucial dans la régulation des flux de chaleur et de l'albédo, exerçant ainsi une influence sur le bilan énergétique global.

Toutefois, son déclin potentiel pourrait perturber certaines composantes essentielles, telles que les circulations atmosphériques et océaniques (Peings and Magnusdottir, 2014). L'évolution de la glace de mer antarctique pourrait ainsi déclencher un ensemble complexe de rétroactions et de mécanismes au sein de l'hémisphère sud. Par exemple, la diminution de la couverture de glace de mer pourrait avoir des implications directes sur l'albédo de la région, influant sur la quantité d'énergie solaire réfléchie dans l'atmosphère et les océans. Ce changement d'albédo pourrait, à son tour, entraîner des modifications dans les profils de température et les gradients de pression atmosphérique, ce qui pourrait impacter la configuration des systèmes de circulation atmosphérique ainsi que les précipitations (Curry et al., 1995; Steele et al., 2010). L'exploration des interactions complexes entre la fonte de la glace de mer antarctique et les composantes majeures du climat de l'hémisphère sud constitue donc un domaine de recherche crucial, avec des implications significatives pour la compréhension des mécanismes climatiques et les projections futures du climat régional et mondial.

Dans ce contexte, caractérisé par une certaine incertitude et la difficulté à identifier en particulier les facteurs qui influencent l'étendue de la glace de mer, il est donc impératif d'engager des recherches visant à élucider les interactions complexes entre les processus atmosphériques, océaniques et climatiques qui façonnent cette composante cruciale du système climatique. Dans cette perspective, l'objectif de ce mémoire consiste à mener une analyse visant à répondre à la question suivante : quelle est l'incidence d'une fonte soudaine de la glace de mer antarctique sur la circulation atmosphérique de l'hémisphère sud ? Cette étude se concentrera donc principalement sur l'hémisphère sud, avec une analyse spatiale limitée à cette région. Elle examinera les conséquences à court terme afin de se concentrer spécifiquement sur l'impact de la fonte de la glace de mer.

Pour répondre à cette question, une séquence spécifique sera suivie. Dans un premier temps, une revue de littérature sera réalisée dans le but de poser les bases théoriques nécessaires à la compréhension de la recherche, notamment en abordant des sujets tels que les oscillations climatiques de l'hémisphère sud ou les réponses du climat à la fonte de la glace de mer. Cette revue de littérature permettra de fournir un cadre conceptuel solide pour l'étude. Le second chapitre se concentrera sur la méthodologie utilisée pour obtenir les résultats de l'étude. Les détails concernant l'analyse des données seront exposés, ainsi que les modèles utilisés et les variables utilisées pour évaluer l'impact de la fonte de la glace de mer sur la circulation atmosphérique de l'hémisphère sud. Le troisième chapitre présentera les résultats obtenus et les expliquera en détail.

Des liens seront établis entre les différents résultats, et une discussion sera menée pour situer ces résultats dans le contexte de la littérature scientifique existante. En complément de ces premiers chapitres, une seconde section sera consacrée spécifiquement à la représentation du vent dans les modèles utilisés.

Première partie

Influence d'une fonte soudaine de la glace sur le climat de l'hémisphère sud

1 Revue de la littérature

1.1 L'Antarctique

1.1.1 Le climat

Le manque d'observations dans la région antarctique a toujours été un problème majeur pour les scientifiques, surtout en raison du manque d'expéditions dans ces régions difficiles d'accès. Cependant, grâce à l'évolution des instruments de mesure et à l'automatisation des enregistrements, la collecte d'informations s'est considérablement améliorée, ce qui a permis d'enrichir les bases de données (Simmonds and King, 2004; Turner et al., 2005).

La circulation atmosphérique globale est largement influencée par le gradient de température entre l'équateur et les pôles. Les tropiques reçoivent beaucoup plus de rayonnement solaire que les pôles sur une période annuelle. Afin de maintenir l'équilibre énergétique du système, la chaleur doit être transportée des basses latitudes vers les hautes latitudes par le biais de l'atmosphère et des océans. Ce principe fondamental conduit à la formation de cellules de circulation telles que les cellules de Hadley, les cellules de Ferrel et les cellules polaires, qui contribuent à la formation des zones de hautes et basses pressions à travers le globe (Convey et al., 2009). Pendant l'été, bien que le continent antarctique reçoive une importante quantité de rayonnement solaire, celui-ci a peu d'effet sur son réchauffement en raison de la couverture neigeuse et glaciaire qui le recouvre. De plus, les températures glaciales entraînent une faible quantité de vapeur d'eau dans l'air, limitant ainsi l'effet de serre et permettant la réflexion des rayons vers l'espace. Cette rétroaction est un mécanisme essentiel qui maintient l'Antarctique dans un état froid constant. En hiver, les températures atteignent des minimums extrêmes, créant un isolement des hautes latitudes dans une vaste étendue d'air froid.

Le fort gradient de température résultant favorise la formation de vents d'ouest puissants, également connus sous le nom de "westerlies", qui se révèlent encore plus intenses que ceux observés en Arctique. Une particularité remarquable de cette région par rapport au pôle opposé est l'absence d'obstacles physiques tels que des continents, ce qui permet aux vents de prendre des vitesses plus élevées (Cohen et al., 2014). Deux facteurs se conjuguent pour façonner la trajectoire de ces "westerlies" : tout d'abord, la cellule de Ferrel génère un flux d'air des moyennes vers les hautes latitudes, créant ainsi le mouvement initial. Ensuite, l'effet de rotation de la Terre, connu sous le nom de force de Coriolis, dévie ces mouvements d'air vers la gauche dans l'hémisphère sud, entraînant ainsi un mouvement orienté vers l'ouest pour ces vents (Mayewski et al., 2009). De plus, le bassin d'air froid engendré par ces vents, combiné à l'ascendance de l'air des latitudes moyennes (60-65° sud), induite par la cellule de Ferrel et la cellule polaire, crée une zone de basse pression (Maheskumar, 2022). À cela s'ajoute le faible apport d'énergie solaire et la présence de glace pendant une grande partie de l'année, ce qui contribue à la création d'un fort gradient de température horizontal à l'endroit où la glace de mer et l'eau libre se rencontrent. Ces phénomènes engendrent une instabilité barocline [1], qui favorise la formation de systèmes dépressionnaires tels que le vortex polaire autour du pôle Sud (Turner and Pendlebury, 2004). Ce vortex polaire exerce une influence significative sur la circulation atmosphérique régionale et mondiale, maintenant cette cellule d'air froid au-dessus du continent (Convey et al., 2009; Maheskumar, 2022). À cette zone d'ascension et de basse pression peut être associée une zone de haute pression au-dessus du continent antarctique, induite par la subsidence d'air de la cellule polaire. Un gradient de pression se reforme entre les basses pressions (60-65° sud) et les hautes pressions du pôle Sud générant, de la même façon que pour les "westerlies" mais dans le sens inverse, des vents d'est qui donnent naissance à des courants tel que le Courant Côtier Antarctique (Holton and Staley, 1973). Une représentation des différentes zones de hautes et basses pressions est visible sur la figure [1.1] afin de pouvoir les situer géographiquement.

1. Fluide dont les isobares croisent les isopycnes

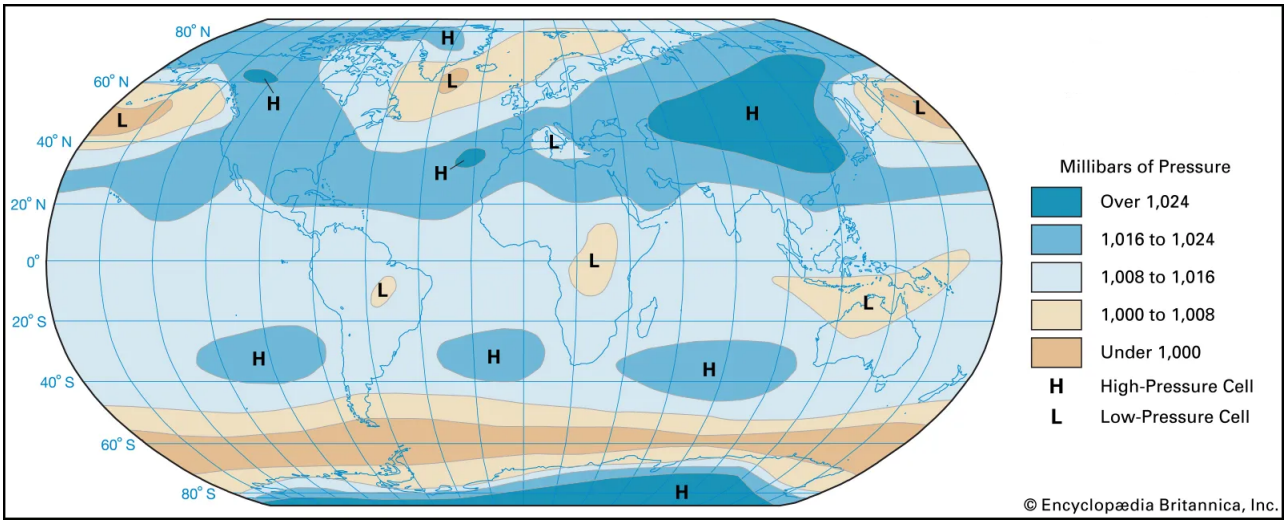


FIGURE 1.1 – Pression atmosphérique moyenne au niveau de la mer au mois de janvier.

Il y a donc une zone caractérisée par des pressions relativement hautes au niveau des hautes latitudes antarctiques, induite par la subsidence d'air très froid. Cependant, on observe également plusieurs centres de basse pression, dont le plus connu est *l'Amundsen Sea Low* (ASL). Ce dernier résulte de la combinaison de plusieurs cyclones formés dans les latitudes moyennes et dans la zone barocline du vortex polaire (Raphael et al., 2016). En effet, des études ont montré que les températures des régions tropicales et subtropicales génèrent des mouvements de convection d'air, générant des trains d'ondes de Rossby à grande échelle. Les ondes de Rossby dans une atmosphère barotrope [2] sont des perturbations permettant la conservation de la vorticité absolue, et ce, à l'échelle synoptique. Cette vorticité résulte de la rotation causée par la force de Coriolis et la rotation intrinsèque des particules d'air. La valeur de rotation détermine la formation de différents systèmes de pression : une valeur positive correspond à une circulation cyclonique, tandis qu'une valeur négative correspond à une circulation anticyclonique dans l'hémisphère sud. Lorsque les particules d'air se déplacent vers le sud ou vers le nord du globe, la force de Coriolis est différente, étant nulle à l'équateur et maximale aux pôles. Pour compenser cette variation, la valeur de rotation des particules s'adapte en augmentant pour un mouvement vers le sud et en diminuant pour un mouvement vers le nord. La formation d'un centre de pression a ensuite des répercussions sur les colonnes d'air voisines, induisant un mouvement semblable à l'ouest et un mouvement inverse à l'est. Par conséquent, on observe d'habitude une propagation des ondes de Rossby vers l'ouest [1.2].

2. Fluide dont les isobares sont parallèles aux isopycnes

Ces ondes peuvent être baroclines ou barotropes selon le milieu dans lequel elles se développent, ou même présenter un mélange des deux caractéristiques (Spiridonov and Curic, 2021).

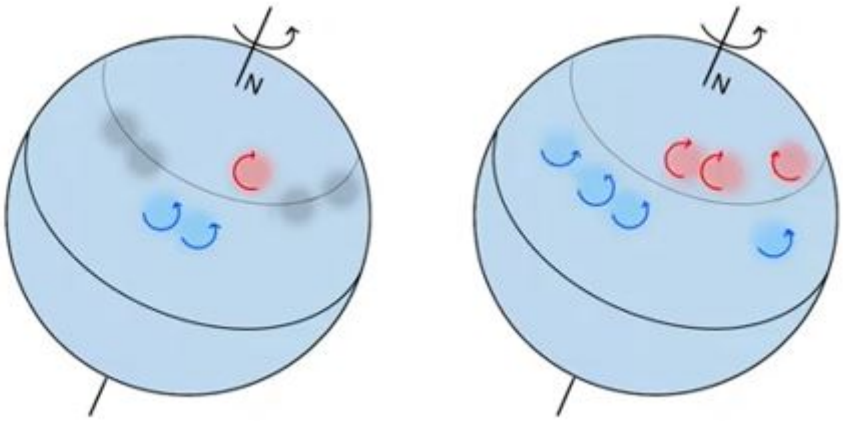


FIGURE 1.2 – Déplacement des centres de pressions vers l'ouest via les ondes de Rossby

Ces trains d'ondes transportent de nombreuses dépressions vers la mer d'Amundsen, contribuant ainsi à la formation d'un centre de basse pression très prononcé (Yuan and Martinson, 2001). Ce centre cyclonique majeur engendre des conditions météorologiques relativement instables dans la région ouest du continent, près des mers d'Amundsen et de Bellingshausen (Turner et al., 2013). D'autres centres de basse pression, bien que moins marqués, sont généralement localisés près de la limite du continent, vers 60°-90° Est (extrême est), ainsi que près de la mer de Ross, entre 150°-180° ouest (Raphael et al., 2011; Turner et al., 2013; Gonzalez et al., 2018). Les variations au sein de ces centres de pression majeurs ont une influence significative sur le climat des hautes et moyennes latitudes, notamment pour les flux atmosphériques et surtout à l'échelle régionale. Malgré cela, la circulation générale reste relativement symétrique et forme approximativement un cercle autour du continent antarctique, comme illustré sur la carte suivante [1.3](Mayewski et al., 2009). Il convient de noter que bien que les ondes de Rossby soient censées se propager vers l'ouest, le puissant jet atmosphérique dans l'hémisphère sud les transporte vers le sud-est par rapport à leur lieu de formation, agissant comme un "pont atmosphérique". Durant la saison estivale, lorsque le jet est moins puissant, les ondes s'échappent vers les régions subtropicales, où elles s'affaiblissent en raison des vents (Raphael et al., 2016).

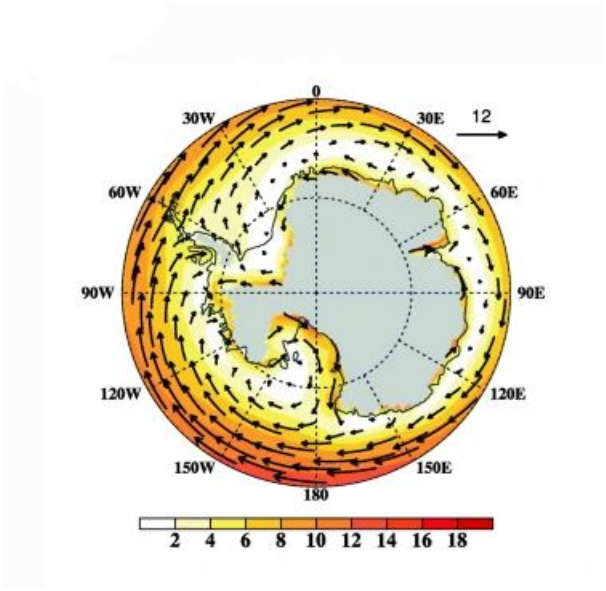


FIGURE 1.3 – Distribution spatiale de la vitesse horizontale du vent (en m/s) à 850 hPa. Les contours spatiaux de la figure montrent la vitesse moyenne du vent et la longueur du vecteur mesure la vitesse de celui-ci (m/s) (Tewari et al., 2021).

1.1.2 Oscillations de l'hémisphère sud et télé-connexions

Par définition, un mode de variabilité se présente comme une structure temporellement et spatialement définie, englobant une variation climatique à une échelle temporelle spécifique et incorporant des attributs particuliers qui influencent les variables associées (IPCC, 2021). En élargissant notre compréhension en relation avec les ondes de Rossby, il est intéressant de noter que l'Oscillation El Niño-Southern Oscillation (ENSO), l'un des phénomènes climatiques les plus éminents sur Terre, peut altérer l'activité des tempêtes dans les régions tropicales en raison des modifications significatives de la convection atmosphérique dans ces zones. De manière remarquable, cette interaction peut engendrer la formation de trains d'ondes de Rossby stationnaires dans les hémisphères nord et sud, établissant ainsi des téléconnexions cruciales entre les régions tropicales et polaires (Convey et al., 2009). Dans la région australe, c'est l'Association Pacifique-Sud-Américaine (PSA) qui assume ce rôle crucial, agissant comme un lien reliant les tropiques aux mers occidentales de l'Antarctique. Un exemple marquant de la transmission du signal par l'ENSO se manifeste par la mise en place d'un train d'ondes caractérisé par des centres anticycloniques se formant au-dessus de la mer d'Amundsen, tandis que des centres cycloniques se développent à l'est de la Nouvelle-Zélande et de l'Amérique du Sud.

Ces phénomènes se traduisent par des baisses de température dans la partie occidentale du continent antarctique, juxtaposées à des élévations dans sa portion orientale. Notamment, les années marquées par la présence de "La Niña" ont tendance à inverser ces schémas caractéristiques (Li et al., 2021). Une autre composante significative du climat antarctique, l'onde circumpolaire antarctique, dépeint une oscillation qui présente le déplacement d'anomalies de température, de pression à la surface, de vents ou encore d'étendue de glace, dont les phases sont en verrouillage autour du continent antarctique (Venegas, 2003). Le mode annulaire austral (SAM), également identifié comme le principal mode de variabilité de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère sud, se caractérise par des fluctuations de la hauteur géopotentielle (IPCC, 2021). Typiquement, ce mode présente une structure zonale symétrique, voire annulaire, avec des anomalies affichant des signes opposés aux hautes et moyennes latitudes [1.4]. Son rôle central dans la variabilité climatique observée dans l'hémisphère sud est indéniable (Marshall, 2003).

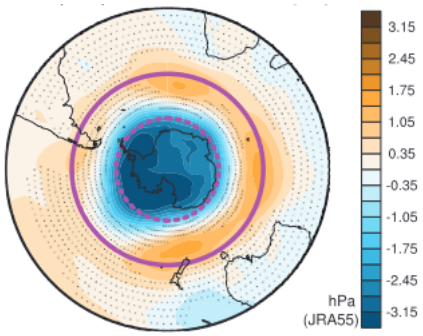


FIGURE 1.4 – Pattern spatial de pression au niveau de la mer pour l'oscillation antarctique en été austral (DJF). (IPCC, 2021)

Comme de nombreuses oscillations climatiques, le mode annulaire austral (SAM) présente une phase positive ainsi qu'une phase négative, chacune étant marquée par des conditions atmosphériques spécifiques entraînant des conséquences distinctes sur le climat. La phase positive survient lorsque les hauteurs géopotentielles au pôle sont relativement basses par rapport à celles aux moyennes latitudes (le gradient se renforce), qui contraste avec la phase négative correspondant à un affaiblissement du gradient (Marshall, 2003). Les effets de cette oscillation varient selon la phase dans laquelle elle se trouve et la région de l'hémisphère sud concernée. Lorsque le mode SAM entre en phase positive, cela s'associe généralement à un refroidissement dans la plupart des zones adjacentes à l'Océan Austral (Antarctique, Australie, Nouvelle-Zélande et Argentine). De plus, cette phase entraîne une réduction des précipitations en Amérique du Sud et en Nouvelle-Zélande, résultant du déplacement vers le sud des tempêtes.

En contrepartie, des conditions anormalement humides touchent l'Australie et l'Afrique (Gillett et al., 2006). En revanche, une phase négative du mode SAM est associée à des conditions plus tempétueuses dans des régions telles que la Nouvelle-Zélande et le sud de l'Australie. On peut également observer un refroidissement dans l'hémisphère sud, attribuable à une circulation atmosphérique différente de la normale (Kidston et al., 2009). Il convient toutefois de noter que ces effets sont généraux en réponse à de telles variations dans les modes de variabilité, mais qu'ils sont également conditionnés par la saison en cours ainsi que par des facteurs climatiques spécifiques propres aux régions étudiées (Gillett et al., 2006).

Méthode de calcul de l'indice SAM

Comme expliqué précédemment, le SAM se définit par la variation de pression de surface entre les latitudes élevées et moyennes. Pour caractériser avec précision la phase de cette oscillation, un indice a été élaboré. L'indice SAM [3] peut être calculé à partir des pressions de surface au niveau de la mer à 40 et 65° sud (pressions normalisées), dont on soustrait l'une de l'autre :

$$AOI = P^*_{40} - P^*_{65} \tag{1.1}$$

où :

AOI représente l'indice SAM.

P^*_{40} représente la pression de surface normalisée au niveau de la mer à 40°S.

P^*_{65} représente la pression de surface normalisée au niveau de la mer à 65°S.

Sur base de cet indice, il a été possible de créer une série chronologique montrant les phases de SAM ainsi que leur intensité au fil des années [1.5].

1.2 Variations de l'étendue de glace de mer aux pôles

Les particularités observées concernant l'évolution de la glace de mer dans l'hémisphère sud par rapport à l'hémisphère nord ont conduit à une documentation relativement limitée sur les conséquences potentielles d'une fonte de la glace de mer en Antarctique par rapport à l'Arctique (Maksym et al., 2012). Néanmoins, malgré ces différences, il est possible d'établir des parallèles entre les deux pôles en raison de certaines similitudes qui les caractérisent.

3. L'indice SAM détermine si l'oscillation est en phase négative ou positive, ainsi que l'intensité de cette phase

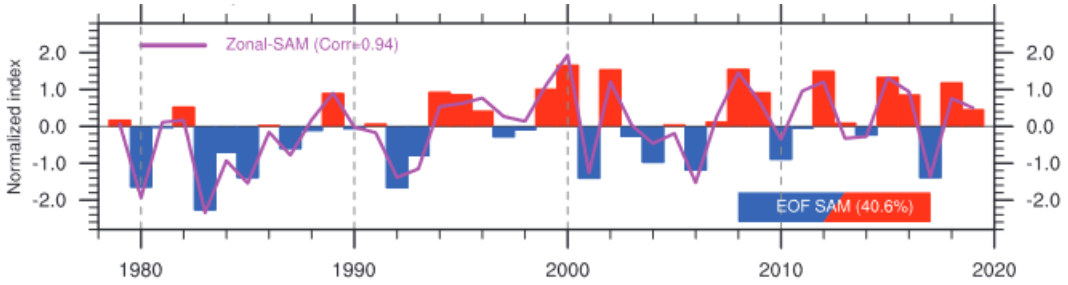


FIGURE 1.5 – Les anomalies de pression au niveau de la mer ont été régressées sur la série temporelle de la première composante principale associée au mode SAM, mettant en évidence les variations de pression positives en rouge et les variations négatives en bleu. L'indice SAM est donné par la courbe de tendance violette. (IPCC, 2021)

En outre, le changement climatique en cours dans l'Arctique, amplifié par l'effet d'amplification arctique (Vihma, 2014), propose une opportunité unique de comprendre les changements futurs potentiels, étant donné l'importance croissante de son impact. Ainsi, les évolutions observées dans l'Arctique peuvent servir d'indicateur témoin pour anticiper les changements futurs qui pourraient également affecter l'Antarctique.

De nombreuses études ont déjà montré les diverses raisons du déclin intense de la glace de mer dans l'hémisphère nord. En effet, des recherches telles que celles de Alexeev et al. (2005), Cohen et al. (2014), England et al. (2018) ou encore Dai et al. (2019) expliquent que les modifications dans la circulation atmosphérique ainsi que le forçage thermodynamique subi par l'atmosphère sont parmi les premiers effets à avoir contribué à la baisse de surface de glace de mer et ont pris de plus en plus d'ampleur au fil des ans. Une fois les premières diminutions de glace de mer amorcées, le déficit de glace dans la rétroaction glace-albédo a lui-même conduit à des minimums. À cela s'ajoute également la baisse des chutes de neige dans la région polaire arctique, qui induisent aussi un albédo plus faible, réduisant ainsi la quantité de glace de mer (Screen and Simmonds, 2012). De nouveau, comme pour l'événement de record minimal en Antarctique, les records de minimum de glace de mer en Arctique sont dus à des superpositions d'événements, notamment d'importantes tempêtes qui ont brisé les agglomérats de glace, induisant ainsi la fonte (2012) ou encore des apports de chaleur océanique largement supérieurs à la normale (2007) (Vihma, 2014; Pedersen et al., 2015). Les réponses à la fonte de la glace de mer peuvent prendre place de façon locale. Par exemple, dans la zone arctique et ses mers proches, ou de façon éloignée, plutôt aux moyennes latitudes.

Pour les effets dits régionaux, on y trouvera une série d'influences sur la pression et la circulation atmosphérique, qui en fonction de leurs combinaisons, influenceraient les grandes structures telles que les centres de basses et hautes pressions proches des continents ou encore les oscillations et pourraient amener des conditions d'hiver plus doux ou plus froid aux latitudes moyennes (Deser et al., 2010b). De façon globale, ce sont ces fluctuations qui apporteront finalement les variations climatiques éloignées en modifiant la saisonnalité de certains phénomènes ou la quantité de précipitations par exemple (Vihma, 2014).

1.3 L'amplification polaire

Ces divers mécanismes jouent un rôle dans ce qui est couramment désigné sous le terme d'amplification polaire. Les investigations passées révèlent, en effet, l'existence d'un gradient de température s'étendant de l'Équateur aux pôles, ainsi qu'une relation intrinsèque entre ce gradient et la température moyenne. Cette relation souligne que lorsque les températures mondiales s'élèvent, le réchauffement s'intensifie davantage aux pôles qu'ailleurs, et inversement, en période de conditions plus fraîches (Lee, 2014). En somme, ce phénomène démontre que les fluctuations de température, ainsi que les implications qui en résultent, se manifestent plus intensément aux pôles qu'à des latitudes plus basses.

Malgré une compréhension incomplète, en raison de contributions variables des mécanismes physiques au renforcement ou à l'affaiblissement du phénomène, on peut toutefois identifier divers facteurs d'influence. Tout d'abord, la glace de mer érige une couche isolante entre un océan relativement plus chaud que l'atmosphère glaciale des pôles et sa fonte engendre indiscutablement un réchauffement de cette atmosphère. Par conséquent, la fonte sera d'autant plus substantielle, exposant les eaux de cette zone à une liberté totale et à la capacité d'absorber davantage de chaleur. Par suite, la régénération de la glace à la fin de l'été se produira à un rythme moins soutenu et avec une portée moindre, en raison de l'accumulation thermique (Steele et al., 2010). L'effet de l'albédo joue également un rôle non négligeable. En effet, la glace réfléchit la majeure partie du rayonnement, environ 60 %, et devient encore plus réfléchissante en présence d'une couche de neige, tandis que l'albédo de l'eau libre peine à atteindre 10 % (Serreze and Barry, 2011). À ces effets s'ajoutent les flux de chaleur convergents entre l'océan et l'atmosphère, largement évoqués comme responsables majeurs du réchauffement arctique lors des deux décennies précédentes, selon les travaux de Yang et al. (2010). Des études attestent aussi que l'effet de serre induit par une hausse de la vapeur d'eau et de la couverture nuageuse est d'autant plus prévalent dans les régions polaires que dans les latitudes plus basses.

Cette particularité est en grande partie due aux conditions de stratification de l'air, qui restent stables en Arctique (Alexeev et al., 2005; Langen and Alexeev, 2007; Graversen and Wang, 2009).

Pour explorer plus en profondeur les mécanismes susmentionnés, le retour glace-albédo joue un rôle central dans l'amplification polaire. En effet, en raison de son albédo considérablement supérieur à celui de l'eau, la fonte initiale de la glace de mer peut souvent enclencher une suite de période de perte de glace. Les nouvelles zones d'eau libre peuvent absorber davantage de rayonnement solaire, induisant une hausse de la température en surface, amorçant ainsi une réaction en chaîne. Cette rétroaction opère également dans le sens inverse : en cas de refroidissement et d'expansion de la surface de glace de mer, cette expansion peut se prolonger si les conditions ne changent pas (Curry et al., 1995). Deux autres rétroactions jouent un rôle crucial dans l'amplification polaire : l'effet de Planck et le gradient thermique. En suivant l'équation de Stefan-Boltzman, on observe que le rayonnement électromagnétique varie selon la quatrième puissance de la température. Cela signifie que les régions froides connaissent une croissance plus marquée de température que les régions chaudes (Pithan and Mauritsen, 2014). En effet, une surface initialement plus chaude émettra davantage de rayonnement, ce qui explique pourquoi les pôles tendent à perdre moins de rayonnement infrarouge. La rétroaction du gradient thermique, elle, découle du fait qu'aux tropiques, le gradient vertical de température est presque identique au gradient adiabatique de l'air saturé, grâce aux mouvements convectifs actifs dans cette région. Cependant, cette similitude est absente dans les régions polaires, où les différentes couches d'air se mélangent moins efficacement, en partie à cause de l'air froid et dense en surface. Par conséquent, tout réchauffement tend à rester confiné à de basses altitudes dans ces régions (Gong et al., 2017; Dai et al., 2019).

Les implications des diverses occurrences décrites précédemment ont principalement été observées dans la région polaire de l'hémisphère nord. Toutefois, l'Antarctique, en raison de sa configuration géographique, comme continent enclavé par l'océan, diffère considérablement de celle de l'Arctique, qui est un océan entouré de continents. Par conséquent, il ne convient pas de généraliser automatiquement les phénomènes constatés dans l'un à l'autre (Convey et al., 2009). Cependant, il est crucial de reconnaître que, bien que les manifestations spécifiques puissent varier, les processus physiques à l'œuvre dans les régions polaires restent relativement similaires. Il est donc pertinent de garder à l'esprit que les conditions observées dans l'Arctique pourraient également évoluer dans une direction comparable au pôle Sud, compte tenu des similitudes des mécanismes physiques qui prévalent dans ces zones extrêmes.

1.4 Réponse à la fonte de la glace de mer Antarctique

Sur base des observations en Arctique, ainsi que celles effectuées dans l'hémisphère sud durant les précédentes années où l'étendue de glace de mer atteignait des valeurs records, il est possible de mettre en exergue les conséquences probables d'une fonte importante de la glace de mer antarctique sur le climat de l'hémisphère sud. Cette section reprend donc un résumé des connaissances et résultats de recherches antérieures ayant exploré la question centrale de cette étude. Dans leur article, Zhu et Song (2023) ont justement repris des observations de cette année 2017 en comparaison avec 2014 ainsi que des simulations issues de cinq modèles pour tenter de définir les impacts d'un tel événement. Les résultats de l'étude montrent que l'anomalie de glace de l'année 2017 a entraîné des réponses plus intenses que celle de l'année 2014. Cela s'est traduit par un déplacement du jet subtropical vers l'Équateur, une augmentation des flux de chaleur entre l'Océan et l'atmosphère, ainsi qu'une augmentation de température qui restait limitée aux côtes du continent antarctique.

1.4.1 Flux de chaleur et température

La diminution de la couverture de glace montre une forte augmentation des flux de chaleur de l'océan vers l'atmosphère, qui est systématiquement accompagnée d'une augmentation de température, notamment dans la basse troposphère de 60 à 90° sud (England et al., 2018; Zhu and Song, 2023). Ce phénomène concerne en grande majorité les régions pour lesquelles une diminution de l'étendue de glace de mer est observée (England et al., 2018).

1.4.2 Variations de pression et circulation atmosphérique

De façon générale, la température a une forte influence sur la pression. En général, une augmentation de la température entraîne une dilatation de l'air, ce qui conduit à une diminution de sa densité. Des colonnes d'air moins denses exercent une pression moindre sur la surface terrestre, entraînant ainsi une baisse de la pression atmosphérique dans la région concernée (Ghalib et al., 2020). Cette baisse de pression peut être observée comme une dépression atmosphérique. À l'inverse, lorsque la température diminue, l'air se contracte, augmentant sa densité. Les colonnes d'air plus denses exercent une pression plus élevée sur la surface terrestre, ce qui conduit à une augmentation de la pression atmosphérique dans la région. Cette augmentation de pression est souvent associée à une zone d'anticyclone. Ces variations de pression induisent également des variations dans le champ de vent.

Dans une dépression atmosphérique, l'air a tendance à s'élever, créant des zones d'air ascendant, tandis que dans un anticyclone, l'air a tendance à descendre, créant des zones d'air descendant. Ces mouvements verticaux de l'air influencent à leur tour la hauteur géopotentielle. Cette dernière correspond à une mesure de l'altitude dans l'atmosphère, qui tient compte simultanément de la pression atmosphérique et de la gravité (Fleming et al., 1990). Lorsque la pression diminue dans une région suite à une augmentation de la température, la hauteur géopotentielle diminue également, indiquant une élévation de l'altitude dans cette région. À l'inverse, lorsque la pression augmente en raison d'une baisse de température, la hauteur géopotentielle augmente, indiquant une baisse d'altitude.

D'un point de vue global, au niveau de la circulation atmosphérique, le principal élément de réponse à une diminution de la glace de mer sur lequel les études convergent est le déplacement du jet subtropical de l'hémisphère sud vers l'Équateur (Baker et al., 2017). La réponse du vent dans la zone antarctique a, elle, tendance à être assez symétrique, avec une augmentation de vent sur le continent, une forte diminution au niveau de tout l'Océan Austral et à nouveau une augmentation vers 40°-50° de latitude sud (England et al., 2018; Tewari et al., 2023). Comme décrit précédemment, cette structure très spécifique, tant au niveau de la pression que des vents, est liée à une phase négative de l'oscillation SAM.

1.4.3 Précipitations

Les analyses de précipitations menées montrent que celles-ci varient généralement en fonction des flux de chaleur. En effet, là où les flux de chaleur augmentent, elles auront tendance à s'intensifier alors que là où ils diminuent, elles s'affaibliront (Deser et al., 2010b; England et al., 2018). Lorsque la température augmente et que le flux de chaleur s'intensifie, cela entraîne une augmentation de l'évaporation au niveau de l'océan. Lorsque l'eau s'évapore de la surface de l'océan, elle monte dans l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. L'air chaud ayant une plus grande capacité à retenir l'humidité, cela peut également entraîner une évaporation accrue. Ces deux phénomènes combinés engendrent une recrudescence des précipitations (Singarayer et al., 2006). Sur base de ces éléments et des simulations de perte de glace de mer précédemment effectuées, les précipitations augmentent le long du 70ème parallèle sud, avec des pics d'augmentation là où la diminution de glace de mer est la plus intense (England et al., 2018).

1.4.4 Saisonnalité

La réponse des variables à la diminution de la glace de mer dans la région antarctique présente une saisonnalité moins marquée que la région arctique. Néanmoins, cette saisonnalité reste perceptible, principalement pendant l'hiver. En effet, les saisons d'hiver et de printemps dans l'hémisphère nord présentent des réponses plus prononcées. Dans l'hémisphère sud, les saisons printanière et automnale montrent généralement des réponses comparables, généralement amplifiées durant l'hiver (England et al., 2018). Cette intensité est principalement due au fait que l'hiver, aussi bien dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud, se caractérise par la plus grande disparité de température entre l'océan et l'atmosphère, mais également entre l'Équateur et les pôles (Cohen et al., 2014; Pithan and Mauritsen, 2014; Pedersen et al., 2015).

À nouveau, par la situation particulière du continent antarctique, les réponses des variables climatiques à la diminution de glace de mer n'ont pas non plus les mêmes conséquences qu'en Arctique, notamment au niveau de leur répartition spatiale. Comme illustré avec les variations des vents, la majorité des changements s'opèrent de façon plus ou moins symétriques et n'ont généralement pas tendance à s'étendre jusqu'aux moyennes latitudes (England et al., 2018).

1.4.5 Sujet de recherche et contexte scientifique

Comme en témoignent les investigations antérieures évoquées dans la revue de littérature, et comme le mettront en lumière les articles supplémentaires discutés par la suite, l'exploration des répercussions de la fonte de la glace de mer antarctique sur le climat de l'hémisphère sud est un domaine déjà exploré. Néanmoins, la documentation existante révèle également des facettes du sujet qui demeurent inexplorées. Par exemple, l'approfondissement ciblé de la circulation atmosphérique, associé à une comparaison minutieuse des résultats modélisés avec des fondements théoriques tels que l'approximation géostrophique, représente une approche jusqu'à présent inédite. De surcroît, il est à noter que la majorité des études répertoriées dans le champ se sont limitées à des analyses au moyen d'un unique modèle. L'objectif de la présente étude réside en particulier dans l'entreprise de confronter et de comparer les résultats issus de quatre modèles distincts, ajoutant ainsi une dimension supplémentaire de robustesse et de fiabilité aux conclusions obtenues.

En déployant une telle méthodologie comparative et en enquêtant sur des aspects jusqu'alors laissés de côté, cette recherche vise à contribuer à une compréhension des interactions complexes entre la fonte de la glace de mer antarctique et la dynamique climatique dans l'hémisphère sud. Ce faisant, elle ambitionne de pallier certaines des incertitudes subsistantes dans la littérature existante.

2 Méthodologie

Afin d'examiner la réponse climatique à une fonte rapide de la glace de mer en Antarctique, il est essentiel d'utiliser des résultats issus de modélisations qui simulent les changements de diverses variables modélisées en réponse aux modifications apportées à la glace de mer. Une évaluation fondamentale des résultats du modèle constitue donc une étape cruciale. Cependant, ce qui confère un intérêt supplémentaire à cette analyse est qu'elle est menée sur les sorties de quatre modèles distincts. Cela permet d'apporter une certaine fiabilité aux résultats obtenus ainsi que d'identifier des tendances communes des réponses des variables à travers les modèles. Cette section présentera une liste des modèles employés, de même que leurs caractéristiques techniques, en plus d'une description des expériences ayant généré les résultats. Ensuite, les différentes variables utilisées pour les analyses seront exposées, suivies d'une section consacrée aux vérifications statistiques visant à garantir la significativité des résultats.

2.1 Les modèles

Dans le cadre de ce travail, la production de résultats a été effectuée en rassemblant les données d'une série de modèles différents pour lesquels la simulation désirée était disponible. Les simulations sont toutes issues de modèles climatiques globaux (GCM), chacun dépendant d'un institut de recherche spécifique. Ces GCM sont connus pour être des types de modèles très fins et précis. Leur résolution est de l'ordre de la centaine de kilomètres et, au contraire d'autres catégories de modèles, laisse peu de place aux approximations en considérant les composantes du climat ainsi que leur dynamique (atmosphère, océan, fonte de la glace, etc) (Goosse, 2015).

Tous ces modèles étant issus de la base de données du CMIP6, ils sont tous couplés, prenant ainsi en compte l'interaction des systèmes modélisés et pas uniquement un unique système lorsqu'une perturbation est appliquée.

2.1.1 CESM2

Le *Community Earth System Model* version 2 a été développé par le *National Centre for Atmospheric Research*, dans le but d'être intégré au projet CMIP6. Ce modèle étudie des systèmes tels que l'océan (POP2), les vagues (WW3), le continent (CLIM5), la glace de terre (CISM2), la glace de mer (CICE5) et le ruissellement fluvial (MOSART), ainsi que des facteurs biogéochimiques. Toutes ces modélisations ont elles-mêmes été développées de façon distincte et les flux et échanges qui en découlent passent par l'intermédiaire d'un coupleur (CIME5) pour transmettre les signaux entre les systèmes (Danabasoglu et al., 2020). Le *Canadian Earth System Model version* 5 est développé par le *Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis* et est également intégré au projet CMIP6. Comme CESM2, ce modèle comprend une multitude de systèmes tels que la surface terrestre (CLASS), l'écosystème terrestre (CTEM), l'océan (NEMO) et sa biogéochimie (CMOC). À nouveau, toutes ces structures sont organisées autour d'un coupleur (CanCPL) (Swart et al., 2019).

2.1.2 MIROC6

Le *Model for Interdisciplinary Research On Climate* 6 est élaboré par le *Centre for Global Environmental Research*. Tout comme les autres, il prend part au projet CMIP6 et il est composé de trois "sous-modèles" : un modèle pour l'atmosphère (AGCM), un pour la surface continentale (MATSIRO) et un pour les interactions glace-mer (COCO). Un système de couplage vient régir les échanges de flux entre ces modèles secondaires pour former le modèle principal (Tatebe et al., 2019).

2.1.3 NorESM2

Le *Norvegian Earth System Model* 2 est élaboré par le *Norwegian Climate Centre* et collabore également au CMIP6. Les domaines repris par ce modèle global sont assez semblables à ceux des modèles précédents : atmosphère (CAM6, CESM2), océan (BLOM) et son écosystème (iHAMOCC), glace de mer (CICE) et continent (CLM5). Un coupleur est associé à ces systèmes et dans le cas de Nor-ESM2, le coupleur est le même que pour CESM2 (CIME) (Seland et al., 2020).

TABLE 2.1 – Récapitulatif des noms, résolution horizontale et nombre de membres de chaque modèle utilisé

Nom du modèle	Résolution horizontale (lon. par lat. en degrés)	Nombre de membres	Référence
CESM2	1.3x0.9	100	(Danabasoglu et al., 2020)
CanESM5	2.8x2.8	100	(Swart et al., 2019)
MIROC10	1.4x1.4	100	(Tatebe et al., 2019)
NorESM2	2×2 BR/1×1 MR	100	(Seland et al., 2020)

2.2 Expériences

Les résultats obtenus dans cette étude sont fondés sur des expériences menées au sein du projet PAMIP (polar amplification model intercomparison project), qui fait partie intégrante de la phase de simulation du CMIP6 (coupled model intercomparison project 6). Deux expériences distinctes sont utilisées dans cette étude et présentent une caractéristique particulière. Les descriptions précédentes ont permis d'évaluer la capacité à tenir compte d'une gamme de composantes climatiques. Cependant, dans le contexte des expériences utilisées pour cette étude, seules les composantes atmosphériques sont employées pour la modélisation. La première expérience est forcée avec une température de surface de la mer correspondant à la climatologie mensuelle moyenne de 2000 à 2001 et une couverture de glace de mer antarctique correspondant à celle de la période préindustrielle. La seconde reprenant les mêmes conditions de température de surface de la mer, mais une couverture de glace de mer antarctique correspondant à une période dite "future". Concernant la température de surface de la mer actuelle, elle est obtenue à partir d'observations, avec les données climatologiques du Hadley Centre (Smith et al., 2019). Pour la couverture de glace de mer future, les données sont acquises sur base d'un ensemble de 31 simulations historiques utilisant le scénario RCP8.5 du CMIP5 (Smith et al., 2019). Chaque modèle englobe un ensemble de 100 simulations, dont les conditions initiales sont calquées sur celles de la simulation AMIP du 1er avril 2000.

Dans le but de mieux représenter l'essence même de la variabilité naturelle [1], de subtiles variations sont introduites dans ces conditions initiales. Par conséquent, cela entraîne des divergences dans les résultats entre chaque membre de l'ensemble, contribuant ainsi à représenter la variabilité climatique. L'ensemble cartographique présenté dans la référence [2.1] expose les moyennes de la perte saisonnière de glace de mer pour le modèle CESM2. Qu'il s'agisse du modèle CESM2 décrit précédemment ou des trois autres modèles, la réduction moyenne de la glace de mer est relativement similaire, du fait que tous les résultats émanent de la même expérience (seule la conception particulière de chaque modèle induira une variation).

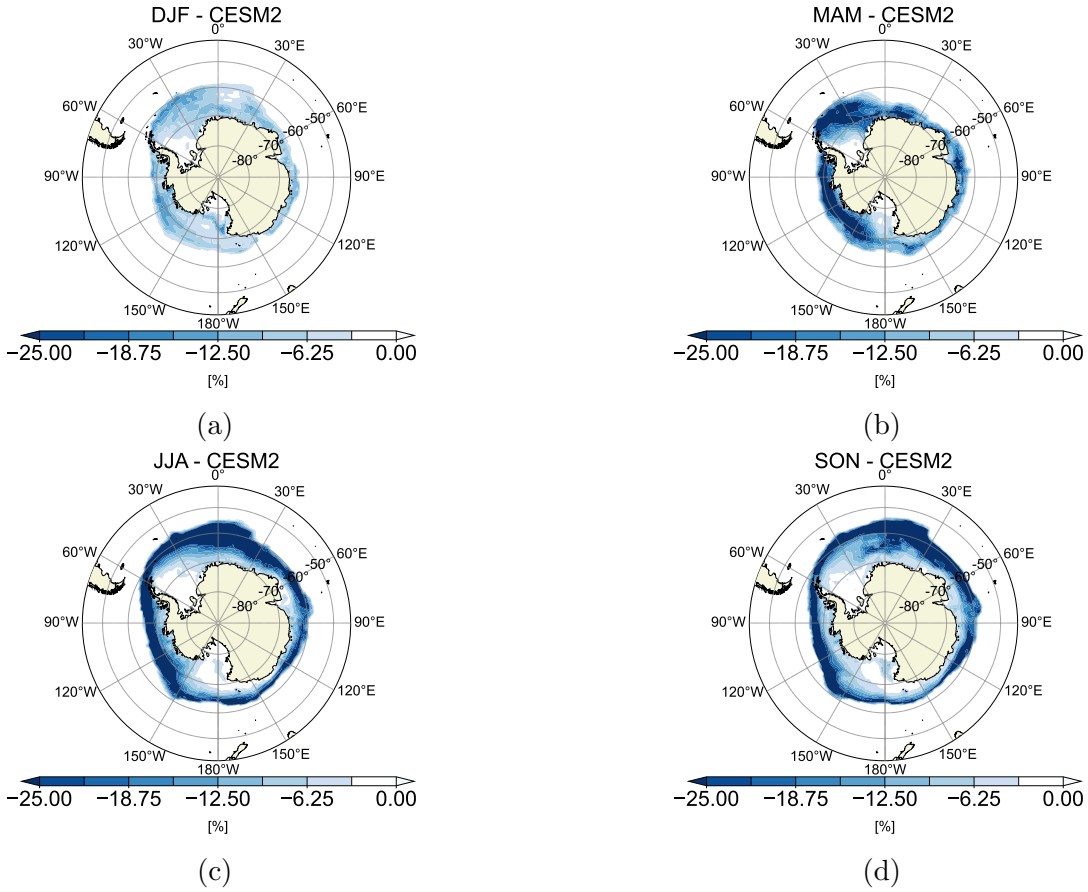


FIGURE 2.1 – Différence moyenne de glace de mer entre la simulation future et pré-industrielle pour le modèle CESM2 et pour **(a)**, l'été, **(b)**, l'automne, **(c)**, l'hiver et **(d)**, le printemps.

1. la variabilité naturelle du climat survient généralement en absence de forçage externe et provient des interactions complexes et processus internes du système climatique lui-même. (Deser et al., 2010a).

L'été est marqué par une perte de glace légère dans les scénarios futurs puisque la majorité de la glace de mer disparaît déjà en été actuellement. Les saisons suivantes et notamment l'hiver et le printemps austral sont marqués par des diminutions de glace de mer de plus de 25%. Ces pertes surviennent essentiellement dans des latitudes de 60-70° et sur la majorité du pourtour de l'Antarctique, là où la glace de mer laisse progressivement place à l'océan libre.

2.3 Variables étudiées

2.3.1 Température de l'air

Cette variable, donnée en Kelvin, est la première à analyser. En effet, c'est en fait le premier facteur climatique qui va varier lors d'une fonte de la glace de mer. Cette dernière influence directement la température, d'abord en surface et puis graduellement en altitude. Leur analyse permet une première approche des données qui pourrait ensuite permettre de consolider les hypothèses posées via l'observation d'autres variables.

2.3.2 Hauteur géopotentielle

Cette variable donne une idée de la pression tout en tenant compte des variations de force de gravité autour de la Terre. Elle désigne donc l'altitude à laquelle un potentiel égal de gravité est atteint. Son unité est le mètre et celle-ci permet, par exemple, de calculer l'indice SAM. Cette mesure représente un point important dans la compréhension des vents, directement liée à la température.

2.3.3 Vent méridien et zonal

Représentée par la composante "u" du vent, cette variable indique la direction du vent zonal en fonction des valeurs prises en m/s. Cette composante indique la variation du vent selon la direction ouest-est, avec des valeurs négatives pour des vents d'est et des valeurs positives pour des vents d'ouest. Le vent méridien, donné par la composante "v" du vent, indique la direction selon l'axe sud-nord, avec des valeurs négatives pour un vent venant du nord et positive pour un vent venant du sud. Son unité est également le m/s. En suivant l'approximation dite géostrophique, il est attendu que ce vent varie essentiellement avec les variations de hauteur géopotentielle, et donc à priori en lien avec la température aussi.

2.3.4 Vent géostrophique

Le vent géostrophique est le vent résultant de l'équilibre entre la force de Coriolis et le gradient horizontal de pression dans un fluide en rotation. Cette force de Coriolis est due à la rotation de la Terre sur son axe. Le vent géostrophique ne considère pas certains autres paramètres, tels que la friction, qui peut jouer un rôle important à des échelles plus petites et plus proches de la surface terrestre (Picca, 1980). Dans l'hémisphère nord, la force du gradient de pression tend à déplacer les particules d'air des hautes vers les basses pressions et la force de Coriolis dévie cette force vers la droite. Le vent géostrophique souffle donc manière parallèle aux lignes de pression isobares, avec un mouvement horaire autour des centres de hautes pressions et anti-horaire autour des centres de basses pressions. Dans l'hémisphère sud, c'est l'inverse, le mouvement est horaire pour les cyclones et anti-horaire pour les anticyclones (Neiburger et al., 1948). Comme le vent géostrophique est influencé par la pression et la force de Coriolis, il est envisageable de vérifier la concordance entre les modèles utilisés et l'approximation géostrophique. Pour ce faire, on peut calculer les composantes zonales et méridiennes du vent à partir de la hauteur géopotentielle, puis comparer ces valeurs aux données de vent issues des modèles.

2.3.5 Précipitations

Pour obtenir les précipitations mensuelles, c'est la variable de flux de précipitations qui indique la quantité de précipitations aussi bien solides que liquides en kg/m^2s qui est utilisée. Pour transformer cette valeur en mm/mois, il suffit de multiplier toutes les valeurs par le nombre de secondes dans un mois, correspondant donc à 86 400 fois le nombre de jours du mois correspondant.

2.4 Analyses saisonnières

Afin d'effectuer des analyses plus fines que simplement annuelles sur les résultats obtenus, il est nécessaire de réduire l'étendue temporelle de ceux-ci. Cela permettra notamment d'identifier des tendances de façon plus claire qu'avec des moyennes annuelles. Pour ce faire, la littérature montre que des analyses saisonnières sont ce qui est le plus couramment utilisé. Pour chaque modèle, l'année est séparée selon les quatre saisons avec les mois suivants : JJA (juin, juillet et août), SON (septembre, octobre et novembre), DJF (décembre, janvier et février), MAM (mars, avril et mai). Ces choix sont faits de manière arbitraire, car ils correspondent à ce qui est fait dans la plupart des cas, mais aussi parce que ce sont ceux qui permettent d'isoler des tendances saisonnières, avec une temporalité compréhensible par tout un chacun. Pour apporter une précision supplémentaire, toutes les saisons considérées au sein

de ce travail sont australes puisque la zone d'étude est située dans l'hémisphère sud (JJA : hiver austral, SON : printemps austral, etc) (England et al., 2018, 2020).

2.5 Tests statistiques

La première étape des observations réalisée consistait donc à identifier des zones pour lesquelles des variations particulières sont robustes lorsque la glace de mer disparaît, tant pour les valeurs prises par les variables ou leurs structures dans l'espace. Cependant, la présence d'une variation particulière suite à une telle perturbation n'est pas nécessairement la conséquence de cette même perturbation. En effet, la variabilité naturelle intervient également dans ces fluctuations. Il est donc nécessaire d'identifier quels phénomènes peuvent être attribués à la perturbation et lesquels sont uniquement dus à un "bruit" climatique. Pour ce faire, l'utilisation d'un test statistique est un moyen efficace d'éliminer les variations qui s'avèrent ne pas être pertinentes dans le cadre de cette étude.

2.5.1 Test de significativité

L'idée est donc d'utiliser les données préindustrielles qui servent de données de contrôle pour vérifier dans les données futures lesquelles peuvent être validées comme variant suite à la perturbation. Une comparaison entre les 100 membres préindustriels et futurs est alors effectuée et comme dans tout test statistique, une hypothèse est posée. Dans ce cas, l'hypothèse nulle dit que les deux échantillons possèdent les mêmes distributions et si celle-ci est rejetée, c'est que la p-valeur donnée par le test est inférieure au seuil de significativité que l'on pose généralement à 5% (ce qui indique une probabilité que l'un des membres de la simulation future soit différent du membre de la période préindustrielle). Pour procéder à la vérification de cette hypothèse, c'est le test de Kolmogorov-Smirnov qui est employé. Cette méthode est directement utilisable dans les bases de données de formule du package "Scipy" fournissant un grand nombre d'algorithmes et de fonctions mathématiques. Une fois l'opération effectuée, tous les échantillons pour lesquels l'hypothèse nulle sera rejetée seront donc considérés comme différents car ne suivant pas une même distribution statistique. Une fois l'hypothèse nulle rejetée ou acceptée, il est possible de différencier les variations futures issues de la variabilité naturelle de celles dues à la fonte de la glace de mer antarctique, celles-ci étant significativement différentes des données passées.

2.5.2 False Discovery Rate

Il faut néanmoins admettre que si cette méthode constitue une bonne base pour éliminer les résultats non pertinents, l'existence de "faux positifs" est possible sur un test effectué à une telle échelle et répété autant de fois (Wilks, 2016). Dans ce cas-ci, par la quantité de cellules prise en compte pour effectuer les calculs, les probabilités que des erreurs de diagnostics se soient glissées dans les résultats, surtout pour un seuil à 5%, avoisinent la certitude.
Pour remédier à ce problème, plusieurs solutions existent, mais l'une des plus communément utilisée est le False Discovery Rate (Benjamini and Hochberg, 1995) dont la formule est la suivante :

$$FDR = E(V/R|R > 0)P(R > 0) \tag{2.1}$$

où :

FDR représente le nombre de faux positifs parmi les hypothèses nulles rejetées.
E représente l'espérance mathématique.
V représente le nombre de faux positifs.
R représente le nombre d'hypothèses nulles rejetées.
P représente la probabilité.

Le FDR calcule ainsi le taux d'éléments qualifiés de significatifs alors qu'ils sont nuls, en s'assurant qu'il y ait au minimum une hypothèse rejetée. En posant une p-valeur (communément appelée q pour le FDR) de 0,05, il y a une possibilité de contrôler le nombre de faux positifs en indiquant une valeur seuil de maximum 5% de faux positifs dans les résultats. Ce test permet donc en plus de s'ajuster à la quantité de résultats significatifs obtenus et varie alors en fonction des éléments sur lequel il est effectué. De plus, cette méthode est également fiable pour détecter les autocorrélations spatiales car les résultats s'influençant les uns les autres et ne sont en conséquence pas réellement indépendants.

3

Résultats et discussion

Cette section présente les résultats de la recherche menée pour évaluer les conséquences d'un scénario de perte de glace de mer antarctique. Seuls les résultats les plus significatifs sont exposés, afin de se concentrer sur les éléments les plus pertinents pour l'interprétation. Une discussion est également intégrée directement dans ce chapitre, permettant de relier les différentes variables et d'effectuer une analyse complète de l'influence de la fonte de la glace de mer sur la dynamique de la région. Enfin, une comparaison des résultats avec la littérature existante est réalisée pour replacer cette recherche dans son contexte scientifique.

3.1 Réponses atmosphériques

3.1.1 Profils de température atmosphérique à différentes altitudes

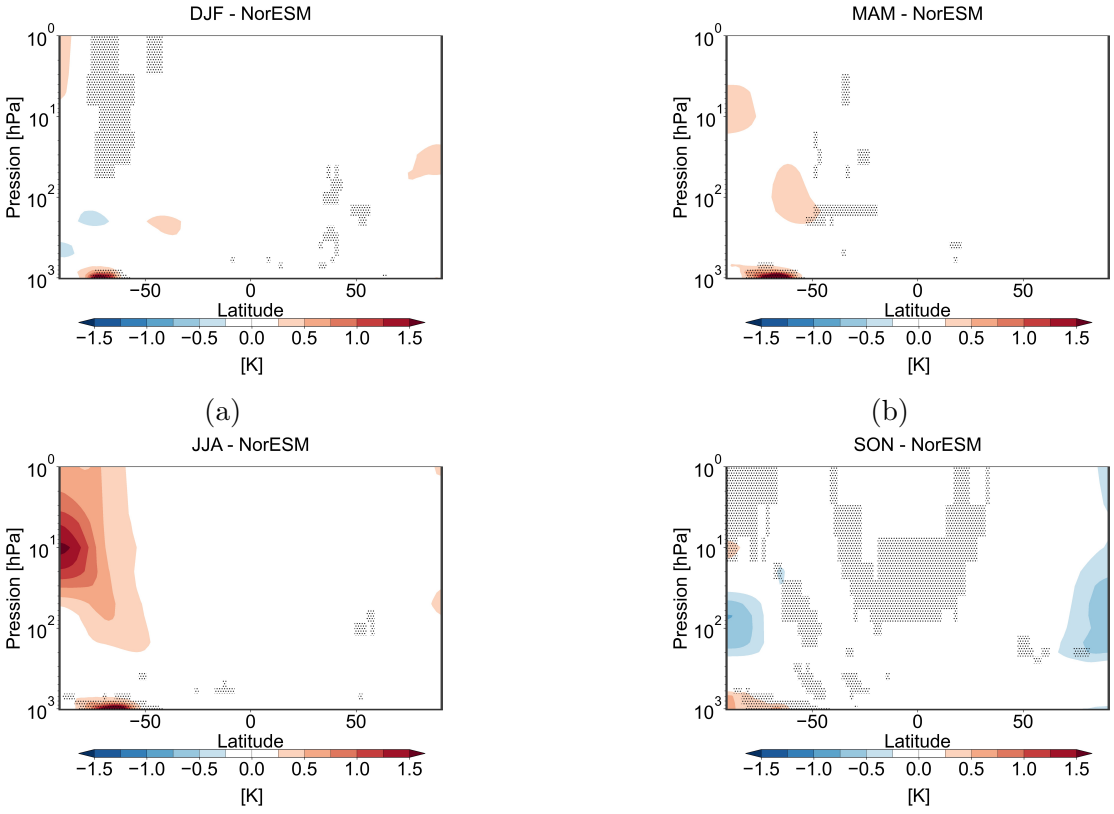


FIGURE 3.1 – Différence moyenne de température zonale entre la simulation future et pré-industrielle pour le modèle NorESM2, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'été, **(b)**, l'automne, **(c)**, l'hiver et **(d)**, le printemps. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.

La température est l'une des seules variables pour laquelle la réponse de l'ensemble des modèles pour chaque saison est plus ou moins similaire [A.2,A.3,A.4]. Pour cette raison, l'ensemble de profils de température ci-dessus [3.1] reprend les saisons estivale, automnale, hivernale et printanière avec des résultats représentatifs de ce qui est obtenu pour le modèle NorESM2. Elles sont toutes les quatre marquées par un réchauffement en surface, les valeurs d'augmentation de température oscillant de 0,5 à 2 °C en fonction de l'importance de la perte de glace [2.1].

Tout comme pour la diminution de glace de mer, une saisonnalité marquée est observable. Le réchauffement estival est moindre par rapport à celui d'autres saisons, aussi bien au niveau de l'étendue que de l'intensité. Un réchauffement d'intensité maximale est observable pour tous les modèles en hiver [A.2,A.3,A.4]. Au niveau de la propagation du réchauffement, celui-ci reste plutôt confiné aux basses couches de l'atmosphère et ne s'exporte pas en altitude ou du moins pas d'une façon assez importante pour que cela soit significatif. Cette observation est valable pour l'ensemble des modèles analysés. Le fait que l'air plus chaud ne parvienne pas à atteindre les couches supérieures de l'atmosphère malgré sa densité plus faible peut provenir de la stratification plus nette des couches d'air aux hautes latitudes, qui rend le mélange des couches plus laborieux.

3.1.2 Température à 1000 hPa

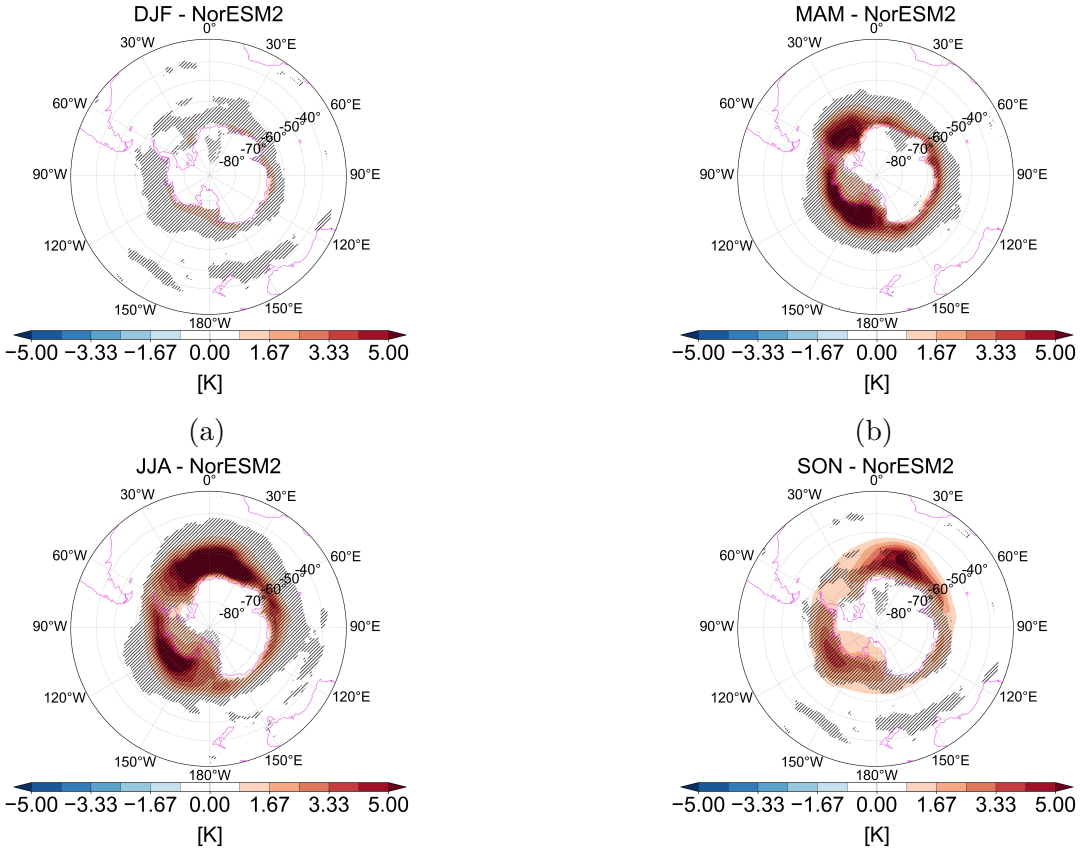


FIGURE 3.2 – Différence moyenne de température entre la simulation future et pré-industrielle pour le modèle NorESM2, à 1000 hPa pour **(a)**, l'été, **(b)**, l'automne, **(c)**, l'hiver et **(d)**, le printemps. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.

Bien que cela ne soit pas flagrant au niveau des figures de propagation de température, le réchauffement est légèrement moins important au printemps austral également et cela se marque surtout au niveau des cartes illustrant l'importance du réchauffement d'un point de vue de son extension en surface [3.2]. Concernant les valeurs de hausse de température atteinte, les réponses au niveau de la surface, et donc au plus proche de la perte de glace, montrent cette fois des augmentations allant de 1 à 5 °C. Étant donné la faiblesse des réponses estivales par rapport à celles d'autres saisons, celles-ci ne seront plus présentées pour les variables suivantes. L'observation de ces figures montre que l'étendue du réchauffement est vraiment confinée à la région antarctique ainsi qu'à la surface. En faisant la comparaison visuelle entre le réchauffement et la perte de glace de mer, les deux figures sont en réalité très similaires en tous points. Les zones auxquelles la perte est présente et la plus grande sont celles où le réchauffement est le plus grand également.

Ces résultats correspondent assez bien à ce qui pouvait être attendu. En effet, la perte de la glace de mer conduit à une augmentation des flux de chaleurs océan-atmosphère. Les endroits où la perte de glace a lieu sont ceux où l'albédo diminue le plus et où la couche isolante formée par la glace n'existe plus. Par conséquent, il y a une plus grande absorption du rayonnement solaire (lorsque celui-ci est présent), ainsi qu'une plus grande capacité de l'océan à réchauffer l'atmosphère (Cohen et al., 2014). La réponse la plus importante est située durant la saison hivernale, avec une majeure partie de la zone atlantique qui subit un fort réchauffement, mais les mois de septembre, octobre et novembre permettent malgré tout d'observer une réponse assez forte également. Cela pourrait être une conséquence de la quantité d'eau libre plus importante en automne qu'en hiver. En effet, même si la perte de glace est la plus importante durant l'hiver, le maximum de glace de mer arrive toujours à ce moment-là. Cela veut donc dire qu'en automne, la surface d'eau libre plus importante permet plus d'échanges de chaleur de l'océan vers l'atmosphère.

3.1.3 Hauteur de géopotentiel

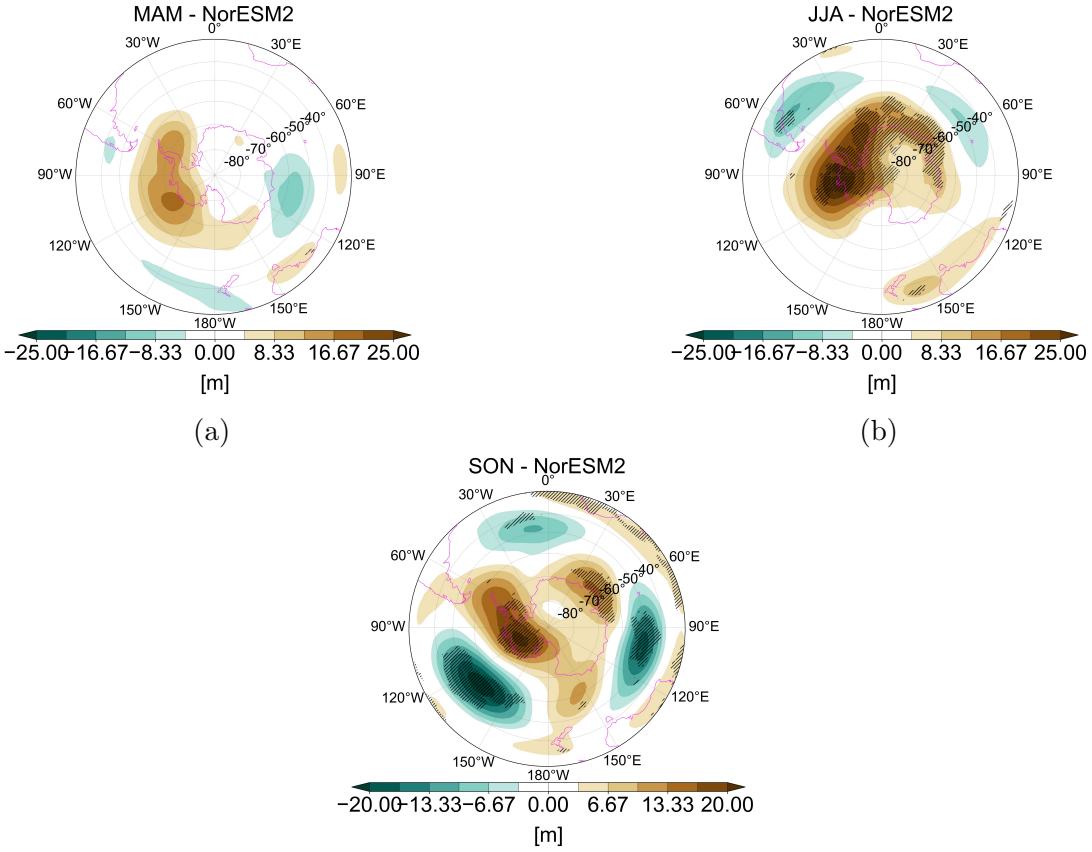


FIGURE 3.3 – Différence moyenne de hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et NorESM2, **(b)**, l'hiver et NorESM2, **(c)**, le printemps et NorESM2. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.

L'analyse de la hauteur géopotentielle est un élément essentiel pour déterminer les variations de circulation atmosphérique conséquentes à la perte de glace de mer antarctique. Les réponses de géopotentiel montrent des résultats significatifs, essentiellement durant la saison hivernale [3.3]. Au niveau des autres saisons, la significativité des résultats reste relativement discutable et dépend fortement des modèles observés [A.5,A.6,A.7]. Les variations sont marquées par une augmentation de géopotentiel globale au-dessus des mers d'Amundsen et Bellingshausen, notamment à proximité de l'ASL, atteignant jusqu'à 30 mètres d'élévation.

Durant les mois de juin, juillet et août, ce schéma d'augmentation peut même s'étendre sur le continent antarctique. Le pattern annulaire de réponse est relativement similaire pour les différents modèles, mais également en hiver comme au printemps. Au voisinage de cette augmentation de géopotentiel apparaît une diminution de celui-ci, légèrement plus faible, avec des valeurs avoisinant les 15 mètres de chute. Ces deux variations conjuguées engendrent une diminution de gradient de géopotentiel entre les moyennes et les hautes latitudes, ce qui correspond à une phase de SAM négatif. Les résultats non significatifs sont ceux reprenant des valeurs de variation de géopotentiel trop faible pour être considérées comme ne faisant pas partie de la variabilité naturelle.

La variation de la hauteur géopotentielle est une réaction directe aux fluctuations de la température. En réponse à l'élévation des températures dans la région côtière antarctique, l'air se dilate, engendrant ainsi une augmentation de la hauteur géopotentielle. Parallèlement à cet effet, des cellules de convection se développent, où l'air chaud ascendant, moins dense que l'air froid en altitude, s'élève. Cela se produit vers des latitudes de 60-70° sud, où il finira par refroidir en s'élevant. Ce processus de refroidissement génère des zones de subsidence vers les latitudes de 50° sud, provoquant ainsi des réductions de la hauteur géopotentielle dans ces régions spécifiques. Ces observations concordent précisément avec les cartes présentées dans la section [3.3]. Une illustration simplifiée de ce mécanisme est présentée sur le schéma [3.4].

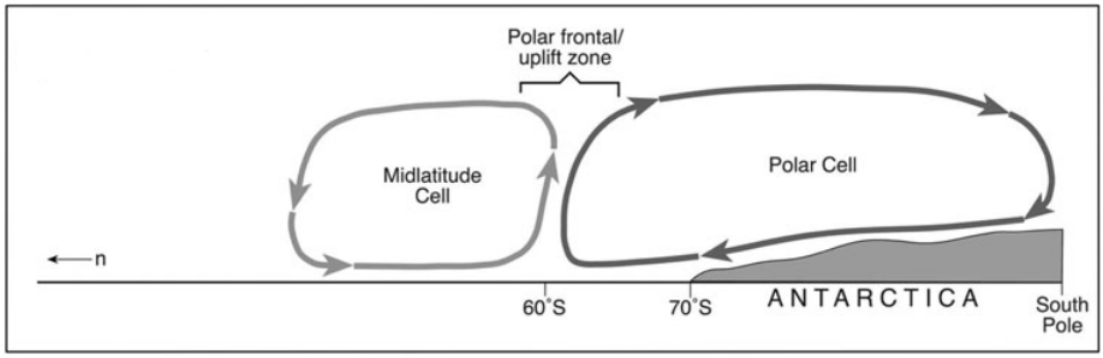
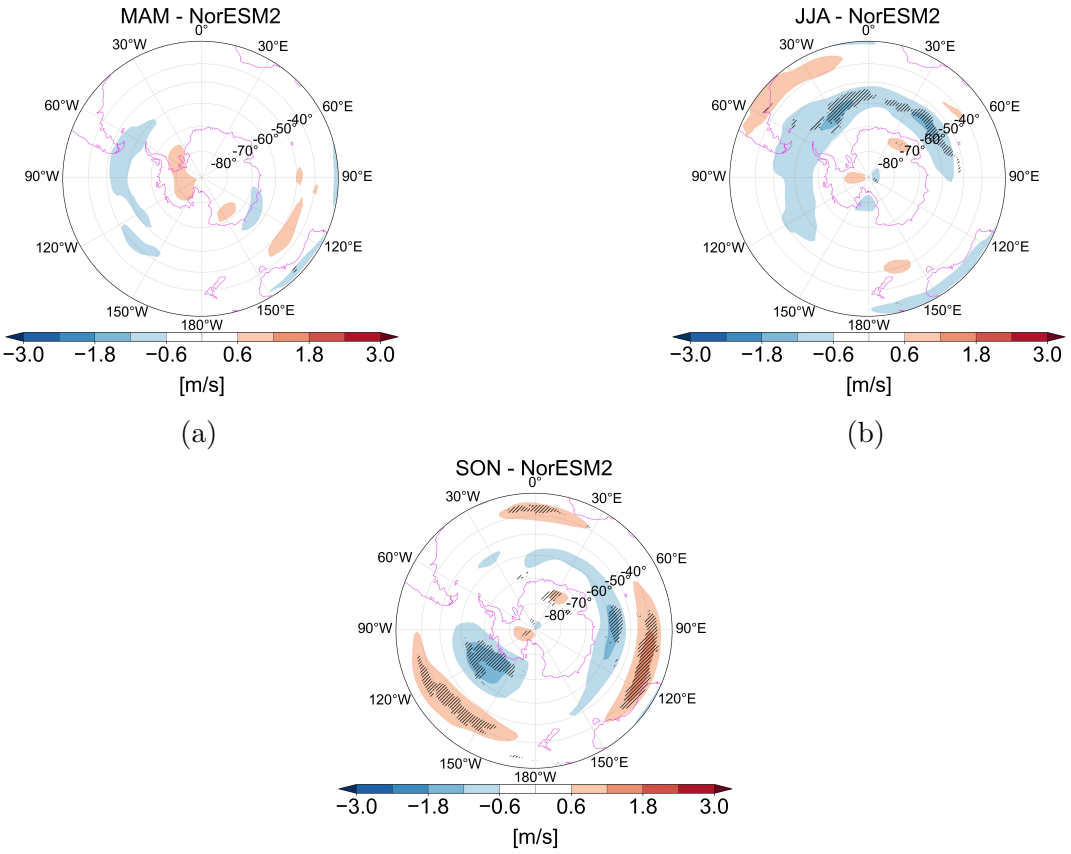


FIGURE 3.4 – Schéma représentant les cellules de latitudes moyennes et polaires (Raphael et al., 2011).

En réponse à ces structures respectives d'augmentation et de diminution de la hauteur géopotentielle, le gradient entre 60°-70° sud et 50° sud a tendance à se réduire, ce qui entraîne un affaiblissement des vents zonaux. C'est pourquoi les figures suivantes [3.4] présentent une légère diminution des vents zonaux, légèrement décalée par rapport aux réponses de géopotentiel (50°-60° sud).

De même, les augmentations observées dans les réponses des vents zonaux peuvent être expliquées par le même principe inversé, bien que le signal soit atténué en raison de l'étendue géographique plus limitée de la réponse initiale (50°-40° sud).

3.1.4 Circulation zonale



(a) (b)

(c)

FIGURE 3.5 – Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et NorESM2, **(b)**, l'hiver et NorESM2, **(c)**, le printemps et NorESM2. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.

En effet, la circulation zonale dans les régions décrites suis le pattern de réponse décrit, avec des réponses qui semblent cependant d'intensité relativement faible. En effet, les diminutions de vent oscillent de 0,5 à 1,8 m/s de diminution. Dépendant des modèles, les résultats sont assez variables, mais sont pour la plupart tout aussi peu ou encore moins significatifs [A.8,A.9,A.10].

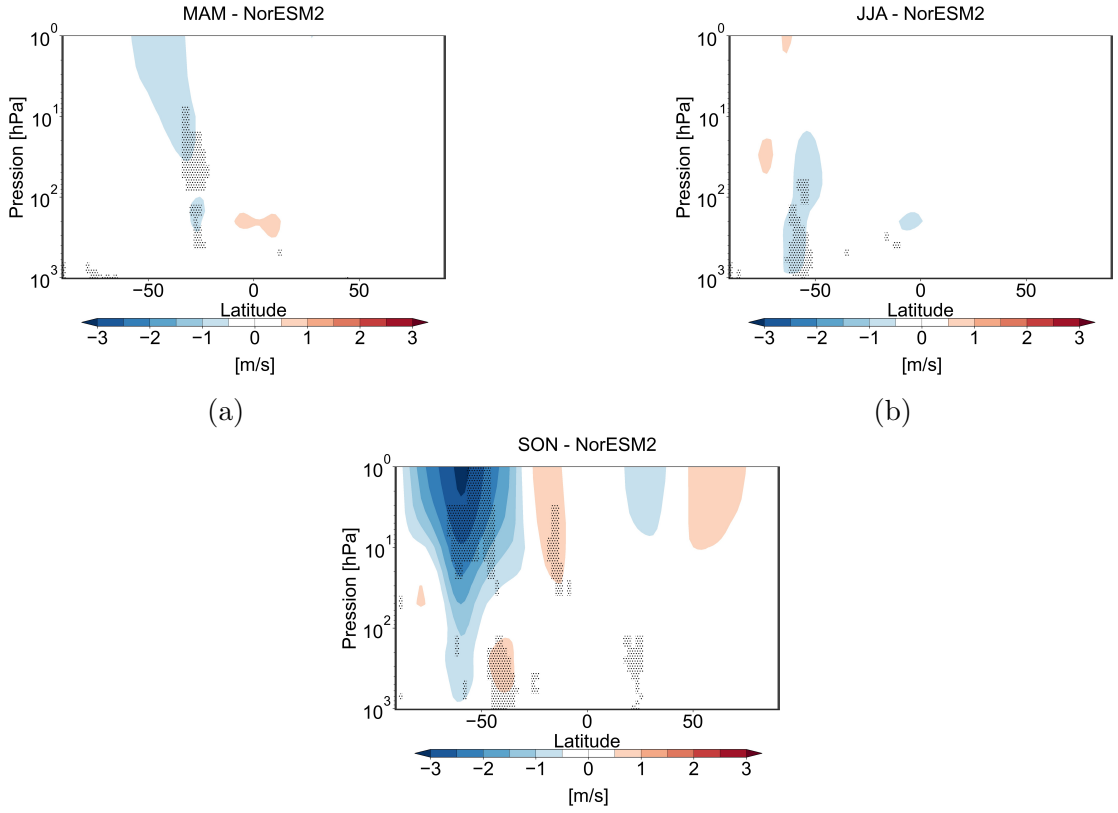
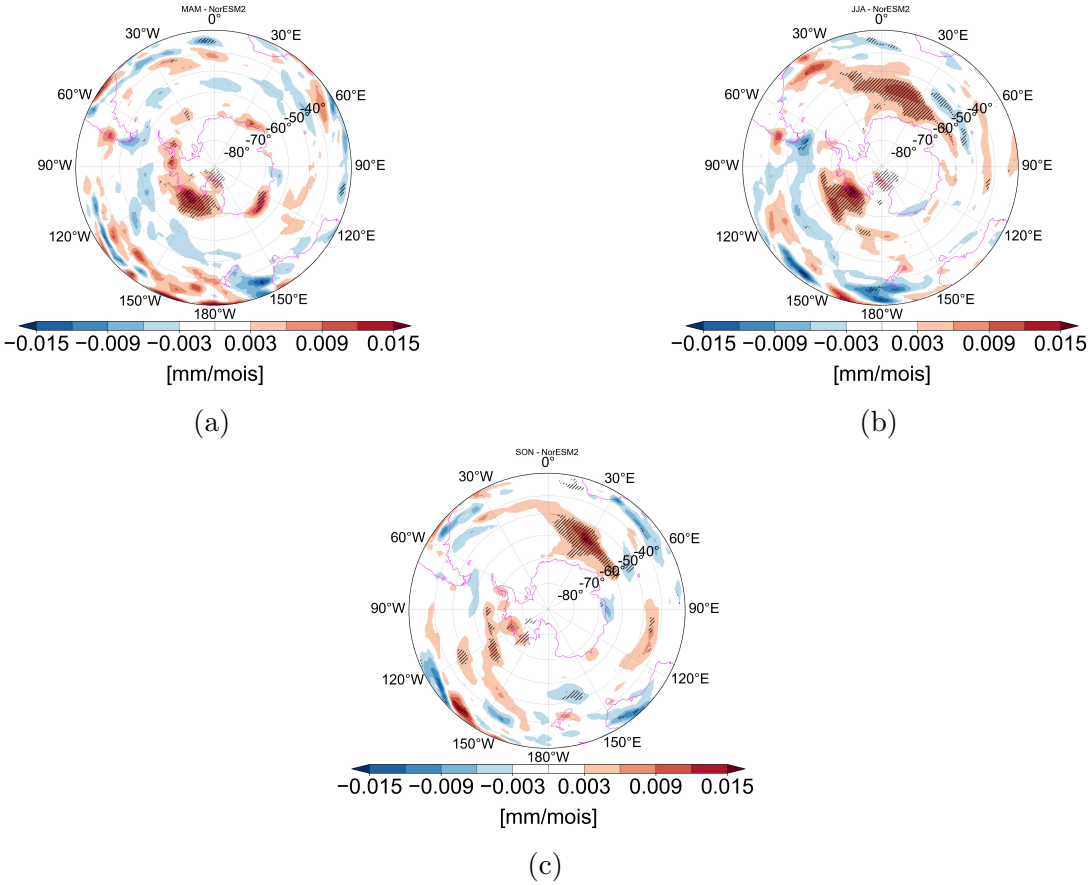


FIGURE 3.6 – Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'automne et NorESM2, **(b)**, l'hiver et NorESM2, **(c)**, le printemps et NorESM2. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.

Il est pertinent d'également consulter la réponse de vent zonal en altitude, notamment pour observer l'influence de la fonte de la glace sur les jets de l'hémisphère sud. Ici, bien qu'elle soit de nouveau relativement faible, la réponse montre un affaiblissement des vents zonaux en altitude, qui atteint généralement 1 m/s de perte, mais chute de 3 m/s pour les diminutions les plus importantes (printemps). Cela montre que le vortex polaire présent au niveau de l'Antarctique s'affaiblit en réponse à la perte de glace, mais pas plus particulièrement en hiver. Une explication simple et probable de cette diminution de vent zonal est la réduction du gradient de température induite par la perte de glace de mer en surface. Le gradient tend à diminuer, ce qui réduit par ailleurs la baroclinicité de la région et affaiblit ainsi la force du jet tourbillonnaire présent en Antarctique.

En analysant de façon globale les réponses de hauteur géopotentielle [3.3], de vent zonal à 500 hPa [3.5] et de moyenne zonale de ce vent en altitude [3.6], deux résultats principaux sont observés. Un affaiblissement du jet ainsi qu'un changement d'indice SAM vers une phase négative. La significativité des réponses notamment en altitude reste cependant discutable et cela se confirme dans les résultats des modèles restants [A.11,A.12,A.13].

3.1.5 Précipitations



(a) (b)

(c)

FIGURE 3.7 – Différence relative moyenne de précipitations entre la simulation future et pré-industrielle pour **(a)**, l'automne et NorESM2, **(b)**, l'hiver et NorESM2, **(c)**, le printemps et NorESM2. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.

Les figures de précipitations [3.7] montrent des réponses qui restent plutôt confinées à la région antarctique au niveau de ce qui est significatif. On observe de façon générale une augmentation systématique des précipitations, surtout au nord du continent ainsi que dans la mer de Ross, où elles peuvent croître jusqu'à 0,015 mm/mois en moyenne. Ces résultats suggèreraient donc un impact de la fonte de glace de mer sur les précipitations relativement faible dans l'hémisphère sud, notamment aux basses latitudes. De façon générale, la plupart des saisons pour la plupart des modèles montrent ce type de pattern d'augmentation de précipitations, de façon plus ou moins accentuée [A.14,A.15,A.16].

L'augmentation significative des précipitations sur la région antarctique peut s'expliquer par l'augmentation des flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère. En effet, la disparition de la glace induit de meilleurs échanges de chaleur entre l'océan et l'atmosphère, ce qui va avoir pour conséquence d'augmenter l'évaporation en surface, et donc amener des conditions plus propices aux précipitations. De plus, le réchauffement de l'air en surface forme des courants d'air ascendants qui peuvent également contribuer à des précipitations (Rulfová and Kyselý, 2013).

En se fondant sur les informations exposées dans la revue de littérature, il est possible d'évaluer l'impact de l'oscillation SAM sur les précipitations. De plus, les résultats révélant la transition vers une phase négative de cette oscillation offrent une opportunité de comparer les réponses en termes de précipitations avec les évaluations déjà présentées dans la littérature scientifique. Les résultats ne semblent pas indiquer de manière significative des conditions climatiques tempétueuses. En revanche, on observe une intensification plus marquée des précipitations près de l'Afrique du Sud par rapport aux descriptions fournies par les études antérieures.

Comme observé sur la carte de différence de glace de mer entre la période future et la période pré-industrielle [2.1], tout démarre avec une perte de glace de mer forcée autour de l'Antarctique, atteignant par endroit plus de 25% de pertes. Cette perte de glace de mer entraîne de nombreuses conséquences au niveau du climat, notamment un réchauffement de la couche d'air en surface à proximité des zones où la surface de glace diminue. Lorsque la glace est présente, elle maintient une température relativement basse grâce à son albédo élevé qui réfléchit la majorité du rayonnement solaire, ainsi que par la réduction des échanges de chaleur entre océan et atmosphère induit par la couche de glace qui forme une barrière (Gierz et al., 2015). Cependant, avec la disparition de cette couche de glace de mer, la température de surface tend à augmenter, comme observé sur les figures de différences moyennes de température zonale [3.2]. Cette augmentation de température se propage sûrement en altitude sur le long terme, bien que ce phénomène ne soit pas observable sur ces figures. La stratification nette des couches d'air dans l'atmosphère aux pôles rend le mélange des couches plus complexe que dans les régions de moindre latitude.

Les résultats montrent explicitement que la différence de température zonale est plus forte et plus étendue durant certaines saisons en raison de la fonte de glace de mer qui varie selon les saisons. Pendant l'été, où la glace de mer est déjà moins présente, la perte est moindre qu'en hiver sous ce scénario. Par conséquent, la hauteur géopotentielle varie également en réponse à la variation de température.

Les cartes de différence moyenne pour l'hiver austral [3.3] montrent l'augmentation de hauteur géopotentielle, correspondant aux trois centres de basse pression caractérisant le champ moyen de pression. Ces augmentations dans ces zones spécifiques s'expliquent principalement par l'expansion de l'air due à l'augmentation de température. Cependant, des cellules de diminution de hauteur géopotentielle sont observables au large du continent, induites indirectement par le changement de température. L'augmentation de température génère des zones de montée d'air aux latitudes de 60-70° sud, qui refroidissent en altitude tout en se déplaçant vers l'Équateur. Ces zones d'air subsident entrainent la formation de zones de diminution de géopotentiel.

L'ensemble de ces résultats démontre comment la fonte de la glace de mer peut contribuer à modifier les variables climatiques clés de l'hémisphère sud et leur influence réciproque. La disparition de la glace a une influence directe sur les flux de chaleur et les capacités de stockage de chaleur, entraînant une augmentation de la température globale dans la région antarctique. Cette augmentation de température affecte fortement le géopotentiel et, par conséquent, la circulation au niveau du pôle. L'affaiblissement du vortex polaire, en particulier des centres de basse pression autour de l'Antarctique, est largement influencé par l'augmentation de la hauteur géopotentielle. L'ASL, principal centre cyclonique de la région, régit une grande partie de la circulation en apportant de l'air chaud et généralement chargé d'humidité près de la péninsule antarctique, et en envoyant de l'air froid et sec vers le nord. L'augmentation de géopotentiel tend à affaiblir l'ASL et inhibe ainsi cette circulation dans la région. Le pattern de géopotentiel observé correspond à une phase négative du SAM, entraînant une diminution du gradient des vents zonaux entre les moyennes et hautes latitudes. L'étude de Raphael et al. (2016) a également souligné que le passage d'un SAM à sa phase négative pouvait conduire à la formation d'un blocage anticyclonique, notamment au niveau des mers d'Amundsen et Bellingshausen, en raison des trains d'ondes de Rossby. Cet affaiblissement de l'ASL coïncide avec l'affaiblissement du vent zonal en bordure du vortex polaire (65° sud), non seulement à 500 hPa, mais également à d'autres altitudes, entraînant un affaiblissement du jet polaire. Enfin, bien que les précipitations tendent à augmenter de façon significative dans les régions bordant l'Antarctique, l'ensemble des réponses reste principalement confiné au continent antarctique et à l'océan Austral. Cette faiblesse d'impact sur de grandes distances peut s'expliquer par l'isolement de la région par rapport aux moyennes et basses latitudes, ainsi que par la complexité de la circulation atmosphérique. Le vortex polaire isole partiellement l'Antarctique du reste de l'hémisphère sud d'un point de vue dynamique et physique, malgré l'affaiblissement induit par la perte de glace de mer dans les modèles utilisés. La circulation reste fortement influencée par le vortex polaire.

3.2 Insertion des résultats dans la littérature

Afin de vérifier à quel point les résultats obtenus au sein de cette recherche confirment ou infirment ce qui a déjà pu être hypothétisé et observé, une comparaison ainsi qu'une mise en contraste des résultats ci-dessus est effectuée. Celle-ci compare ces derniers avec ceux de trois études performant des analyses similaires sur des scénarios de perte de glace de mer et d'augmentation de gaz à effet de serre.

Les études présentées dans la revue de la littérature ainsi que celle d'Ayres et Screen (2019) rapportent toutes des réponses modélisées de diverses variables à une perte de glace de mer ou à une augmentation de CO2 (England et al., 2018; Ayres and Screen, 2019; England et al., 2020; Tewari et al., 2023; Zhu and Song, 2023). En effet, les forçages de glace de mer mis en place dans les expériences des autres auteurs sont relativement classiques. La majorité d'entre eux emploient des expériences avec des simulations de 2085 à 2099 sous le scénario RCP8.5 du GIEC (England et al., 2018, 2020; Tewari et al., 2023). Deux articles se démarquent, celui de Zhu et Song (2023) qui emploie des données du *National Snow and Ice Data Center* d'années particulièrement extrêmes au niveau de la glace de mer (2014 et 2017), et celui de Ayres et Screen (2019) qui emploie un scénario dans lequel le taux de CO2 dans l'atmosphère est quadruplé. Comme cela est expliqué dans la méthodologie, c'est typiquement le scénario RCP8.5 du GIEC qui est utilisé pour les modèles de cette étude également. Cela permet donc de comparer les résultats obtenus par les autres recherches et de les confirmer ou infirmer le cas échéant. Concernant la variation de température en surface, toutes les études enregistrent un pattern de réchauffement quasi-annulaire à annulaire autour du continent antarctique. Ce réchauffement atteint un maximum d'intensité lors la période hivernale (JJA) mais est également marqué pour les saisons automnales et printanières, notamment pour l'étude de England et al. (2018) ainsi que Ayres et Screen (2019). L'étude de Zhu et Song occupe cependant une place légèrement à part, montrant des zones de diminutions de température notamment dans la mer de Ross. L'augmentation de température est en moyenne de 4 à 6 degrés, ce qui se rapproche plutôt bien des augmentations observées ci-dessus, et est plutôt confinée à l'Antarctique même, tant en latitude, longitude et altitude. Des résultats d'études suggèrent que certaines saisons peuvent présenter des propagations de réponse en altitude. Par exemple, dans la publication d'England et al. (2018), une augmentation des températures en altitude a été observée, tout comme chez Zhu et Song (2023) où des augmentations de température à 60° sud et 30° sud sont séparés par une langue de diminution de température vers 45° sud (variation de moins de 1 °C). À l'inverse, les trois autres documents de comparaison montrent plutôt une diminution des températures en altitude en réponse à la fonte de la glace de mer. La comparaison de ces résultats avec ceux de cette étude [3.1, 3.2] montre d'importantes

similitudes. La saisonnalité est fortement si pas totalement comparable, les patterns d'augmentation sont assez similaires et l'intensité du réchauffement se situe, elle aussi, dans les mêmes moyennes de valeur que celles observées dans les études antérieures. Concernant la propagation des réponses de température en (altitude), aucun des modèles étudiés ne montre ni une augmentation, ni une diminution significative des températures, ce qui ne correspond à aucune des tendances déjà observées.

Seuls les article de Ayres et Screen (2018) et de Zhu et Song (2023) présentent des réponses en termes de variation de pression. Concernant cette variable, l'étude montre une augmentation de pression sur les mers bordant le continent (Ross, Wedell, Amundsen et Bellingshausen) ainsi que sur une partie de celui-ci, cependant moins marqué durant l'été. L'augmentation est de l'ordre de 100 à 200 Pa en moyenne. Autour de ce centre de renforcement anticyclonique, une diminution globale de pression apparaît. Cette diminution semble légèrement plus faible que l'augmentation. Ce pattern correspond relativement bien à une phase négative du mode annulaire austral. Dans les résultats présentés précédemment, c'est la hauteur géopotentielle qui est analysée et on observe qu'elle subit également une augmentation sur le continent et au niveau des mers environnantes, ainsi qu'une diminution autour de celle-ci pour former une structure quasi annulaire. Le pattern correspondant à un SAM négatif est donc bel et bien encore présent.

À propos de la circulation, les différents articles exposent tous les réponses de vent zonal à des niveaux de pression allant de la surface jusqu'à 500 hPa ainsi que la réponse moyenne zonale du vent. Concernant la réponse du vent zonal classique, les études indiquent une diminution des vents de l'ordre d'1 à 2 m/s, formant une ceinture autour du continent antarctique. Cette variation est de nouveau plus marquée pendant l'automne, l'hiver et le printemps austral que pendant l'été. La forme et l'intensité de la variation correspondent assez bien à ce qu'induit le passage du SAM dans sa phase négative, qui apporte une diminution des vents zonaux. La moyenne zonale du vent zonal montre pour les différentes études un affaiblissement du jet polaire à 60° de latitude sud, à travers quasi toute la troposphère. Cette diminution de force du jet polaire semble également être accompagnée d'un renforcement du jet subtropical, notamment durant le printemps austral (England et al., 2018; Ayres and Screen, 2019). Les observations reprises dans ces différentes études coïncident plutôt bien avec celle des figures de vent zonal [3.5] et de moyenne de vent zonal [3.6] produites pour cette recherche. En effet, on retrouve également des formes annulaires de diminution de vent zonal autour du continent antarctique ainsi qu'un affaiblissement du jet polaire dans la troposphère. Cependant, quelques dissimilarités apparaissent malgré tout car la significativité et l'intensité des variations sont nettement moins marquées que dans les études comparées.

Les deux articles d'England ainsi que celui de Zhu et Song entreprennent également une analyse des variations de précipitations en réponse à la perte de glace de mer (England et al., 2018, 2020; Zhu and Song, 2023). Deux d'entre eux analysent la réponse au niveau de l'Antarctique tandis que le dernier analyse la réponse dans la région tropicale. La réponse près des pôles est relativement faible, avec une augmentation de précipitations près de la mer de Ross ainsi que dans l'Océan Indien qui ne dépasse pas le millimètre journalier en termes de variation. Un point étonnant vient de l'article de Zhu et Song, où l'on retrouve une augmentation de précipitations du côté atlantique, mais où la mer de Bellingshausen voit ses précipitations diminuer. Dans la région tropicale, la perte de glace de mer antarctique semble également entraîner une augmentation légère de précipitations, mais non significative. À nouveau, ces observations concordent avec celle que l'on peut faire sur celles des différents modèles analysés ici, exception faite de la diminution observée par Zhu et Song (2023). Les précipitations tendent à augmenter, mais d'une façon extrêmement faible. La majorité des variations restent confinées à la région antarctique, touchant principalement la mer de Ross ainsi que l'océan Austral du côté de l'océan Indien.

Deuxième partie

L'approximation géostrophique et les modèles du CMIP6

4 Le vent et l'approximation géostrophique

4.1 Approche théorique

Comme énoncé ci-dessus, la réponse de vent zonal observée dans les modèles est relativement faible et cela se confirme par comparaison avec d'autres études sur le sujet. Dès lors, il est judicieux de se pencher un peu plus sur l'approximation géostrophique et sa capacité à produire des résultats robustes dans le cadre d'analyses. Pour ce faire, une comparaison est effectuée entre les réponses de vents issues du modèle avec les réponses de vent géostrophique calculées sur base de la hauteur géopotentielle. La comparaison de ces résultats, si elle ne montre pas des résultats identiques, devrait normalement montrer des similitudes entre ceux-ci. Les formules permettant de calculer le vent zonal et méridien sur base de cette variable sont les suivantes :

$$u_g = -\frac{g}{f}\frac{\partial Z}{\partial y} \tag{4.1}$$

$$v_g = \frac{g}{f}\frac{\partial Z}{\partial x} \tag{4.2}$$

où :

u_g représente les vents géostrophiques zonaux.
v_g représente les vents géostrophiques méridiens.
g représente l'accélération gravitationnelle.
f représente le paramètre de Coriolis.
$\frac{\partial Z}{\partial y}$ représente le gradient de hauteur géopotentielle vertical.
$\frac{\partial Z}{\partial x}$ représente le gradient de hauteur géopotentielle horizontal.

Pour accompagner ces formules, effectuer un point de théorie sur l'approximation géostrophique et son utilité pourrait être judicieux. Comme les formules ci-dessus le montrent, la formation du vent et sa dynamique sont influencées par plusieurs facteurs dont : la force de pression, la force de pesanteur, la force de Coriolis et les forces de frottement issues de l'air lui-même. En considérant le vent avec l'approximation géostrophique, on néglige les éléments concernant les forces de frottement ainsi que l'accélération (Picca, 1980). On prend ici un plan horizontal, où aucune force verticale telle que la pesanteur n'intervient, donnant la formule du mouvement suivante :

$$(\vec{F_p})_h + (\vec{F_c})_h = \vec{0} \tag{4.3}$$

où :

$\vec{F_p}$ représente la composante horizontale de la force de Coriolis.
$\vec{F_c}$ représente la composante horizontale de la force du gradient pression.

Cela signifie que ces deux forces s'équilibrent, la force du gradient de pression étant perpendiculaire aux isobares et orienté des hautes vers les basses pressions tandis que la force de Coriolis est orientée vers les hautes pressions. La règle de *Buys-Ballot* dit que le vent souffle donc parallèlement aux isobares et laisse les hautes pressions sur sa gauche (cas de l'hémisphère sud)[4.1]. Au plus le gradient de pression est important, au plus le vent est intense.

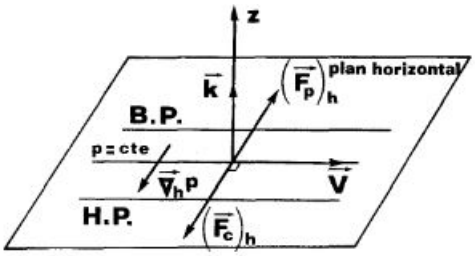


FIGURE 4.1 – Schéma représentatif du vent et des forces y contribuant dans l'hémisphère nord (Picca, 1980)

Bien que le vent géostrophique reprenne une majeure partie des éléments constituants le vent, cela ne représente pas le vent réel pour autant. En effet, une composante dite agéostrophique entre en jeu et permet de corriger le vent géostrophique afin qu'il corresponde au vent réel. Trois corrections principales peuvent être apportées au calcul. D'abord, la pression n'est pas constante en un lieu donné en tout temps. Il faut donc considérer cette variation de pression afin de corriger le vent calculé grâce à la première approximation. Cette première correction est appelée correction de tendance car elle se fait sur base des isallobares, les lignes de mêmes tendances. Ces lignes produisent un vent auquel on ajoute le vent géostrophique pour obtenir le vent réel. Ensuite, même si l'approximation géostrophique considère le flux comme étant rectiligne, ce n'est pas toujours le cas. En effet, des mouvements cycloniques et anticycloniques doivent être envisagés également. Pour apporter cette correction de courbure, il faut considérer un terme (vent de gradient) que l'on soustrait au vent géostrophique. Enfin, à cause des mouvements circulaires, des phénomènes de confluence [1] et diffluence [2] peuvent survenir. Lors d'un phénomène de confluence, le vent va croître au fur et à mesure que les lignes de courant se rapprochent et inversement pour la diffluence. Ce terme est appelé correction de diffluence (Picca, 1980). Les forces de frottement influencent notamment la convergence et la divergence des flux au niveau des centres de hautes et basses pressions, mais cela a principalement lieu en surface et dans les basses couches de l'atmosphère.

En plus de ces considérations, il est important de souligner qu'une correction du vent géostrophique en fonction de l'altitude est déjà intégrée dans l'approximation. Ce phénomène, connu sous le nom de vent thermique, introduit une variation au sein du vent géostrophique.

1. La confluence représente le degré de rassemblement des lignes de courant d'air avec celles d'un flux voisin le long d'une direction perpendiculaire au flux moyen. Elle découle de divers aspects du mouvement atmosphérique tels que le déplacement, l'étirement, la dispersion et la rotation (Fairbridge, 1987)

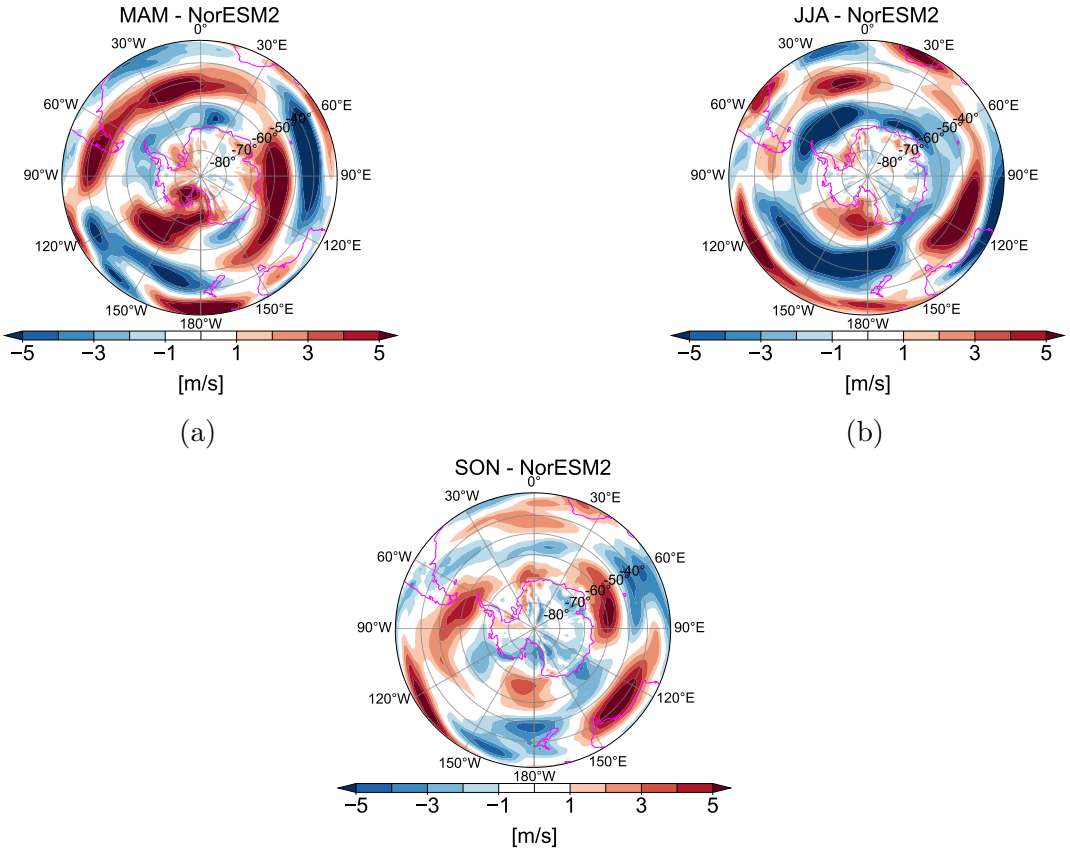
2. La diffluence s'oppose à la confluence, en représentant le degré de dispersion de ces mêmes éléments (Fairbridge, 1987).

Pour comprendre ce mécanisme, commençons par envisager une pression uniforme à la surface, ce qui implique une absence de vent car la pression est équivalente partout. À mesure que l'altitude augmente, la pression diminue de façon plus ou moins régulière. Cependant, si la température n'est pas uniforme à la surface, cela entraîne une variation non uniforme de la pression avec l'altitude. En conséquence, un vent additionnel appelé "vent thermique" se forme en raison de sa dépendance à la température. Ce vent souffle parallèlement aux lignes de température (isothermes) en laissant les températures les plus basses à sa gauche. Le vent thermique s'ajoute au vent géostrophique en altitude et a généralement tendance à renforcer les vents d'ouest.

4.2 Approche pratique

À l'aide des formules mentionnées ci-dessus ainsi que des éléments théoriques exposés, il devient envisageable d'amorcer le processus de calcul du vent zonal en se fondant sur les principes de l'approximation géostrophique. Cette démarche implique la récupération des réponses en termes de hauteur géopotentielle issues des modèles examinés, lesquelles seront ensuite utilisées pour effectuer les calculs requis de vent zonal.

Vent géostrophique zonal



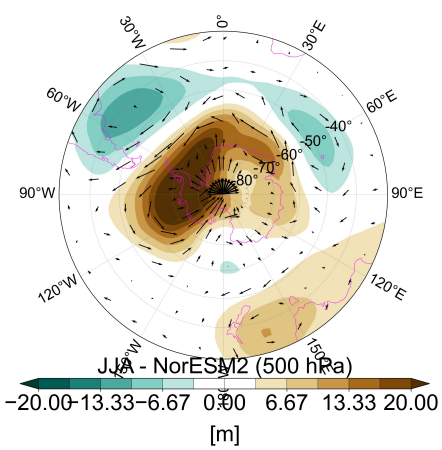
(a) (b)

(c)

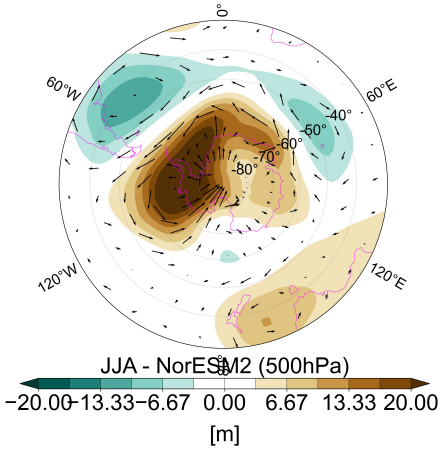
FIGURE 4.2 – Différence moyenne de vent géostrophique zonal calculé sur base de la hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et NorESM2, **(b)**, l'hiver et NorESM2, **(c)**, le printemps et NorESM2.

La comparaison entre les cartes de vent zonal des modèles [3.5] et celle de vent géostrophique zonal pour ces mêmes modèles et période [4.2] montre qu'il y a une différence relativement grande entre ce que montre une réponse et l'autre. En effet, l'approximation géostrophique, lorsqu'elle est utilisée, surestime les changements de vents par rapport à ce que le modèle NorESM2 montre. Les valeurs de vents géostrophiques zonaux à 500 hPa culminent par endroit à 5, voire 6 m/s d'augmentation ou diminution, trois fois plus que ce que le modèle montre. Ce phénomène s'observe également dans les calculs du vent géostrophique des autres modèles [A.17,A.18,A.19]. Pour une approche d'autant plus parlante et toujours spatialisée,

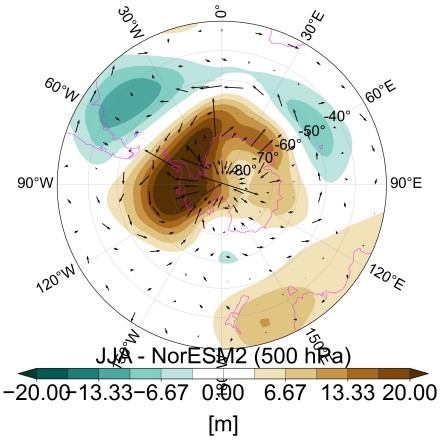
il est possible de superposer les réponses de hauteur géopotentielle avec des vecteurs représentants le vent. Cela donne ainsi une idée, à la fois de la cohérence des résultats en vérifiant que le vent suit bien le sens attendu, mais également des divergences qui existent au niveau des valeurs. Pour ce faire, trois cartes ont été représentées : une donnant la réponse moyenne de hauteur géopotentielle avec les vecteurs de vent du modèle superposés, une similaire, mais avec les vecteurs de vent géostrophique, et enfin une dernière montrant la différence entre les vecteurs des deux précédentes [4.3]. Seul un modèle est ici présenté mais d'autres comparaisons sont disponibles en annexe [A.20, A.21, A.22].



(a)



(b)



(c)

FIGURE 4.3 – Pour la saison hivernale et le modèle NorESM2 : **(a)**, données de hauteur géopotentielle et vecteurs de vent du modèle, **(b)**, données de hauteur géopotentielle du modèle et vecteurs de vent géostrophique calculé, **(c)**, différence entre les vecteurs de (a) et (b).

Ce type de figure confirme plusieurs choses. D'abord, les réponses de vent semblent être cohérentes avec la réponse de hauteur géopotentielle. En effet, les centres d'augmentation ou de diminution de géopotentiel induisent un certain sens de rotation du vent et celui-ci correspond : le vent tourne dans un sens anti-horaire dans les zones d'affaiblissement et ils tournent dans le sens horaire dans les zones d'augmentation. Néanmoins, la comparaison entre les deux cartes montre une divergence notable. L'intensité du vent n'est pas identique sur les deux. Cela se marque par la longueur des vecteurs et la logique voudrait que la carte de différence ne montrent pas de vecteur ou du moins des vecteurs moindres si l'on accepte une certaine marge d'erreur. Ainsi, ces observations illustrent que du point de vue qualitatif, l'approximation concorde généralement avec les modèles, en termes quantitatifs toutefois, elle tend à approcher les valeurs de manière relativement imprécise.

Plusieurs hypothèses quant à ce résultat peuvent être posées. La cause la plus probable serait que les équations de l'approximation géostrophique soient d'une simplicité telle qu'il est impossible qu'elles considèrent des processus tels que les interactions entre glace de mer, flux de chaleur et circulation atmosphérique. En revanche, les équations utilisées par les modèles sont biens plus complètes et permettent donc cela. Ainsi, l'intensité de la fonte de la glace de mer, soudaine et relativement importante, peut induire une imprécision de l'estimation du vent par l'approximation géostrophique car elle n'est pas adaptée à un tel changement. La seconde partie de ce travail consiste alors à tenter de déterminer la raison d'une telle divergence en comparant ces résultats à d'autres sources de données.

5

Vérification

Comme souligné dans la section précédente, l'hypothèse d'une stimulation de la composante agéostrophique dans le design expérimental des modèles paraît être cohérente. Cependant, avant d'être certains qu'une telle hypothèse puisse être posée, il est nécessaire de s'assurer que la comparaison entre les données de vent zonal modélisées et calculées n'est pas erronée. En effet, une erreur dans le calcul du vent géostrophique ou même dans le calcul de la différence pour chaque variable a pu s'immiscer et aurait ainsi pu provoquer les erreurs rencontrées.

Pour ce faire, il a d'abord été nécessaire de comparer ces résultats pour chaque modèle, afin d'exclure la possibilité que seul l'un d'entre eux soit sujet à cette problématique. Dans le but de représenter de façon numérique et visuelle la distribution de ces deux jeux de données par rapport à une distribution parfaitement linéaire, des graphes et des calculs de R-carré ont été effectués. D'un point de vue pratique, chaque point correspondant à une latitude et longitude spécifique est placé sur un graphique dont les axes sont la valeur du vent issu du modèle selon x et la valeur du vent calculé selon y. Un détail qui mérite d'être souligné est que tous les calculs statistiques et représentations graphiques qui suivent sont issus de calculs pondérés. En effet, la distance entre deux points ne peut pas être mesurée en considérant la Terre comme plate. Il faut donc accorder des importances différentes aux données dans les calculs en fonction de leur position sur la sphère. À cela il faut ajouter un second détail, l'approximation quasi géostrophique ne fonctionne de façon optimale qu'aux latitudes moyennes et très peu à l'Équateur et aux pôles. Comme le cas d'étude s'intéresse à l'hémisphère sud, les données sélectionnées pour ce processus sont situées de 30° à 75° de latitude sud.

Pour commencer la comparaison, ce sont d'abord des graphiques de distribution des données pour la période pré-industrielle et future séparément, dont un échantillon est présenté ci-dessous pour deux des quatre modèles, qui sont construits [5.1].

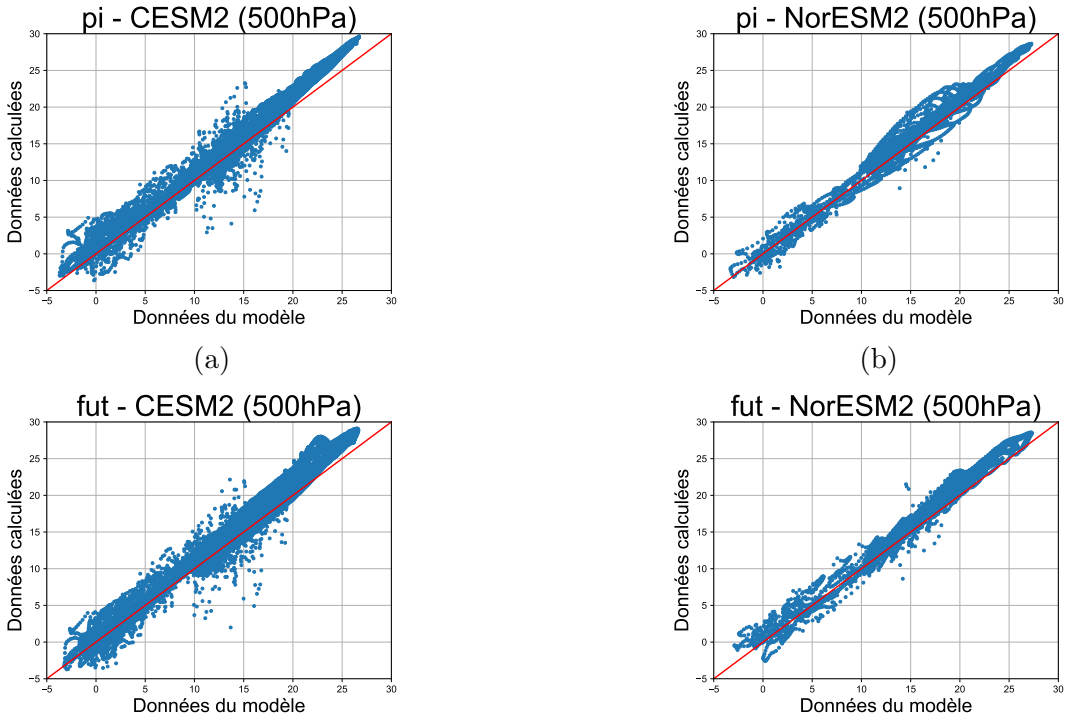
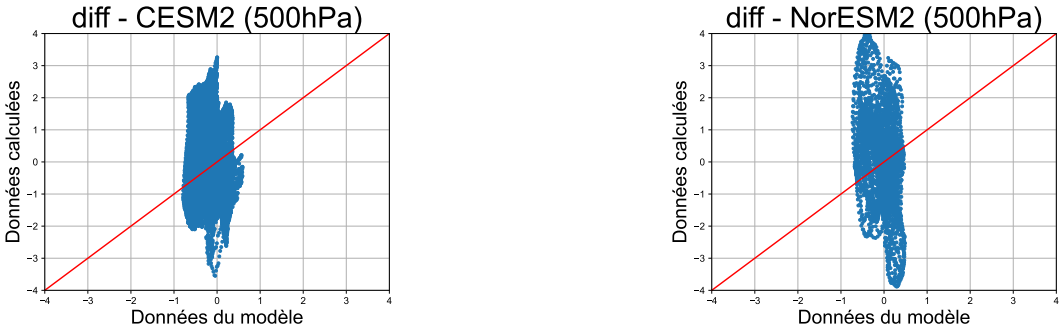


FIGURE 5.1 – Correspondance des valeurs entre les données de vent zonal modélisé et celle de vent géostrophique zonal calculé pour **(a)**, la période pré-industrielle et CESM2, **(b)**, la période pré-industrielle et NorESM2, **(c)**, le futur et CESM2 et **(d)**, le futur et NorESM2. L'axe rouge indique une correspondance parfaite.

Ces différents graphes montrent aussitôt que l'approximation géostrophique semble correctement fonctionner pour ce qui concerne les jeux de données future et pré-industrielle. La répartition des points suit presque parfaitement la relation linéaire, signe que le calcul du vent via l'approximation géostrophique représente plutôt bien la réalité issue du modèle. Cette tendance est confirmée par les valeurs de R-carré, respectivement de 0,967 et 0,956 pour les figures issues de CESM2 et 0,966 et 0,973 pour celles de NorESM2. Arrive ensuite la différence entre la période future et la période pré-industrielle, ce sont donc ici deux différences qui sont comparées mais des similitudes devraient apparaître au vu de la ressemblance entre les jeux de données par période.

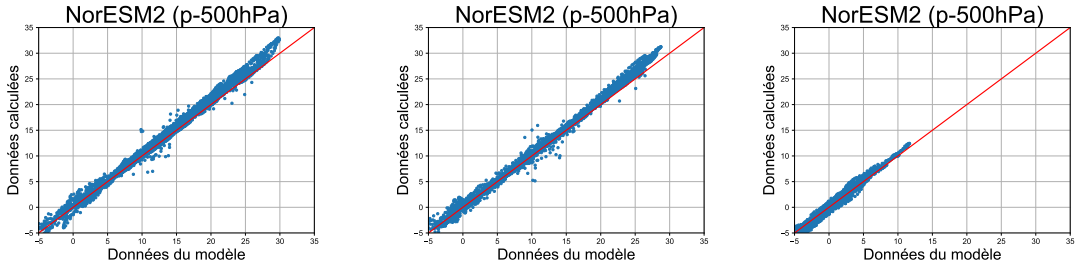


(a) (b)

FIGURE 5.2 – Correspondance des valeurs entre les différences de vent zonal modélisé et celles de vent géostrophique zonal calculé pour **(a)**, CESM2 et **(b)**, NorESM2. L'axe rouge indique une correspondance parfaite.

Cependant, les résultats observés sur ces graphiques ne correspondent pas aux attentes. En effet, les valeurs de vent zonal calculées par le modèle sont confinées entre -1 et 1 m/s, tandis que les valeurs de vent géostrophique zonal atteignent des valeurs allant jusqu'à 4 m/s, autant vers l'ouest que vers l'est. La correspondance montrée par le R-carré appuie ces résultats, avec des valeurs de 0,004 et 0,014 pour chaque modèle. Une telle divergence entre les jeux de données par période et ceux obtenus pour de la différence entre les deux périodes semble étrange. La première hypothèse avancée était simplement une erreur de calcul, qui se serait immiscée dans les calculs de différence entre deux périodes. Cette supposition a cependant été vite écartée, en répétant le processus sur différents jeux de données.

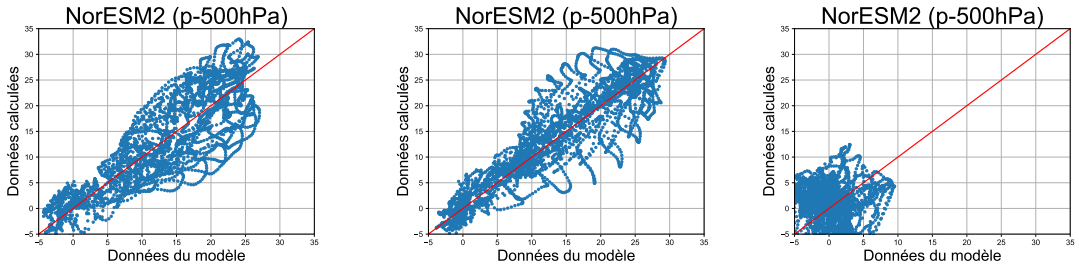
L'objectif initial était de vérifier si les divergences observées ne provenaient pas uniquement de l'utilisation de données représentant les mêmes variables mais avec des valeurs trop différentes. Effectuer les calculs avec la moyenne de l'ensemble des membres par saison pour chaque expérience et les soustraire l'une à l'autre aurait en effet pu entraîner des erreurs à cause de la variabilité de ceux-ci et donc rendre les approximations géostrophiques trop imprécises. Afin de remédier à ce problème, l'idée était ensuite d'isoler les données d'un seul membre et d'un seul mois à la fois, dans le but de vérifier si la correspondance semblait plus cohérente. Les figures suivantes illustrent donc les correspondances entre les données modélisées et calculées pour la période pré-industrielle, le futur et la différence entre les deux périodes, en se concentrant sur un membre et un mois spécifiques pour chaque modèle.



(a) (b) (c)

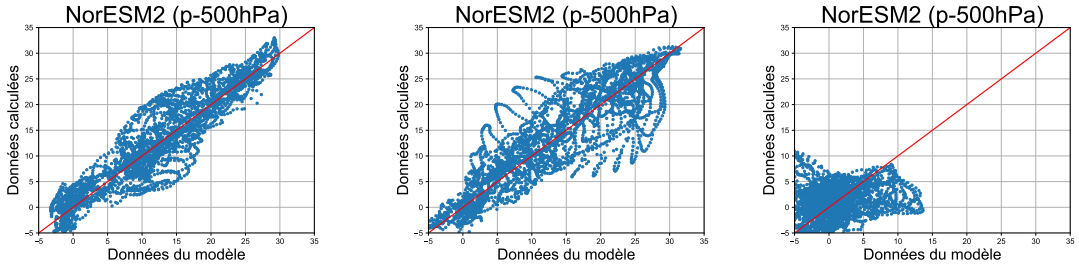
FIGURE 5.3 – Correspondance des valeurs pour le premier membre du mois de janvier, pour les données **(a)**, pré-industrielles **(b)**, futures et **(c)** leur différence pour le modèle CanESM5. L'axe rouge indique une correspondance parfaite.

Les résultats obtenus pour le premier membre du premier mois montrent une correspondance assez satisfaisante, que ce soit pour les données préindustrielles, les données futures ou encore leur différence, les corrélations entre données donnent des valeurs de 0.996 pour la période pré-industrielle, 0.995 pour le futur et 0.983 pour la différence entre les deux périodes. Cependant, ces résultats diffèrent sensiblement de ce qui est observé sur les figures précédentes [5.1,5.2], notamment pour les différences entre les périodes.



(a) (b) (c)

FIGURE 5.4 – Correspondance des valeurs pour le 35ème membre du mois de janvier, pour les données **(a)**, pré-industrielles **(b)**, futures et **(c)** leur différence pour le modèle CanESM5. L'axe rouge indique une correspondance parfaite.



(a) (b) (c)

FIGURE 5.5 – Correspondance des valeurs pour le 70ème membre du mois de janvier, pour les données **(a)**, pré-industrielles **(b)**, futures et **(c)** leur différence pour le modèle CanESM5. L'axe rouge indique une correspondance parfaite.

Lorsque l'on examine les membres suivants, par exemple le 35ème et le 70ème [5.4, 5.5], la correspondance entre les données du modèle et les données calculées devient nettement moins forte. Les corrélations s'affaiblissent : 0,867 de moyenne pour le passé, 0,718 pour le futur et une chute à 0,159 pour la différence. Il y a peu, voire aucune cohérence entre ces résultats, ce qui ramène à la même constatation. Si même l'isolement des données en fonction d'un membre et d'un mois spécifique ne permet pas de retrouver une précision dans les résultats, il est dès lors envisageable qu'il y ait un problème d'adaptation des formules de l'approximation pour estimer la réponse du vent dans certains contextes.

Au vu de l'imprécision inexpliquée de ces résultats, il était nécessaire de trouver un moyen d'obtenir des résultats logiques qui pourraient alors être comparés à ceux obtenus par les modèles. L'un des meilleurs moyens pour pouvoir effectuer cette comparaison est d'effectuer de nouveau les mêmes opérations mais cette fois sur des données de réanalyses. En effet, utiliser de telles données permet de minimiser les erreurs qui pourraient s'immiscer dans les données vu que celles-ci retracent le passé. Dans le cadre de cette étude, les données utilisées pour cette étape sont les données de réanalyses ERA-5. D'un point de vue technique, les données de réanalyses ERA5 constituent la cinquième génération de réanalyses atmosphériques du climat mondial construites par le *Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme* (ECMWF). Celles-ci fournissent une description du climat récent au niveau numérique, calculé en combinant des observations et des modélisations. La résolution horizontale de ces données atteint 31 km (Hershbach H, 2016). Comme énoncé précédemment, les mêmes opérations ont donc été effectuées sur ces données, en calculant le vent géostrophique sur base de la hauteur géopotentielle pour ensuite effectuer une comparaison des vents issus des réanalyses et ceux calculés par l'approximation.

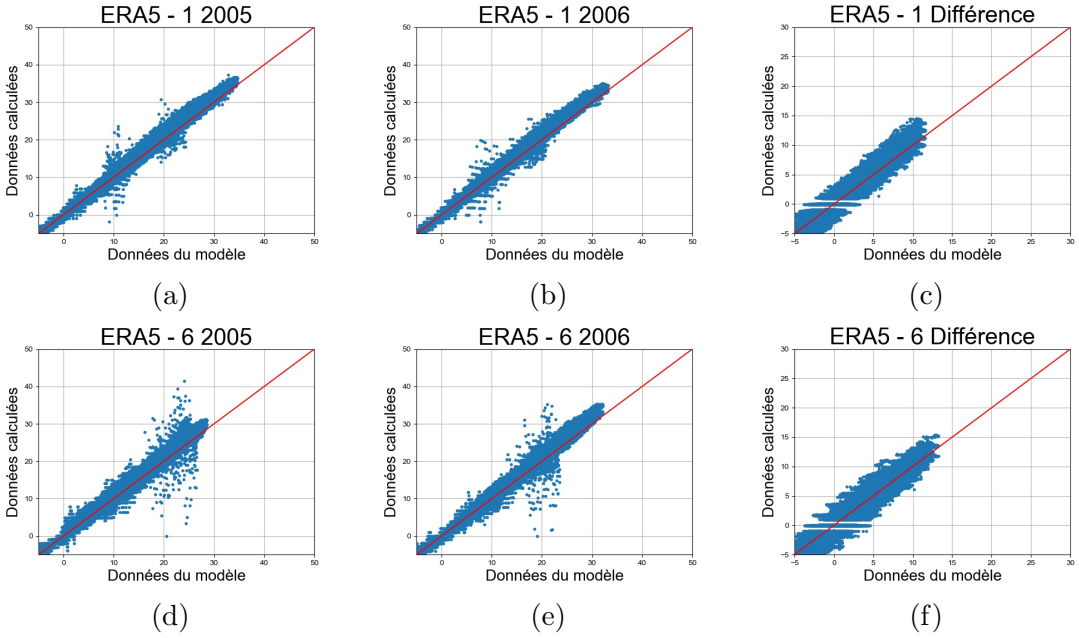


FIGURE 5.6 – Correspondance des valeurs pour les réanalyses *ERA5* de **(a)**, janvier 2005**(b)**, janvier 2006, **(c)** leur différence ainsi que **(d)**, juin 2005 **(e)**, juin 2006 et **(f)** leur différence. L'axe rouge indique une correspondance parfaite.

L'utilisation des réanalyses d'ERA5 montrent beaucoup plus de cohérence. En effet, les jeux de données comparés montrent une correspondance importante, que cela soit pour les données des années 2005 et 2006 seules (R-carré moyen : 0,985, 0,989) comme pour la différence entre ces deux-ci (0,942). Les points représentants chaque échantillon suivent effectivement la tendance de correspondance parfaitement linéaire de façon bien plus importante que les jeux de données comparés précédemment. Cette observation confirme donc la justesse des opérations effectuées au cours du travail et tend donc à appuyer la supposition précédente, selon laquelle l'approximation géostrophique supporte mal l'importance de la stimulation agéostrophique qui serait initiée dans le modèle. Afin de consolider une bonne fois pour toutes cette hypothèse, il serait judicieux d'appliquer cette vérification aux données de simulations historiques issues directement des modèles utilisés au sein de ce travail.

Les modèles du CMIP6 utilisés dans cette étude présentent une multitude d'expériences différentes. Au sein de celles-ci existe une expérience spécifique nommée *historical*, simulant les données de différentes variables sur une période s'étendant de 1850 à 2014. Les données sont obtenues en utilisant des forçages dus aux causes naturelles ainsi qu'aux facteurs anthropiques (Srivastava, 2020).

Malheureusement, aucune donnée pour cette expérience pour le modèle CESM2 n'était disponible, il n'a donc pas été possible d'effectuer la comparaison avec ce modèle-ci mais les trois autres modèles ont bel et bien été utilisés et regroupent des résultats similaires, laissant supposer que ceux de CESM2 auraient été comparables. Au vu des résultats précédemment exposés et dans un besoin de minimiser la quantité de figures présentées, seules les différences entre deux dates sont montrées pour se limiter aux résultats les plus pertinents.

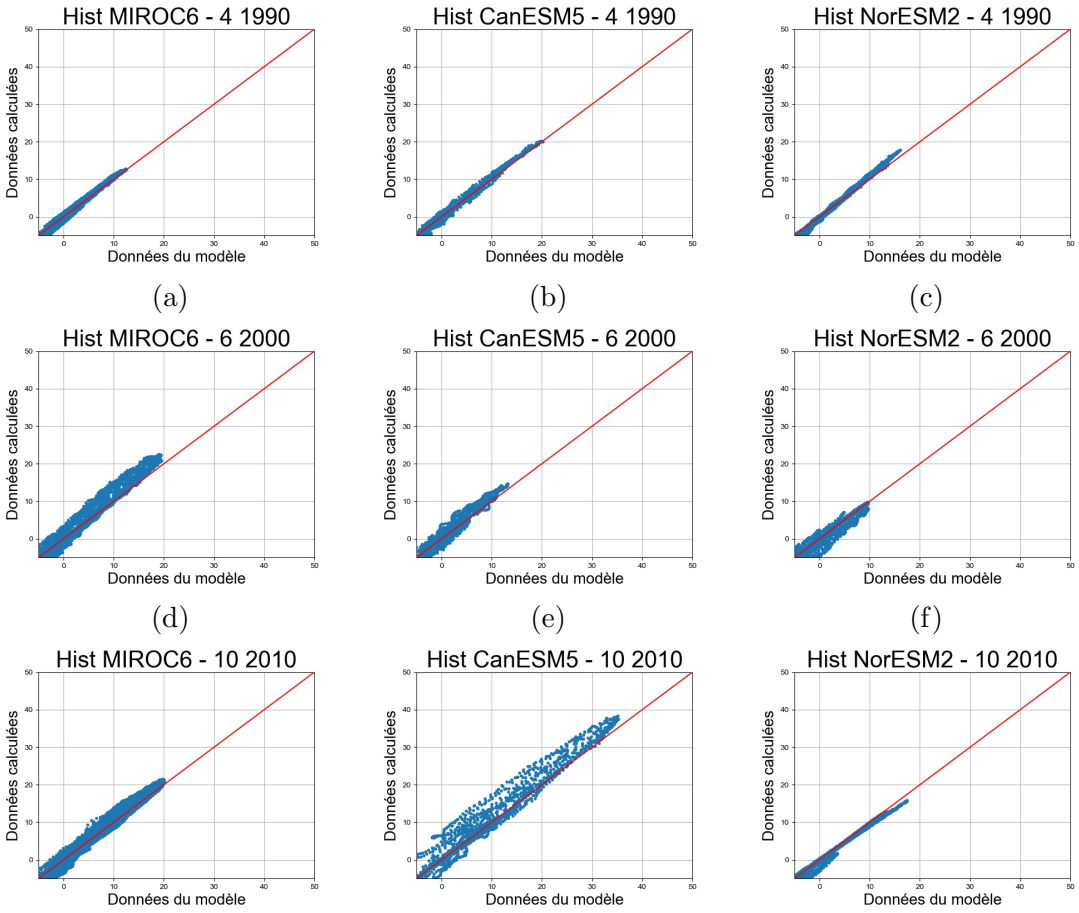


FIGURE 5.7 – Correspondance des différences entre valeurs modélisées et calculées pour les données de l'expérience *historical* de **(a)**, MIROC6 **(b)**, CanESM5, **(c)** NorESM2 entre avril 1990 et 1991 ,**(d)**, MIROC6 **(e)**, CanESM5, **(f)** NorESM2 entre juin 2000 et 2001, **(g)**, MIROC6 **(h)**, CanESM5, **(i)** NorESM2 entre octobre 2010 et 2011. L'axe rouge indique une correspondance parfaite.

Cet ensemble de graphes confirme les résultats montrés par les réanalyses d'ERA5. En effet, les correspondances de valeur pour un même point sont très similaires, si pas plus similaires que pour la comparaison effectuée sur les données ERA5. Les valeurs de corrélation culminent toutes proches de un : 0,985 pour la première ligne, 0,978 pour la seconde et 0,985 pour la dernière. Une nouvelle fois, ces éléments confirment l'exactitude des opérations effectuées sur les données modélisées, mais apportent également une solidification de l'hypothèse posée plus tôt. En effet, l'hypothèse la plus probable serait donc que le design expérimental des modèles stimule une composante agéostrophique importante, ce qui ne permet pas à l'approximation géostrophique de donner des résultats similaires.

6

Approximation géostrophique et agéostrophie dans les modèles

La comparaison entre les réponses de vent calculées à partir du modèle et celles calculées à partir de la hauteur géopotentielle du modèle et l'aide de l'approximation géostrophique a révélé une surestimation quasi systématique du vent par l'approximation. Pourtant, la littérature suggère que l'utilisation de cette approximation pour calculer le vent depuis un champ de pression est l'une des méthodes les plus précises pour obtenir des valeurs de vent attendues (Neiburger et al., 1948; Oberheide et al., 2002). Il est donc essentiel de comprendre les origines de ces différences et les raisons qui les expliquent. Une hypothèse plausible est que ce phénomène de vent approché, qui diffère considérablement du vent obtenu par les modèles, est dû à une stimulation de paramètres agéostrophiques venant du design des modèles qui n'apparaît donc pas lors de l'utilisation de l'approximation géostrophique. En effet, si les paramètres géostrophiques modélisent le vent de façon trop intense, cela pourrait suggérer que des paramètres agéostrophiques contribuent à cette diminution de la valeur du vent dans les modèles.

L'examen d'une partie de la littérature permet d'obtenir quelques esquisses de réponses qui restent malgré tout relativement floues quant à la raison de telles divergences. Tout d'abord, les articles de Neiburger (1947) et Portnyacin (1993) ont abordé le calcul du vent géostrophique et du gradient de pression pour déterminer et projeter la vitesse du vent. Selon cet article, cette approche est généralement considérée comme la méthode la plus précise pour estimer le vent. Cependant, il souligne également qu'il peut y avoir des imprécisions dans les calculs, en particulier en raison de la non-considération des facteurs de courbure dans l'approximation géostrophique.

Bien que cette méthode semble prometteuse, il est intéressant de noter que Neiburger précise également que l'utilisation du vent de gradient ne conduit pas à des résultats plus précis que ceux obtenus par l'approximation géostrophique (Neiburger et al., 1948; Portnyagin et al., 1993). D'autres sources mentionnent l'impact des flux de chaleur qui lorsqu'ils varient fortement peuvent mener à des erreurs d'approximation du vent via cette méthode ou encore l'utilité de ce calcul sur des échelles dynamiques aussi grandes (Shuman, 1957; Blumen, 1967; Holtslag et al., 2007). Ces références soulignent collectivement qu'il existe des limitations et des sources potentielles d'erreur dans l'estimation du vent par les modèles, même lorsque des méthodes géostrophiques ou des calculs établis à partir le gradient de pression sont utilisés. Cela appuie donc à nouveau le fait que l'approximation géostrophique, aussi efficace soit-elle, peut parfois conduire à des imprécisions dans l'estimation.

En considérant les éléments exposés précédemment concernant le calcul du vent, ainsi que les informations supplémentaires présentées ci-dessus, plusieurs constatations se dégagent. Tout d'abord, il est envisageable que les forces de frottement et les variations de topographie aient une influence légère sur la réponse du vent, créant ainsi des divergences, bien que celles-ci ne semblent pas suffisantes pour expliquer l'écart important observé. En revanche, une hypothèse plausible concerne les effets convectifs, qui sont souvent mal estimés par l'approximation géostrophique. Face à une fonte soudaine de la glace de mer, les flux de chaleur subissent sûrement des variations significatives qui dépassent la capacité des formules de cette approximation à les représenter pleinement. Cette situation pourrait expliquer les divergences de résultats entre le vent prédit par les modèles et ceux calculés à l'aide des équations géostrophiques. Les changements thermodynamiques résultant de la fonte de la glace de mer peuvent engendrer des modifications non linéaires et complexes dans la circulation atmosphérique, notamment en raison des interactions avec la convection et les flux de chaleur latente et sensible. De plus, les processus atmosphériques à petite échelle et les phénomènes météorologiques locaux peuvent également contribuer aux écarts observés entre les réponses du vent modélisées et celles estimées par l'approximation géostrophique. Des turbulences, des interactions océan-atmosphère ou des mécanismes de subduction de masse d'air peuvent se produire à des échelles plus fines et influencer les schémas de vent locaux. Ces effets subtils peuvent interagir avec les conditions spécifiques de la fonte de la glace de mer et contribuer aux différences notées.

Il est important de souligner que la complexité des interactions entre la fonte de la glace de mer, les flux de chaleur et la dynamique atmosphérique nécessite une étude très approfondie et une prise en compte de tous les processus physiques sous-jacents. Des recherches supplémentaires, combinant observations et modélisation, pourraient permettre d'explorer plus en détail ces interactions complexes et de mieux appréhender les mécanismes responsables des divergences observées dans les réponses du vent. En résumé, bien que les forces de frottement, les variations de topographie et d'autres processus à petite échelle puissent jouer un rôle dans les divergences, il est probable que les effets convectifs et les interactions complexes entre la fonte de la glace de mer, les flux de chaleur et la dynamique atmosphérique soient les principaux contributeurs de la surestimation de la réponse du vent via l'approximation géostrophique. Une analyse plus détaillée de ces processus est nécessaire pour remettre en question l'approximation géostrophique, approfondir sa compréhension et améliorer les performances des modèles dans la représentation des réponses atmosphériques associées à la fonte de la glace de mer.

7 Conclusion

Durant les dernières décennies, la glace de mer Antarctique a connu des variations considérables, oscillant entre des périodes d'augmentation progressive et des périodes plus récentes de diminution record. Ces fluctuations sont devenues un sujet d'étude capital dans le contexte du changement climatique mondial. Récemment, les enregistrements de l'année 2023 ont révélé une étendue de glace de mer atteignant un niveau record, soit une diminution de 11% par rapport au record de l'année précédente [7.1]. Ces observations suggèrent une tendance inquiétante de déclin de la glace de mer, ce qui soulève des questions cruciales quant à ses implications pour l'écosystème polaire et le climat régional. Alors que les pertes actuelles de banquise ne semblent pas encore suffisamment importantes ou de durée assez prolongée pour observer des conséquences majeures, il est essentiel de considérer les implications à plus long terme. Des études antérieures ont déjà démontré que les fluctuations de la glace de mer peuvent avoir des répercussions significatives sur la dynamique océan-atmosphère et les interactions climatiques à l'échelle mondiale. En effet, la fonte de glace de mer pourrait perturber les courants océaniques et les systèmes de circulation atmosphérique, entraînant ainsi des changements complexes et souvent imprévisibles dans le climat de l'hémisphère sud.

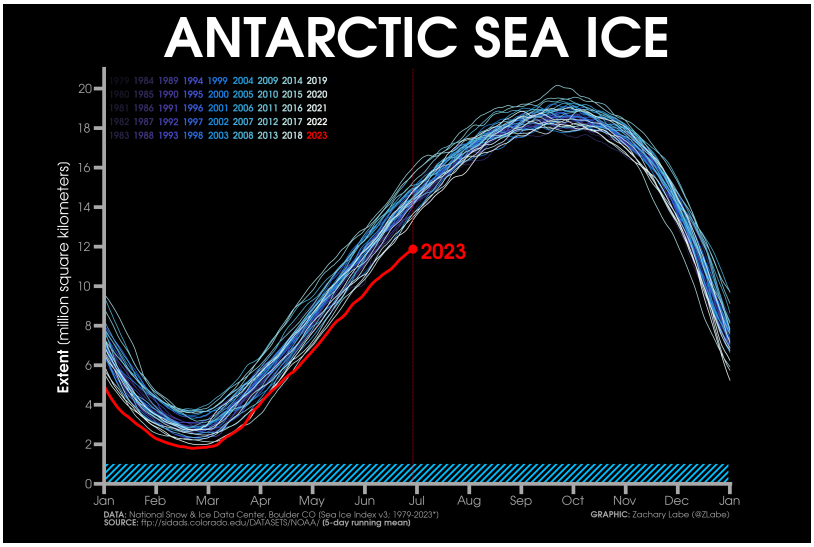


FIGURE 7.1 – Étendue des glaces de la banquise en Antarctique au 30 juin 2023 (en millions de km2) par rapport aux autres années. [Provient du *National Snow and Ice Data Center (NSDIC), 2023*]

Le but majeur de cette recherche visait à mettre en lumière les conséquences d'une fonte de la glace de mer antarctique sur différentes variables, notamment la circulation atmosphérique. Sur base de cet objectif, une multitude de paramètres ont été étudiés de façon saisonnière, principalement pour identifier les réponses de ceux-ci à la perturbation de glace de mer.

L'expérience employée à travers les quatre différents modèles a montré des réponses plus ou moins fortes des différentes variables à une perturbation de l'étendue de glace de mer. La perte de glace de mer entraîne un réchauffement de la couche d'air en surface, localisé essentiellement en région antarctique. Ce réchauffement est lié à la disparition de la couche de glace qui agissait comme un régulateur de température en réfléchissant le rayonnement solaire et en limitant les échanges de chaleur avec l'atmosphère. La saisonnalité de la fonte de la glace de mer se marque au sein de ces résultats. L'augmentation de température se propage en surface mais n'est pas explicitement observable en altitude, en partie en raison de la stratification nette des couches d'air aux pôles.

L'impact de la fonte de glace de mer sur les variables climatiques clés se manifeste également dans la variation de la hauteur géopotentielle. L'expansion de l'air due à l'augmentation de température entraîne une augmentation de hauteur géopotentielle autour du continent antarctique. En réaction, des zones de diminution de géopotentiel apparaissent au large du continent, induites indirectement par les changements de température. L'ensemble de ces résultats montre comment la fonte de la glace de mer peut modifier les caractéristiques climatiques de l'hémisphère sud et la façon dont les variables interagissent entre elles. L'affaiblissement du vortex polaire, notamment des centres de basse pression autour de l'Antarctique, est largement influencé par l'augmentation de la hauteur géopotentielle. Cela entraîne des changements dans la circulation atmosphérique, tels que l'affaiblissement de l'Antarctic Subpolar Low (ASL), qui a un impact sur les vents zonaux et le jet polaire.

La comparaison de ces résultats avec les études existantes portant sur des scénarios similaires de fonte de la glace de mer confirme la convergence des réponses climatiques. En effet, les cinq articles examinés lors de la phase de discussion présentent des similitudes dans leurs conclusions, tout en mettant en évidence des éléments spécifiques à cette étude. Concernant les variations de température de surface, des correspondances tant qualitatives que quantitatives émergent pour les régions géographiques et les intensités d'augmentations modélisées. Les réponses relatives au vent zonal à 500 hPa et au vent zonal moyen révèlent généralement une similarité dans les schémas, avec une tendance quasi-annulaire qui prédomine, bien que les valeurs de variation tendent à être légèrement inférieures dans le cadre de cette étude. Pour les précipitations, les régions sujettes à des variations correspondent à la littérature existante, bien que l'amplitude de ces variations soit notablement plus faible. La variable de hauteur géopotentielle n'a pas été examinée dans la littérature précédente, cependant, les réponses relatives à la pression, qui ont été explorées dans d'autres études, identifient une corrélation avec le passage du mode annulaire austral (SAM) dans une phase négative, une correspondance qui se retrouve également dans les figures examinées précédemment.

Ces différents éléments permettent ainsi de potentiellement confirmer certains aspects déjà mis en évidence dans la littérature, renforçant la robustesse des conclusions grâce à l'adoption d'une approche multimodèles au sein d'une même étude. En effet, les convergences observées dans les réponses climatiques suggèrent une certaine cohérence entre les modèles et les études antérieures. Cependant, les divergences relevées rappellent que chaque variable climatique réagit de manière subtile aux changements de la glace de mer.

Un exemple éloquent de cette subtilité réside dans la température moyenne zonale, où les divers articles et figures issues des modèles ne concordent pas de manière précise dans leurs observations. Par ailleurs, la méthodologie employée pour comparer l'approximation géostrophique aux résultats modélisés a également révélé les limites de cette première méthode face à des perturbations marquées, notamment pour la glace de mer et les échanges de chaleur. Une perspective d'amélioration qui se révèle essentielle concerne le contexte géographique. Bien que les amplitudes de réaction à une variation ne soient généralement pas strictement circonscrites, la subdivision de la région antarctique en différentes zones pourrait permettre une analyse plus approfondie et précise des réponses obtenues. Cette approche offrirait ensuite la possibilité de comparer minutieusement les secteurs entre eux et d'explorer attentivement les divergences observées, tout en éclairant les raisons sous-jacentes à ces variations.

En conclusion, les résultats obtenus à partir de cette analyse de la fonte de glace de mer en Antarctique, bien qu'ils ne prennent que la perturbation de la glace de mer en compte, mettent en évidence des réponses potentielles à des fontes soudaines de la glace de mer, qui pourraient devenir de plus en plus probables dans les années à venir (Holland et al., 2006). En considérant ces résultats dans leur ensemble, la fonte de la glace de mer en Antarctique se révèle être un phénomène complexe, dont les conséquences potentielles pourraient sur le long terme dépasser les frontières polaires. Une surveillance attentive de ces changements et la mise en place de mesures appropriées pour lutter contre le réchauffement climatique sont essentielles afin de préserver la richesse de la biodiversité polaire et de maintenir l'équilibre climatique mondial pour les générations futures. De plus, ces résultats s'inscrivant de manière cohérente dans la littérature scientifique contribuent à approfondir la compréhension des mécanismes complexes régissant l'Antarctique. Ils témoignent également des progrès réalisés dans la compréhension de cette région polaire cruciale pour le climat mondial. Enfin, cette étude souligne l'importance cruciale d'approfondir les connaissances concernant des théories telles que l'approximation géostrophique afin de mieux comprendre et anticiper les réponses du système climatique à la fonte de glace de mer en Antarctique.

Bibliographie

Alexeev, V., Langen, P., and Bates, J. (2005). Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in "ghost forcing" experiments without sea ice feedbacks. *Climate Dynamics*, 24 :655–666.

Ayres, H. and Screen, J. (2019). Multimodel Analysis of the Atmospheric Response to Antarctic Sea Ice Loss at Quadrupled CO2. *Geophysical Research Letters*, 46(16) :9861–9869. _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019GL083653.

Baker, H. S., Woollings, T., and Mbengue, C. (2017). Eddy-Driven Jet Sensitivity to Diabatic Heating in an Idealized GCM. *Journal of Climate*, 30(16) :6413–6431. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate.

Barry, R. G. and Gan, T.-Y. (2021). *The global cryosphere : past, present and future*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom ; New York, N.Y.

Benjamini, Y. and Hochberg, Y. (1995). Controlling the False Discovery Rate : A Practical and Powerful Approach to Multiple Testing. *Journal of the Royal Statistical Society : Series B (Methodological)*, 57(1) :289–300. _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.2517-6161.1995.tb02031.x.

Blumen, W. (1967). On Nonlinear Geostrophic Adjustment. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 24(4) :325–332. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of the Atmospheric Sciences.

Cohen, J., Screen, J., Furtado, J., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis,

J., Dethloff, K., Entekhabi, D., Overland, J., and Jones, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience*, 7 :627–637.

Convey, P., Bindschadler, R., di Prisco, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D. A., Mayewski, P. A., Summerhayes, C. P., Turner, J., and (incl Bentley M. J.), A. C. (2009). Antarctic climate change and the environment. *Antarctic science.*, 21(6) :541–563. Num Pages : 541 Number : 6 Publisher : Cambridge University Press.

Curry, J. A., Schramm, J. L., and Ebert, E. E. (1995). Sea Ice-Albedo Climate Feedback Mechanism. *Journal of Climate*, 8(2) :240–247. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate.

Dai, A., Luo, D., Song, M., and Liu, J. (2019). Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO2. *Nat Commun*, 10(1) :121. Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group.

Danabasoglu, G., Lamarque, J.-F., Bacmeister, J., Bailey, D. A., DuVivier, A. K., Edwards, J., Emmons, L. K., Fasullo, J., Garcia, R., Gettelman, A., Hannay, C., Holland, M. M., Large, W. G., Lauritzen, P. H., Lawrence, D. M., Lenaerts, J. T. M., Lindsay, K., Lipscomb, W. H., Mills, M. J., Neale, R., Oleson, K. W., Otto-Bliesner, B., Phillips, A. S., Sacks, W., Tilmes, S., van Kampenhout, L., Vertenstein, M., Bertini, A., Dennis, J., Deser, C., Fischer, C., Fox-Kemper, B., Kay, J. E., Kinnison, D., Kushner, P. J., Larson, V. E., Long, M. C., Mickelson, S., Moore, J. K., Nienhouse, E., Polvani, L., Rasch, P. J., and Strand, W. G. (2020). The Community Earth System Model Version 2 (CESM2). *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(2) :e2019MS001916. _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019MS001916.

Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V., and Teng, H. (2010a). Uncertainty in climate change projections : The role of internal variability. *Climate Dynamics*, 38 :527–546.

Deser, C., Tomas, R., Alexander, M., and Lawrence, D. (2010b). The Seasonal Atmospheric Response to Projected Arctic Sea Ice Loss in the Late Twenty-First Century. *Journal of Climate*, 23(2) :333–351. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate.

Eayrs, C., Li, X., Raphael, M. N., and Holland, D. M. (2021). Rapid decline in Antarctic sea ice in recent years hints at future change. *Nat. Geosci.*, 14(7) :460–464. Number : 7 Publisher : Nature Publishing Group.

England, M., Polvani, L., and Sun, L. (2018). Contrasting the Antarctic and Arctic Atmospheric Responses to Projected Sea Ice Loss in the Late Twenty-First Century. *Journal of Climate*, 31(16) :6353–6370. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate.

England, M. R., Polvani, L. M., Sun, L., and Deser, C. (2020). Tropical climate responses to projected Arctic and Antarctic sea-ice loss. *Nat. Geosci.*, 13(4) :275–281. Bandiera_abtest : a Cg_type : Nature Research Journals Number : 4 Primary_atype : Research Publisher : Nature Publishing Group Subject_term : Climate and Earth system modelling ;Cryospheric science ;Physical oceanography Subject_term_id : climate-and-earth-system-modelling ;cryospheric-science ;physical-oceanography.

Fairbridge, R. W. (1987). CONFLUENCE AND DIFFLUENCEConfluence and diffluence. In *Climatology*, Encyclopedia of Earth Science, pages 363–364. Springer US, Boston, MA.

Fleming, E. L., Chandra, S., Barnett, J. J., and Corney, M. (1990). Zonal mean temperature, pressure, zonal wind and geopotential height as functions of latitude. *Advances in Space Research*, 10(12) :11–59.

Ghalib, W., Nemah, H., and Sada, B. (2020). STUDY OF GEOPOTENTIAL HEIGHT VALUES AND ITS INRACTION WITH TEMPERATURE DEGREE OVER BAGHDAD CITY, IRAQ.

Gierz, P., Lohmann, G., and Wei, W. (2015). Response of Atlantic overturning to future warming in a coupled atmosphere-ocean-ice sheet model. *Geophysical Research Letters*, 42(16) :6811–6818. _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2015GL065276.

Gillett, N. P., Kell, T. D., and Jones, P. D. (2006). Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, 33(23). _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2006GL027721.

Gong, T., Feldstein, S., and Lee, S. (2017). The Role of Downward Infrared Radiation in the Recent Arctic Winter Warming Trend. *Journal of Climate*, 30(13) :4937–4949. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate.

Gonzalez, S., Vasallo, F., Recio-Blitz, C., Guijarro, J. A., and Riesco, J. (2018). Atmospheric Patterns over the Antarctic Peninsula. *Journal of Climate*, 31(9) :3597–3608. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate.

Goosse, H. (2015). *Climate system dynamics and modeling*. Cambridge University Press, New York, NY.

Graversen, R. and Wang, M. (2009). Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. *Climate Dynamics*, 33 :629–643.

Holton, J. R. and Staley, D. O. (1973). An Introduction to Dynamic Meteorology. *American Journal of Physics*, 41(5) :752–754.

Holtslag, A. A. M., Steeneveld, G. J., and van de Wiel, B. J. H. (2007). Role of land-surface temperature feedback on model performance for the stable boundary layer. In Baklanov, A. and Grisogono, B., editors, *Atmospheric Boundary Layers : Nature, Theory and Applications to Environmental Modelling and Security*, pages 205–220. Springer, New York, NY.

Huybrechts, P. (2009). Cryosphere. In *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, pages 221–226. Journal Abbreviation : Encyclopedia of Earth Sciences Series.

Intergovernmental Panel On Climate Change (Ipcc) (2022). *The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate : Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 1 edition.

IPCC (2021). Annex IV : Modes of Variability [Cassou, C., A. Cherchi, Y. Kosaka (eds.)]. In Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J., Maycock, T., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., and Zhou, B., editors, *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 2153–2192. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Type : Book Section.

Khromova, T. E. (2010). Cryosphere and climate. *IOP Conf. Ser. : Earth Environ. Sci.*, 13(1) :012002.

Kidston, J., Renwick, J. A., and McGregor, J. (2009). Hemispheric-Scale Seasonality of the Southern Annular Mode and Impacts on the Climate of New Zealand. *Journal of Climate*, 22(18) :4759–4770.

Langen, P. and Alexeev, V. (2007). Polar amplification as a preferred response in an idealized aquaplanet GCM. *Climate Dynamics*, 29 :305–317.

Lee, S. (2014). A theory for polar amplification from a general circulation perspective. *Asia-Pacific J Atmos Sci*, 50(1) :31–43.

Li, X., Cai, W., Meehl, G. A., Chen, D., Yuan, X., Raphael, M., Holland, D. M., Ding, Q., Fogt, R. L., Markle, B. R., Wang, G., Bromwich, D. H., Turner, J., Xie, S.-P., Steig, E. J., Gille, S. T., Xiao, C., Wu, B., Lazzara, M. A., Chen, X., Stammerjohn, S., Holland, P. R., Holland, M. M., Cheng, X., Price, S. F., Wang, Z., Bitz, C. M., Shi, J., Gerber, E. P., Liang, X., Goosse, H., Yoo, C., Ding, M., Geng, L., Xin, M., Li, C., Dou, T., Liu, C., Sun, W., Wang, X., and Song, C. (2021). Tropical teleconnection impacts on Antarctic climate changes. *Nat Rev Earth Environ*, 2(10) :680–698. Number : 10 Publisher : Nature Publishing Group.

Maheskumar, R. S., S. S. D. (2022). Antarctic Weather and Climate Patterns. In *Climate Variability of Southern High Latitude Regions*. CRC Press. Num Pages : 30.

Maksym, T., Stammerjohn, S. E., Ackley, S., and Massom, R. (2012). Antarctic Sea Ice— : A Polar Opposite ? *Oceanography*, 25(3) :140–151. Publisher : Oceanography Society.

Marshall, G. J. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24) :4134–4143. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate.

Mayewski, P. A., Meredith, M. P., Summerhayes, C. P., Turner, J., Worby, A., Barrett, P. J., Casassa, G., Bertler, N. a. N., Bracegirdle, T., Naveira Garabato, A. C., Bromwich, D., Campbell, H., Hamilton, G. S., Lyons, W. B., Maasch, K. A., Aoki, S., Xiao, C., and van Ommen, T. (2009). State of the Antarctic and Southern Ocean climate system. *Reviews of Geophysics*, 47(1). _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2007RG000231.

Morales Maqueda, M., Fichefet, T., and Holland, D. (1994). Physics and climatology of sea ice.

Neiburger, M., Sherman, L., Kellogg, W. W., and Gustafson, A. F. (1948). ON THE COMPUTATION OF WIND FROM PRESSURE DATA. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 5(3) :87–92. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of the Atmospheric Sciences.

Oberheide, J., Lehmacher, G. A., Offermann, D., Grossmann, K. U., Manson, A. H., Meek, C. E., Schmidlin, F. J., Singer, W., Hoffmann, P., and Vincent, R. A. (2002). Geostrophic wind fields in the stratosphere and mesosphere from satellite data : GEOSTROPHIC WINDS FROM SATELLITE DATA. *J.-Geophys.-Res.*, 107(D23) :CRI 3–1–CRI 3–18.

Pedersen, R., Cvijanovic, I., Langen, P., and Vinther, B. (2015). The Impact of Regional Arctic Sea Ice Loss on Atmospheric Circulation and the NAO. *Journal of Climate*, 29 :151027112455001.

Peings, Y. and Magnusdottir, G. (2014). Response of the Wintertime Northern Hemisphere Atmospheric Circulation to Current and Projected Arctic Sea Ice Decline : A Numerical Study with CAM5. *Journal of Climate*, 27(1) :244–264. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate.

Picca, R. (1980). Les origines du vent. *Bulletin de l'union des physiciens*, pages 651–663.

Pithan, F. and Mauritsen, T. (2014). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience*, 7.

Portnyagin, Y. I., Forbes, J. M., Fraser, G. J., Vincent, R. A., Avery, S. K., Lysenko, I. A., and Makarov, N. A. (1993). Dynamics of the Antarctic and Arctic mesosphere and lower thermosphere regions—I. The prevailing wind. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 55(6) :827–841.

Raphael, M. N., Hobbs, W., and Wainer, I. (2011). The effect of Antarctic sea ice on the Southern Hemisphere atmosphere during the southern summer. *Clim Dyn*, 36(7) :1403–1417.

Raphael, M. N., Marshall, G. J., Turner, J., Fogt, R. L., Schneider, D., Dixon, D. A., Hosking, J. S., Jones, J. M., and Hobbs, W. R. (2016). The Amundsen Sea Low : Variability, Change, and Impact on Antarctic Climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(1) :111–121. Publisher : American Meteorological Society Section : Bulletin of the American Meteorological Society.

Rulfová, Z. and Kyselý, J. (2013). Disaggregating convective and stratiform precipitation from station weather data. *Atmospheric Research*, 134 :100–115.

Screen, J. A. and Simmonds, I. (2012). Declining summer snowfall in the Arctic : causes, impacts and feedbacks. *Clim Dyn*, 38(11) :2243–2256.

Seland, O., Bentsen, M., Oliviè, D. J. L., Toniazzo, T., Gjermundsen, A., Graff, L. S., Debernard, J. B., Gupta, A. K., He, Y.-C., Kirkevåg, A., Schwinger, J., Tjiputra, J., Aas, K. S., Bethke, I., Fan, Y., Griesfeller, J., Grini, A., Guo, C., Ilicak, M., Karset, I. H. H., Landgren, O. A., Liakka, J., Moseid, K. O., Nummelin, A., Spensberger, C., Tang, H., Zhang, Z., Heinze, C., Iversen, T., and Schulz, M. (2020). Overview of the Norwegian Earth System Model (NorESM2) and key climate response of CMIP6 DECK, historical, and scenario simulations.

Geoscientific Model Development. Accepted : 2021-03-02T13 :03 :45Z Publisher : Copernicus.

Serreze, M. C. and Barry, R. G. (2011). Processes and impacts of Arctic amplification : A research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77(1) :85–96.

Shuman, F. G. (1957). PREDICTIVE CONSEQUENCES OF CERTAIN PHYSICAL INCONSISTENCIES IN THE GEOSTROPHIC BAROTROPIC MODEL. *Monthly Weather Review*, 85(7) :229–234. Publisher : American Meteorological Society Section : Monthly Weather Review.

Simmonds, I. and King, J. C. (2004). Global and hemispheric climate variations affecting the Southern Ocean. *Antarctic Science*, 16(4) :401–413. Publisher : Cambridge University Press.

Singarayer, J. S., Bamber, J. L., and Valdes, P. J. (2006). Twenty-First-Century Climate Impacts from a Declining Arctic Sea Ice Cover. *Journal of Climate*, 19(7) :1109–1125. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate.

Smith, D. M., Screen, J. A., Deser, C., Cohen, J., Fyfe, J. C., García-Serrano, J., Jung, T., Kattsov, V., Matei, D., Msadek, R., Peings, Y., Sigmond, M., Ukita, J., Yoon, J.-H., and Zhang, X. (2019). The Polar Amplification Model Intercomparison Project (PAMIP) contribution to CMIP6 : investigating the causes and consequences of polar amplification. *Geoscientific Model Development*, 12(3) :1139–1164. Publisher : Copernicus GmbH.

Spiridonov, V. and Ćurić, M. (2021). Atmospheric Waves. In Spiridonov, V. and Ćurić, M., editors, *Fundamentals of Meteorology*, pages 197–217. Springer International Publishing, Cham.

Steele, M., Zhang, J., and Ermold, W. (2010). Mechanisms of summertime upper Arctic Ocean warming and the effect on sea ice melt. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 115(C11). _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2009JC005849.

Swart, N. C., Cole, J. N. S., Kharin, V. V., Lazare, M., Scinocca, J. F., Gillett, N. P., Anstey, J., Arora, V., Christian, J. R., Hanna, S., Jiao, Y., Lee, W. G., Majaess, F., Saenko, O. A., Seiler, C., Seinen, C., Shao, A., Sigmond, M., Solheim, L., von Salzen, K., Yang, D., and Winter, B. (2019). The Canadian Earth System Model version 5 (CanESM5.0.3). *Geoscientific Model Development*, 12(11) :4823–4873. Publisher : Copernicus GmbH.

Tatebe, H., Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., Sudo, K., Sekiguchi, M., Abe, M., Saito, F., Chikira, M., Watanabe, S., Mori, M., Hirota, N., Kawatani, Y., Mochizuki, T., Yoshimura, K., Takata, K., O'ishi, R., Yamazaki, D., Suzuki, T., Kurogi, M., Kataoka, T., Watanabe, M., and Kimoto, M. (2019). Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6. *Geoscientific Model Development*, 12(7) :2727–2765. Publisher : Copernicus GmbH.

Tewari, K., Mishra, S. K., Dewan, A., and Ozawa, H. (2021). Effects of the Antarctic elevation on the atmospheric circulation. *Theor Appl Climatol*, 143(3) :1487–1499.

Tewari, K., Mishra, S. K., Salunke, P., Ozawa, H., and Dewan, A. (2023). Potential effects of the projected Antarctic sea-ice loss on the climate system. *Clim Dyn*, 60(1) :589–601.

Turner, J., Hosking, J. S., Bracegirdle, T. J., Marshall, G. J., and Phillips, T. (2015). Recent changes in Antarctic Sea Ice. *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2045) :20140163. Publisher : Royal Society.

Turner, J., Lachlan-Cope, T., Colwell, S., and Marshall, G. J. (2005). A positive trend in western Antarctic Peninsula precipitation over the last 50 years reflecting regional and Antarctic-wide atmospheric circulation changes. *Annals of Glaciology*, 41 :85–91. Publisher : Cambridge University Press.

Turner, J. and Pendlebury, S., editors (2004). *The international Antarctic weather forecasting handbook*. British Antarctic Survey, Cambridge.

Turner, J., Phillips, T., Hosking, J. S., Marshall, G. J., and Orr, A. (2013). The Amundsen Sea low. *International Journal of Climatology*, 33(7) :1818–1829. _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/joc.3558.

Turner, J., Phillips, T., Marshall, G. J., Hosking, J. S., Pope, J. O., Bracegirdle, T. J., and Deb, P. (2017). Unprecedented springtime retreat of Antarctic sea ice in 2016. *Geophysical Research Letters*, 44(13) :6868–6875. _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017GL073656.

Venegas, S. A. (2003). The Antarctic Circumpolar Wave : A Combination of Two Signals ? *Journal of Climate*, 16(15) :2509–2525. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate.

Vihma, T. (2014). Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate : A Review. *Surv Geophys*, 35(5) :1175–1214.

Wilks, D. S. (2016). “The Stippling Shows Statistically Significant Grid Points” : How Research Results are Routinely Overstated and Overinterpreted, and What to Do about It. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(12) :2263–2273. Publisher : American Meteorological Society Section : Bulletin of the American Meteorological Society.

Yuan, X. and Martinson, D. G. (2001). The Antarctic dipole and its predictability. *Geophysical Research Letters*, 28(18) :3609–3612. _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2001GL012969.

Zhu, Z. and Song, M. (2023). Impacts of Observed Extreme Antarctic Sea Ice Conditions on the Southern Hemisphere Atmosphere. *Atmosphere*, 14(1) :36. Number : 1 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute.

Table des figures

1 Anomalie mensuelle d'étendue de glace de mer pour le mois de juin de 1979 à 2023. [Provient du *National Snow and Ice Data Center (NSDIC), 2023*] 2
2 **a**, Concentration moyenne annuelle de glace de mer de 1979 à 2018. **b**, Variation de concentration moyenne annuelle de glace de mer de 1979 à 2015. **c**, Variation de concentration moyenne annuelle de glace de mer de 2015 à 2018. (Eayrs et al., 2021) 3

1.1 Pression atmosphérique moyenne au niveau de la mer au mois de janvier. 9
1.2 Déplacement des centres de pressions vers l'ouest via les ondes de Rossby 10
1.3 Distribution spatiale de la vitesse horizontale du vent (en m/s) à 850 hPa. Les contours spatiaux de la figure montrent la vitesse moyenne du vent et la longueur du vecteur mesure la vitesse de celui-ci (m/s) (Tewari et al., 2021). 11
1.4 Pattern spatial de pression au niveau de la mer pour l'oscillation antarctique en été austral (DJF). (IPCC, 2021) 12
1.5 Les anomalies de pression au niveau de la mer ont été régressées sur la série temporelle de la première composante principale associée au mode SAM, mettant en évidence les variations de pression positives en rouge et les variations négatives en bleu. L'indice SAM est donné par la courbe de tendance violette. (IPCC, 2021) 14

2.1 Différence moyenne de glace de mer entre la simulation future et pré-industrielle pour le modèle CESM2 et pour **(a)**, l'été, **(b)**, l'automne, **(c)**, l'hiver et **(d)**, le printemps. 23

3.1 Différence moyenne de température zonale entre la simulation future et pré-industrielle pour le modèle NorESM2, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'été, **(b)**, l'automne, **(c)**, l'hiver et **(d)**, le printemps. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 29
3.2 Différence moyenne de température entre la simulation future et pré-industrielle pour le modèle NorESM2, à 1000 hPa pour **(a)**, l'été, **(b)**, l'automne, **(c)**, l'hiver et **(d)**, le printemps. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 31
3.3 Différence moyenne de hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et NorESM2, **(b)**, l'hiver et NorESM2, **(c)**, le printemps et NorESM2. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 33
3.4 Schéma représentant les cellules de latitudes moyennes et polaires (Raphael et al., 2011). 34
3.5 Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et NorESM2, **(b)**, l'hiver et NorESM2, **(c)**, le printemps et NorESM2. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 35
3.6 Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'automne et NorESM2, **(b)**, l'hiver et NorESM2, **(c)**, le printemps et NorESM2. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 36
3.7 Différence relative moyenne de précipitations entre la simulation future et pré-industrielle pour **(a)**, l'automne et NorESM2, **(b)**, l'hiver et NorESM2, **(c)**, le printemps et NorESM2. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 38

4.1 Schéma représentatif du vent et des forces y contribuant dans l'hémisphère nord (Picca, 1980) 47

4.2 Différence moyenne de vent géostrophique zonal calculé sur base de la hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et NorESM2, **(b)**, l'hiver et NorESM2, **(c)**, le printemps et NorESM2. 49
4.3 Pour la saison hivernale et le modèle NorESM2 : **(a)**, données de hauteur géopotentielle et vecteurs de vent du modèle, **(b)**, données de hauteur géopotentielle du modèle et vecteurs de vent géostrophique calculé, **(c)**, différence entre les vecteurs de (a) et (b). 50

5.1 Correspondance des valeurs entre les données de vent zonal modélisé et celle de vent géostrophique zonal calculé pour **(a)**, la période pré-industrielle et CESM2, **(b)**, la période pré-industrielle et NorESM2, **(c)**, le futur et CESM2 et **(d)**, le futur et NorESM2. L'axe rouge indique une correspondance parfaite. 53
5.2 Correspondance des valeurs entre les différences de vent zonal modélisé et celles de vent géostrophique zonal calculé pour **(a)**, CESM2 et **(b)**, NorESM2. L'axe rouge indique une correspondance parfaite. 54
5.3 Correspondance des valeurs pour le premier membre du mois de janvier, pour les données **(a)**, pré-industrielles **(b)**, futures et **(c)** leur différence pour le modèle CanESM5. L'axe rouge indique une correspondance parfaite. 55
5.4 Correspondance des valeurs pour le 35ème membre du mois de janvier, pour les données **(a)**, pré-industrielles **(b)**, futures et **(c)** leur différence pour le modèle CanESM5. L'axe rouge indique une correspondance parfaite. 55
5.5 Correspondance des valeurs pour le 70ème membre du mois de janvier, pour les données **(a)**, pré-industrielles **(b)**, futures et **(c)** leur différence pour le modèle CanESM5. L'axe rouge indique une correspondance parfaite. 56
5.6 Correspondance des valeurs pour les réanalyses *ERA5* de **(a)**, janvier 2005**(b)**, janvier 2006, **(c)** leur différence ainsi que **(d)**, juin 2005 **(e)**, juin 2006 et **(f)** leur différence. L'axe rouge indique une correspondance parfaite. 57
5.7 Correspondance des différences entre valeurs modélisées et calculées pour les données de l'expérience *historical* de **(a)**, MIROC6 **(b)**, CanESM5, **(c)** NorESM2 entre avril 1990 et 1991 ,**(d)**, MIROC6 **(e)**, CanESM5, **(f)** NorESM2 entre juin 2000 et 2001, **(g)**, MIROC6 **(h)**, CanESM5, **(i)** NorESM2 entre octobre 2010 et 2011. L'axe rouge indique une correspondance parfaite. 58

7.1 Étendue des glaces de la banquise en Antarctique au 30 juin 2023 (en millions de km2) par rapport aux autres années. [Provient du *National Snow and Ice Data Center (NSDIC), 2023*] 64
A.1 Continent antarctique et ses alentours 85
A.2 Différence moyenne de température zonale entre la simulation future et pré-industrielle pour le modèle CESM2, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'été, **(b)**, l'automne, **(c)**, l'hiver et **(d)**, le printemps. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 86
A.3 Différence moyenne de température zonale entre la simulation future et pré-industrielle pour le modèle MIROC6, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'été, **(b)**, l'automne, **(c)**, l'hiver et **(d)**, le printemps. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 87
A.4 Différence moyenne de température zonale entre la simulation future et pré-industrielle pour le modèle CanESM5, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'été, **(b)**, l'automne, **(c)**, l'hiver et **(d)**, le printemps. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 88
A.5 Différence moyenne de hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle, à 500 hPa et pour **(a)**, l'automne et CESM2, **(b)**, l'été et CESM2, **(c)**, le printemps et CESM2. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 89
A.6 Différence moyenne de hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle, à 500 hPa et pour **(a)**, l'automne et MIROC6, **(b)**, l'été et MIROC6, **(c)**, le printemps et MIROC6. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 90
A.7 Différence moyenne de hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle, à 500 hPa et pour **(a)**, l'automne et CanESM5, **(b)**, l'été et CanESM5, **(c)**, le printemps et CanESM5. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 91
A.8 Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et CESM2, **(b)**, l'été et CESM2, **(c)**, le printemps et CESM2. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 92

A.9 Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et MIROC6, **(b)**, l'été et MIROC6, **(c)**, le printemps et MIROC6. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 93
A.10 Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et CanESM5, **(b)**, l'été et CanESM5, **(c)**, le printemps et CanESM5. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 94
A.11 Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'automne et CESM2, **(b)**, l'été et CESM2, **(c)**, le printemps et CESM2. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 95
A.12 Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'automne et MIROC6, **(b)**, l'été et MIROC6, **(c)**, le printemps et MIROC6. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 96
A.13 Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'automne et CanESM5, **(b)**, l'été et CanESM5, **(c)**, le printemps et CanESM5. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 97
A.14 Différence relative moyenne de précipitations entre la simulation future et pré-industrielle pour **(a)**, l'automne et CESM2, **(b)**, l'été et CESM2, **(c)**, le printemps et CESM2. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 98
A.15 Différence relative moyenne de précipitations entre la simulation future et pré-industrielle pour **(a)**, l'automne et MIROC6, **(b)**, l'été et MIROC6, **(c)**, le printemps et MIROC6. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 99
A.16 Différence relative moyenne de précipitations entre la simulation future et pré-industrielle pour **(a)**, l'automne et CanESM5, **(b)**, l'été et CanESM5, **(c)**, le printemps et CanESM5. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01. 100

A.17 Différence moyenne de vent géostrophique zonal calculé sur base de la hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et CESM2, **(b)**, l'été et CESM2, **(c)**, le printemps et CESM2 (comparaison par rapport à [A.8]). 101
A.18 Différence moyenne de vent géostrophique zonal calculé sur base de la hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et MIROC6, **(b)**, l'été et MIROC6, **(c)**, le printemps et MIROC6 (comparaison par rapport à [A.9]). . . 102
A.19 Différence moyenne de vent géostrophique zonal calculé sur base de la hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et CanESM5, **(b)**, l'été et CanESM5, **(c)**, le printemps et CanESM5 (comparaison par rapport à [A.10]). . 103
A.20 Pour la saison hivernale et le modèle CESM2 : **(a)**, données de hauteur géopotentielle et vecteurs de vent du modèle, **(b)**, données de hauteur géopotentielle du modèle et vecteurs de vent géostrophique calculé, **(c)**, différence entre les vecteurs de (a) et (b). 104
A.21 Pour la saison hivernale et le modèle MIROC6 : **(a)**, données de hauteur géopotentielle et vecteurs de vent du modèle, **(b)**, données de hauteur géopotentielle du modèle et vecteurs de vent géostrophique calculé, **(c)**, différence entre les vecteurs de (a) et (b). 105
A.22 Pour la saison hivernale et le modèle CanESM5 : **(a)**, données de hauteur géopotentielle et vecteurs de vent du modèle, **(b)**, données de hauteur géopotentielle du modèle et vecteurs de vent géostrophique calculé, **(c)**, différence entre les vecteurs de (a) et (b). 106

Liste des tableaux

2.1 Récapitulatif des noms, résolution horizontale et nombre de membres de chaque modèle utilisé 22

Annexes



FIGURE A.1 – Continent antarctique et ses alentours

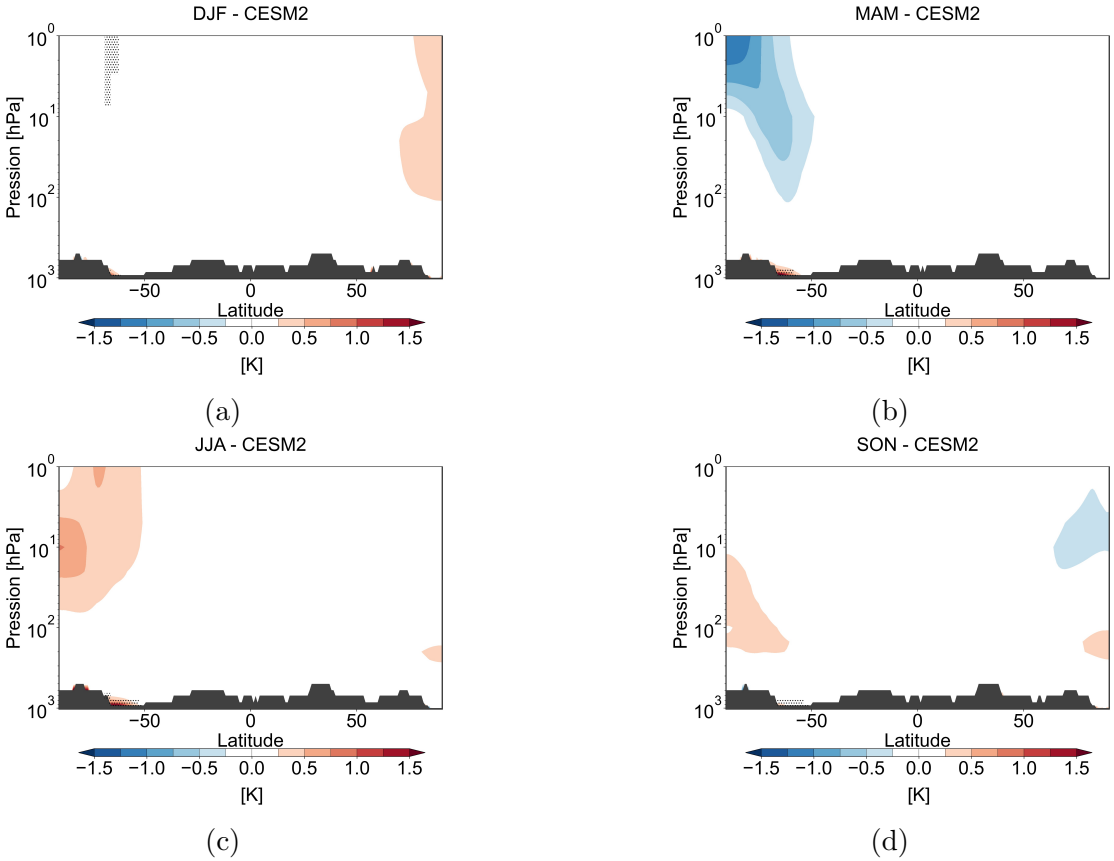


FIGURE A.2 – Différence moyenne de température zonale entre la simulation future et pré-industrielle pour le modèle CESM2, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'été, **(b)**, l'automne, **(c)**, l'hiver et **(d)**, le printemps. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.

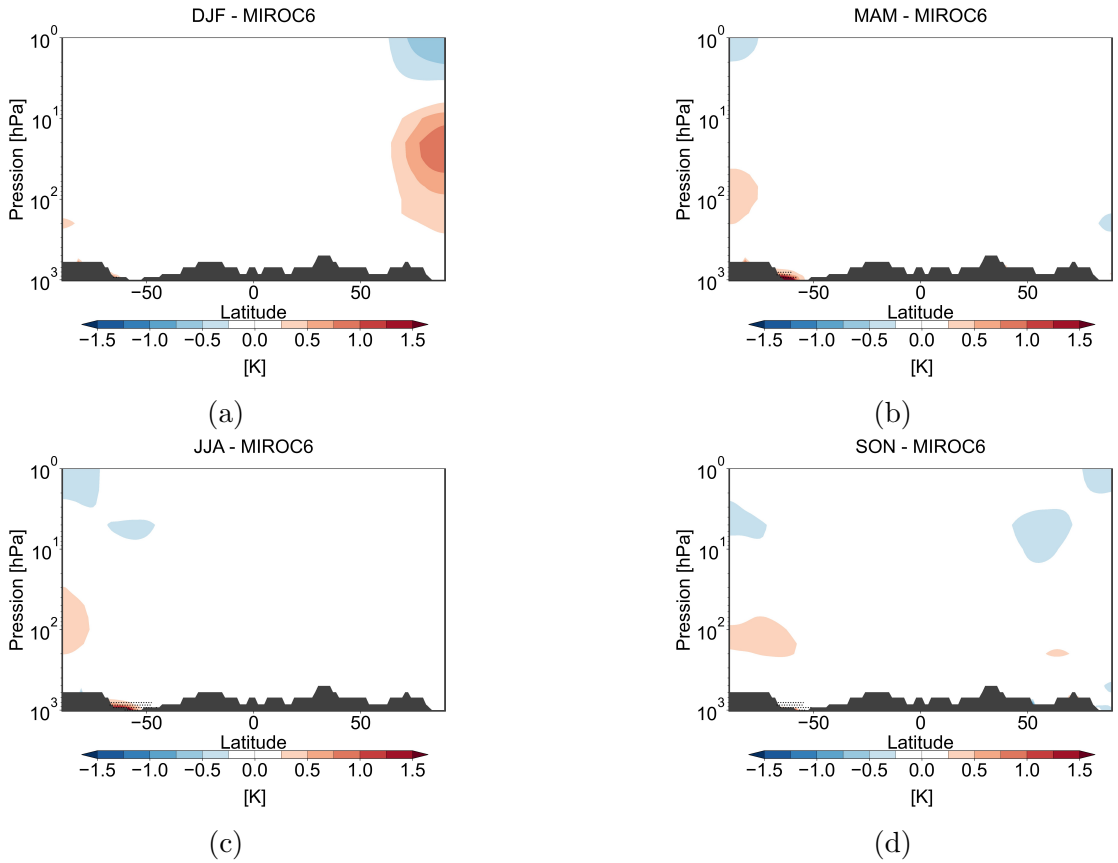
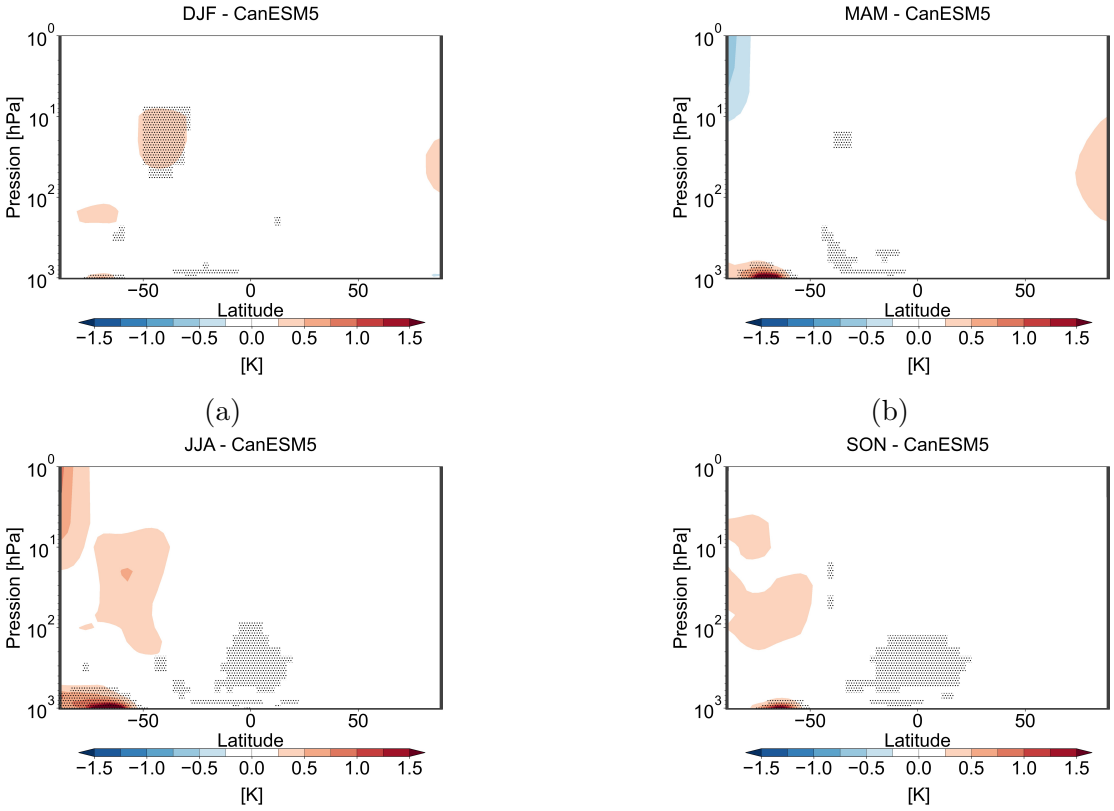


FIGURE A.3 – Différence moyenne de température zonale entre la simulation future et pré-industrielle pour le modèle MIROC6, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'été, **(b)**, l'automne, **(c)**, l'hiver et **(d)**, le printemps. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.



(a) (b) (c) (d)

FIGURE A.4 – Différence moyenne de température zonale entre la simulation future et pré-industrielle pour le modèle CanESM5, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'été, **(b)**, l'automne, **(c)**, l'hiver et **(d)**, le printemps. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.

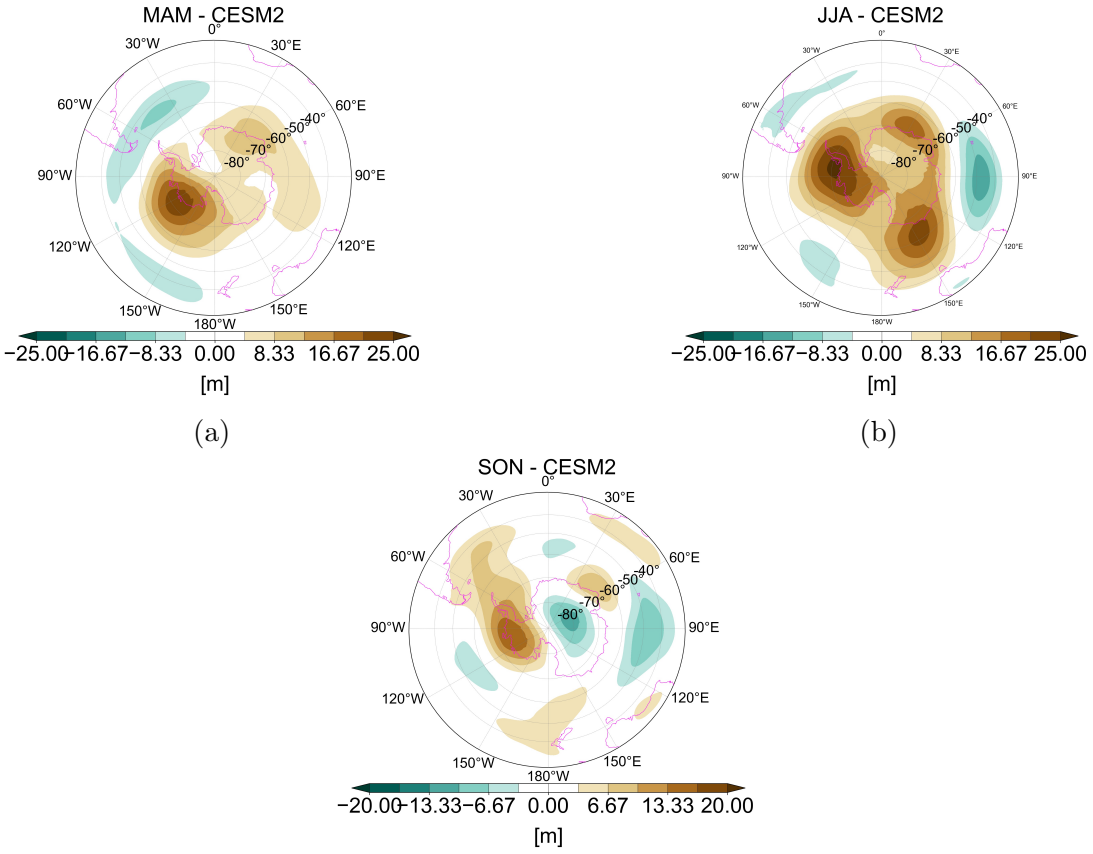


FIGURE A.5 – Différence moyenne de hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle, à 500 hPa et pour **(a)**, l'automne et CESM2, **(b)**, l'été et CESM2, **(c)**, le printemps et CESM2. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.

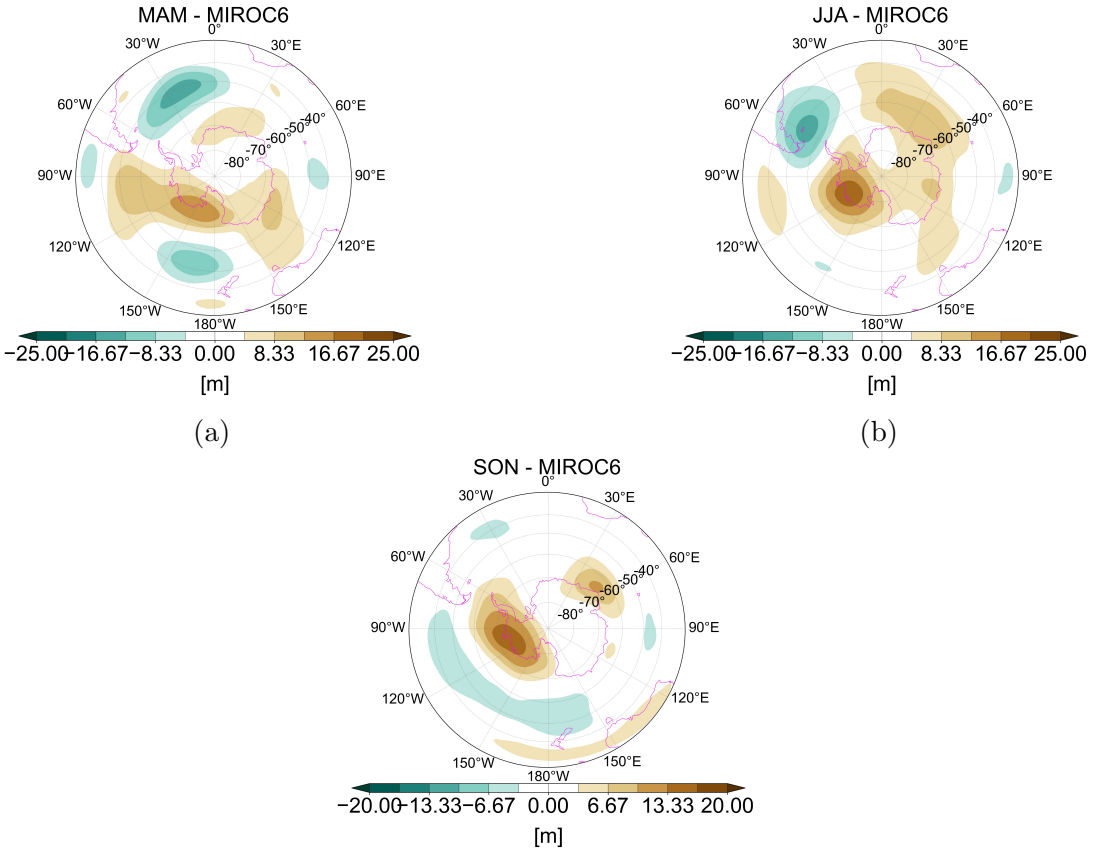


FIGURE A.6 – Différence moyenne de hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle, à 500 hPa et pour **(a)**, l'automne et MIROC6, **(b)**, l'été et MIROC6, **(c)**, le printemps et MIROC6. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.

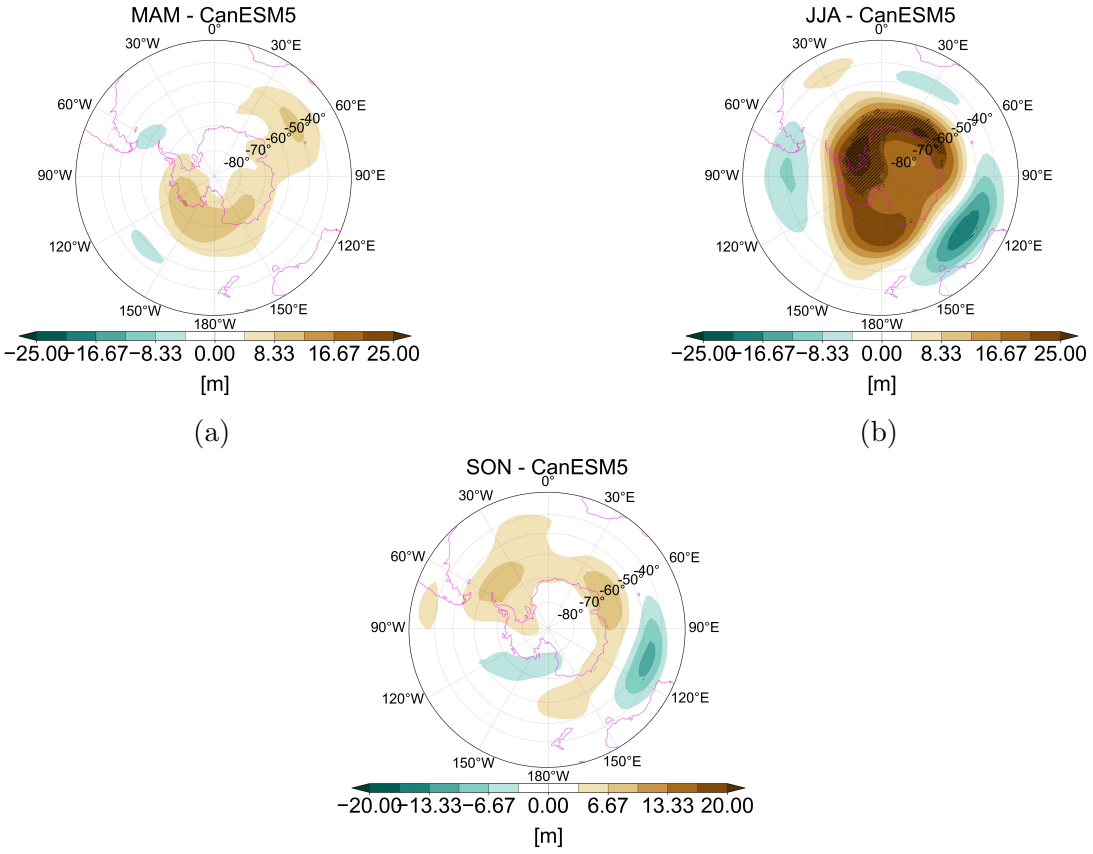
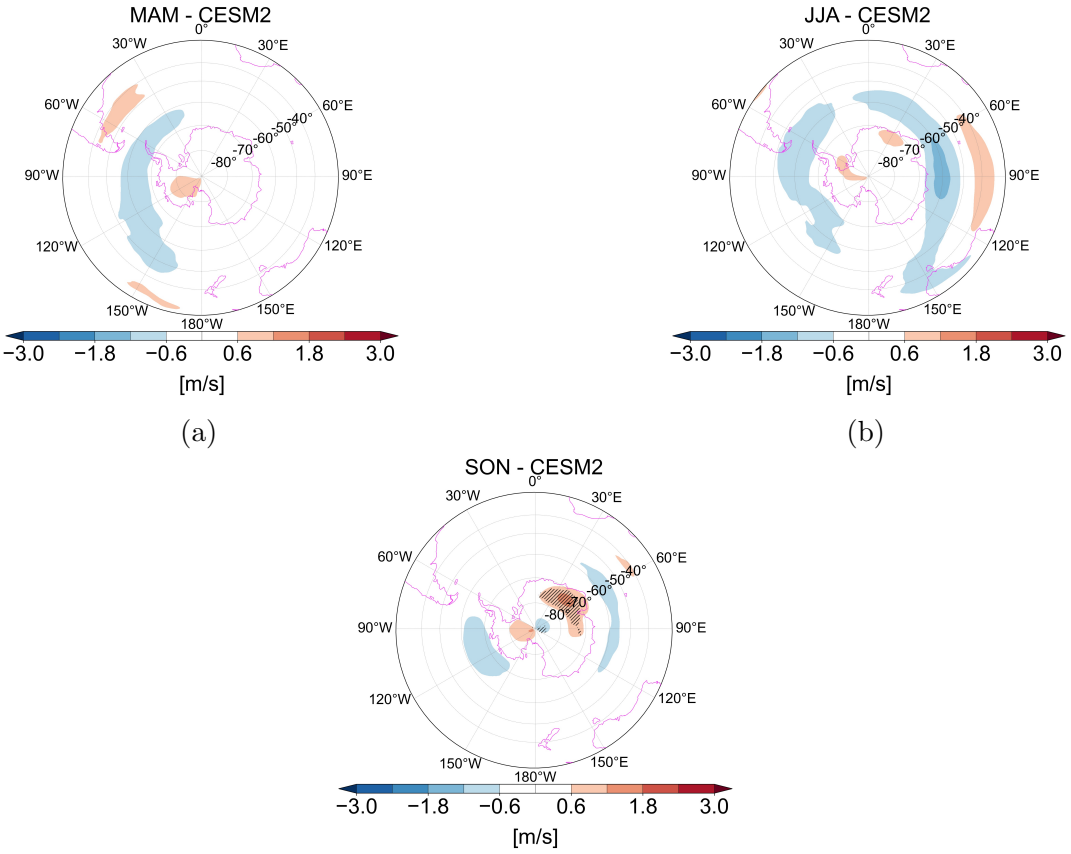
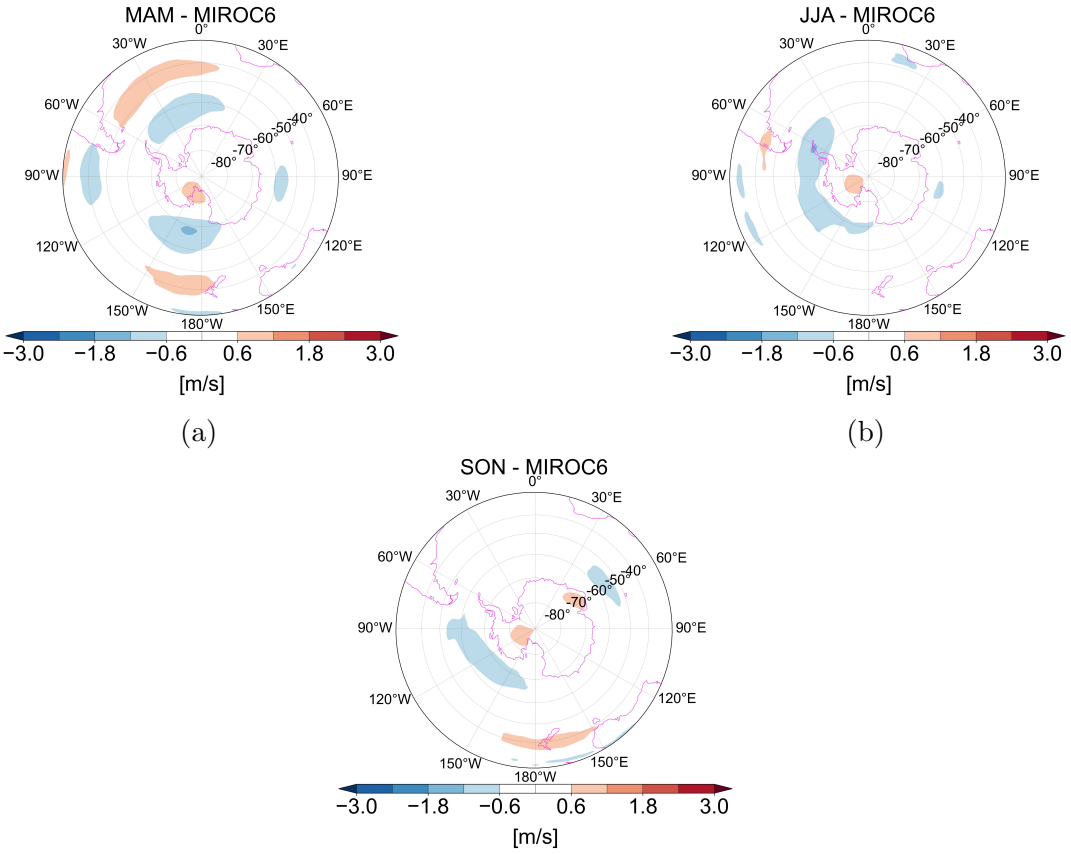


FIGURE A.7 – Différence moyenne de hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle, à 500 hPa et pour **(a)**, l'automne et CanESM5, **(b)**, l'été et CanESM5, **(c)**, le printemps et CanESM5. Les points indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.



(a) (b) (c)

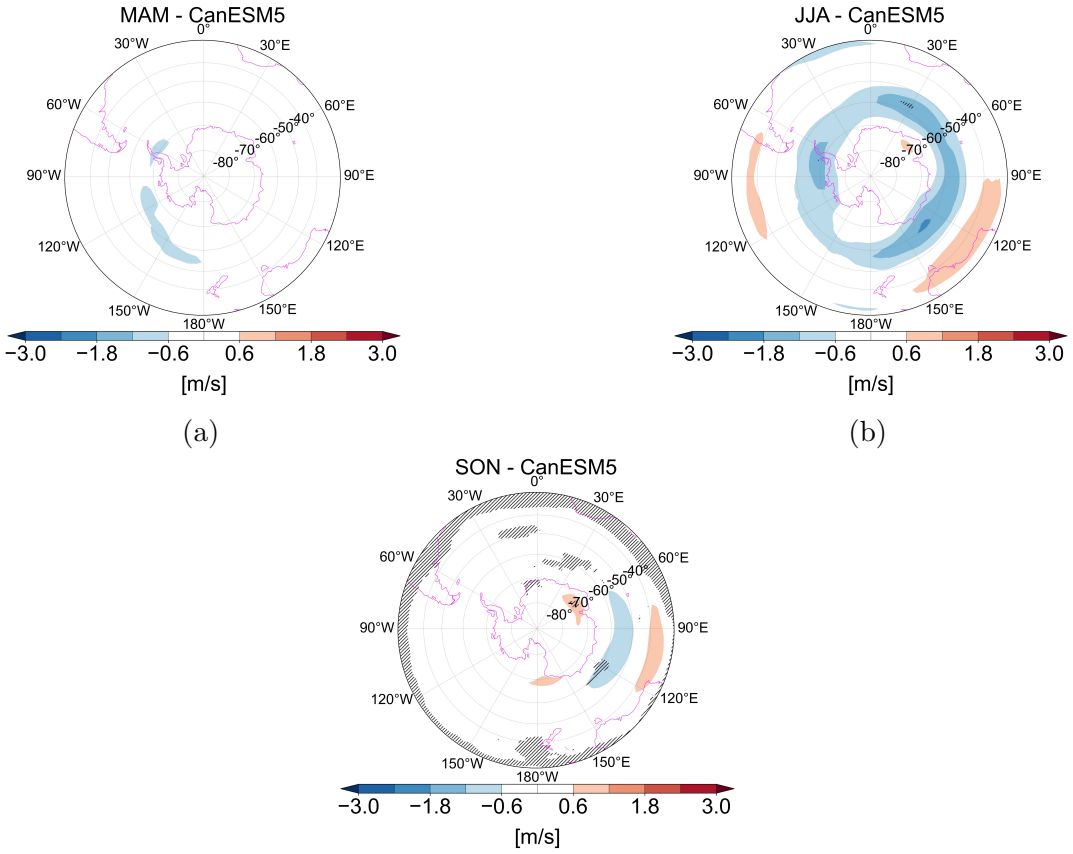
FIGURE A.8 – Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et CESM2, **(b)**, l'été et CESM2, **(c)**, le printemps et CESM2. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.



(a) (b)

(c)

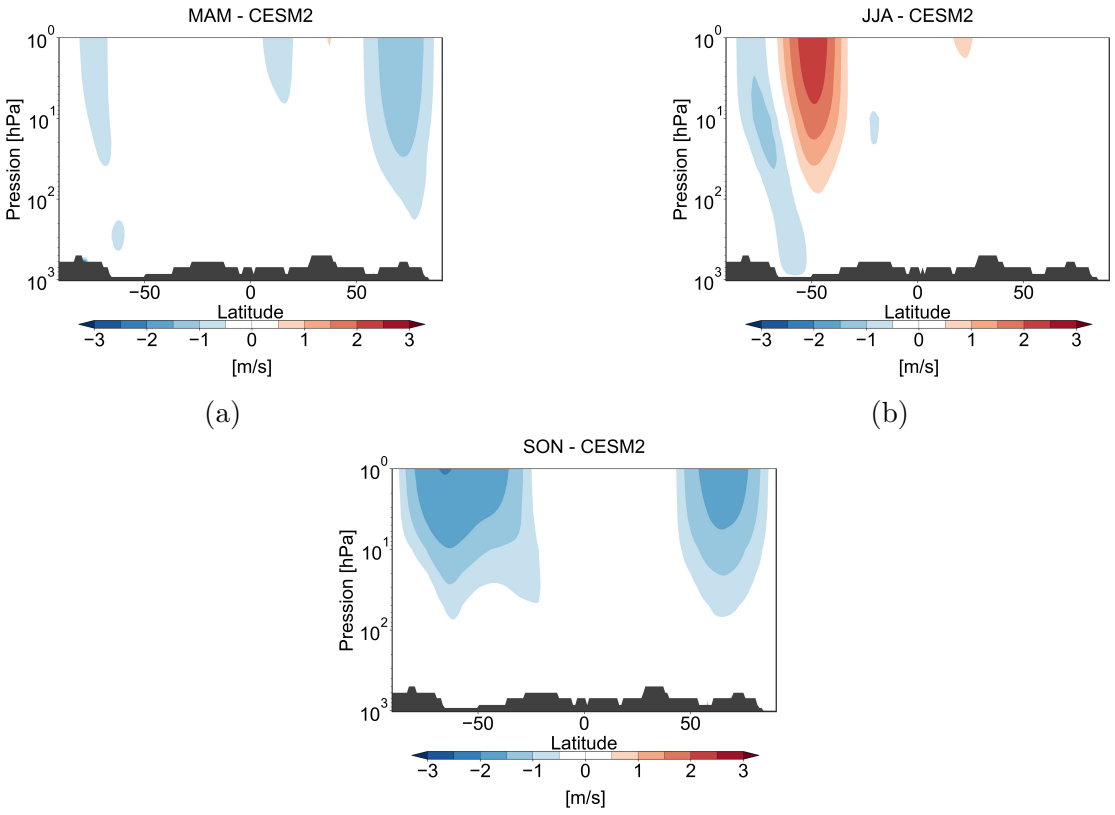
FIGURE A.9 – Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et MIROC6, **(b)**, l'été et MIROC6, **(c)**, le printemps et MIROC6. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.



(a) (b)

(c)

FIGURE A.10 – Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et CanESM5, **(b)**, l'été et CanESM5, **(c)**, le printemps et CanESM5. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.



(a) (b)

(c)

FIGURE A.11 – Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'automne et CESM2, **(b)**, l'été et CESM2, **(c)**, le printemps et CESM2. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.

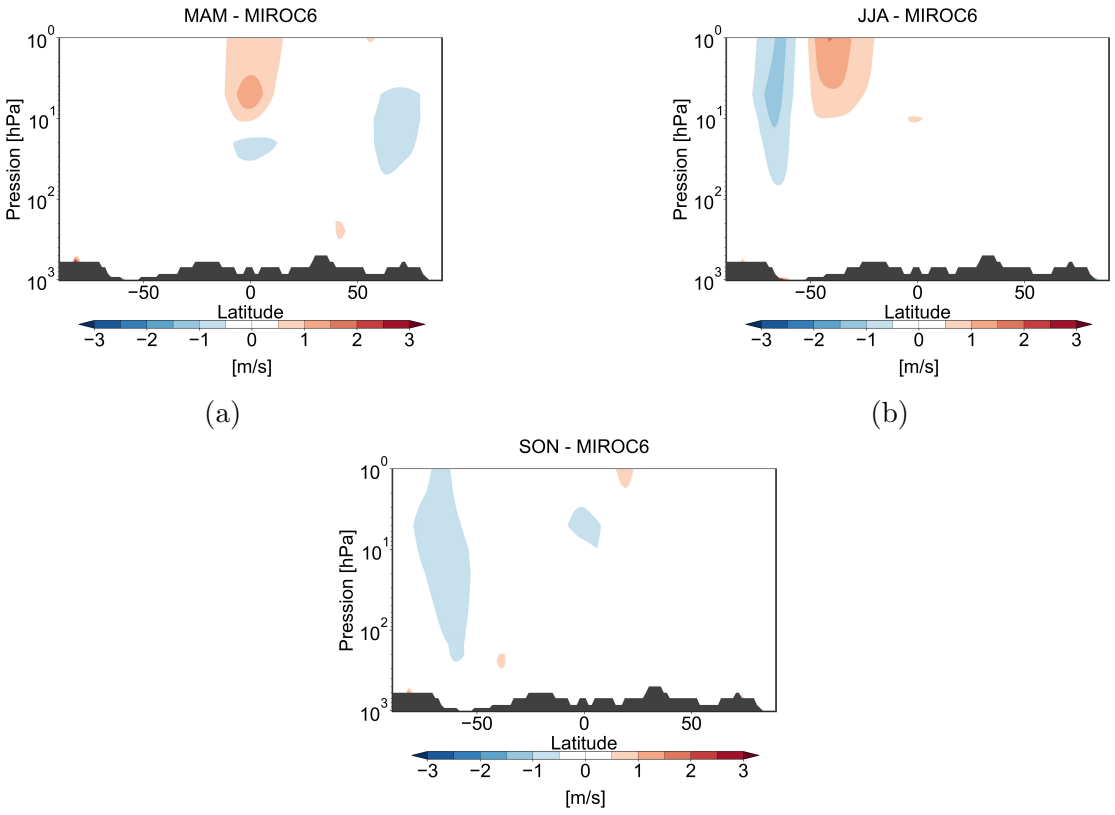


FIGURE A.12 – Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'automne et MIROC6, **(b)**, l'été et MIROC6, **(c)**, le printemps et MIROC6. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.

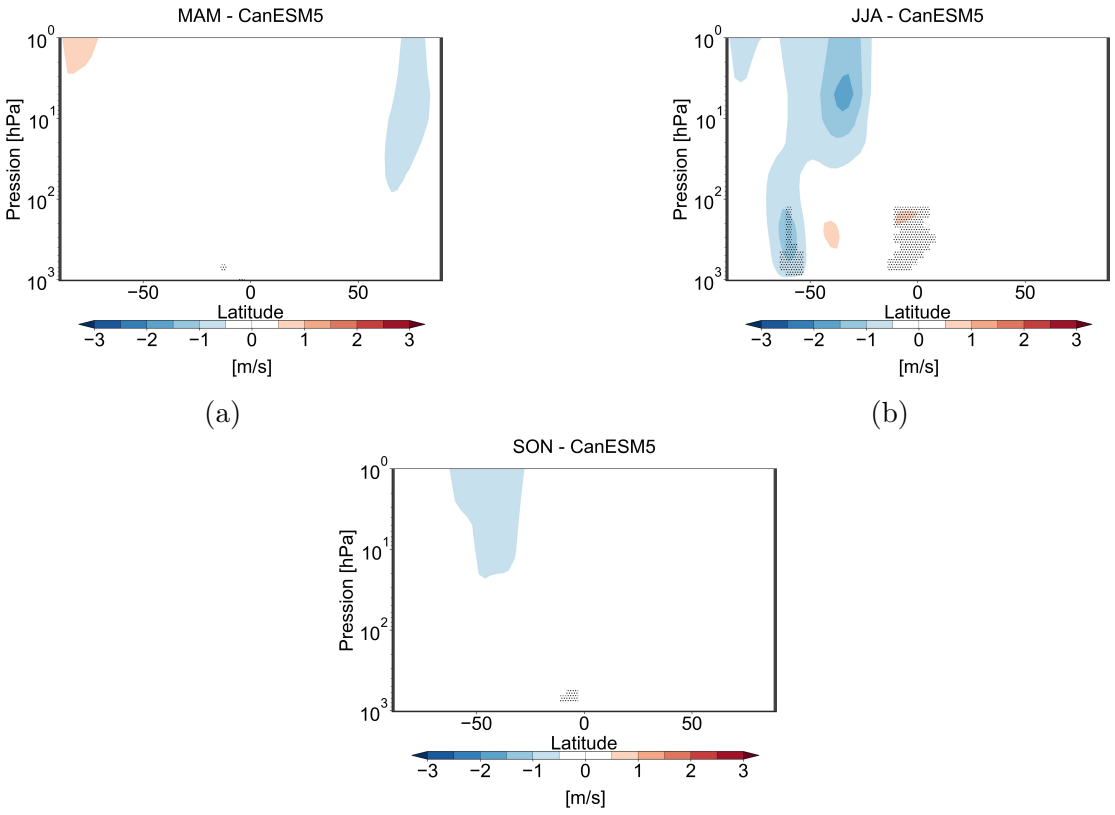
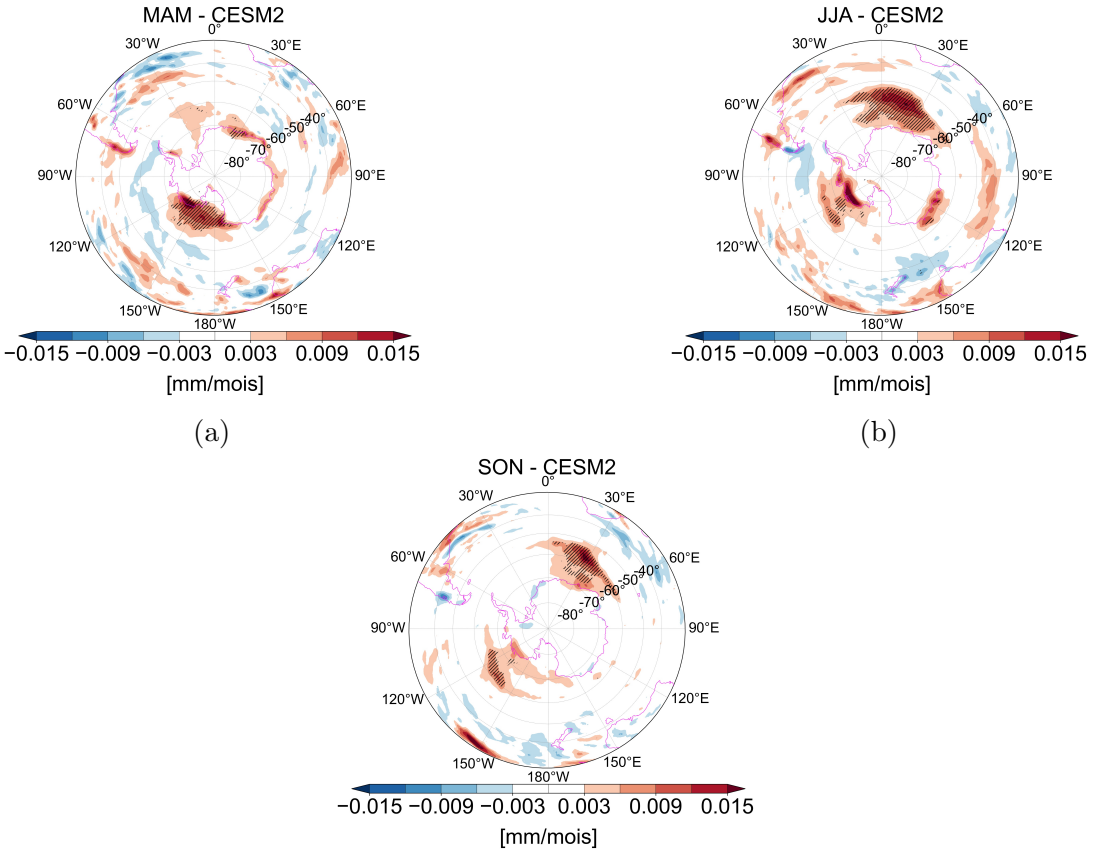


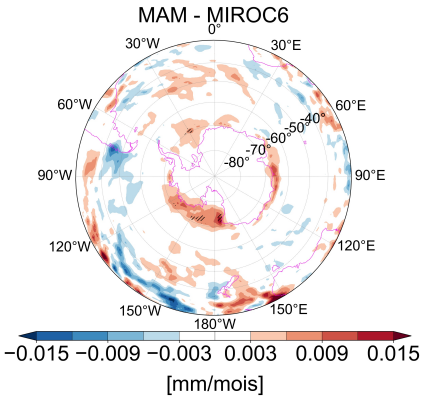
FIGURE A.13 – Différence moyenne de vent zonal entre la simulation future et pré-industrielle, à tous les niveaux de pression et pour **(a)**, l'automne et CanESM5, **(b)**, l'été et CanESM5, **(c)**, le printemps et CanESM5. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.



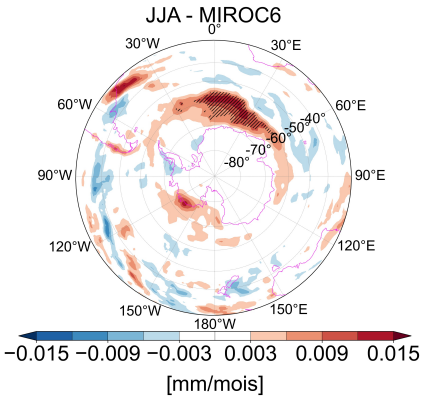
(a) (b)

(c)

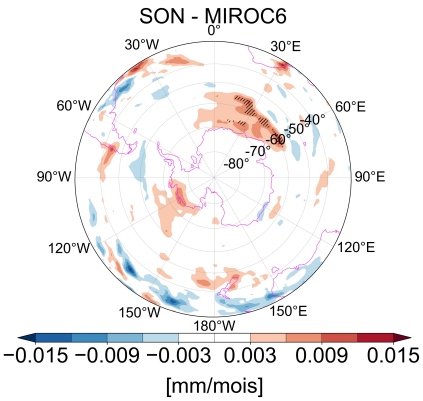
FIGURE A.14 – Différence relative moyenne de précipitations entre la simulation future et pré-industrielle pour **(a)**, l'automne et CESM2, **(b)**, l'été et CESM2, **(c)**, le printemps et CESM2. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.



(a)

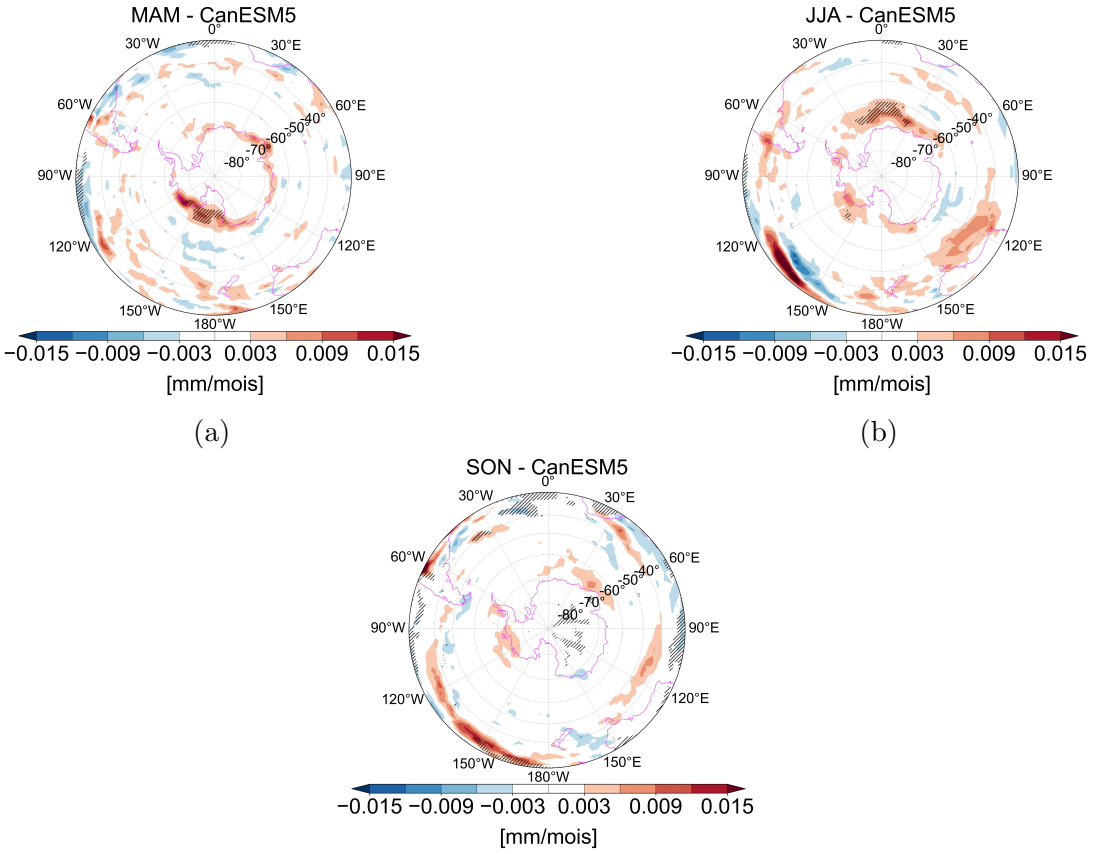


(b)



(c)

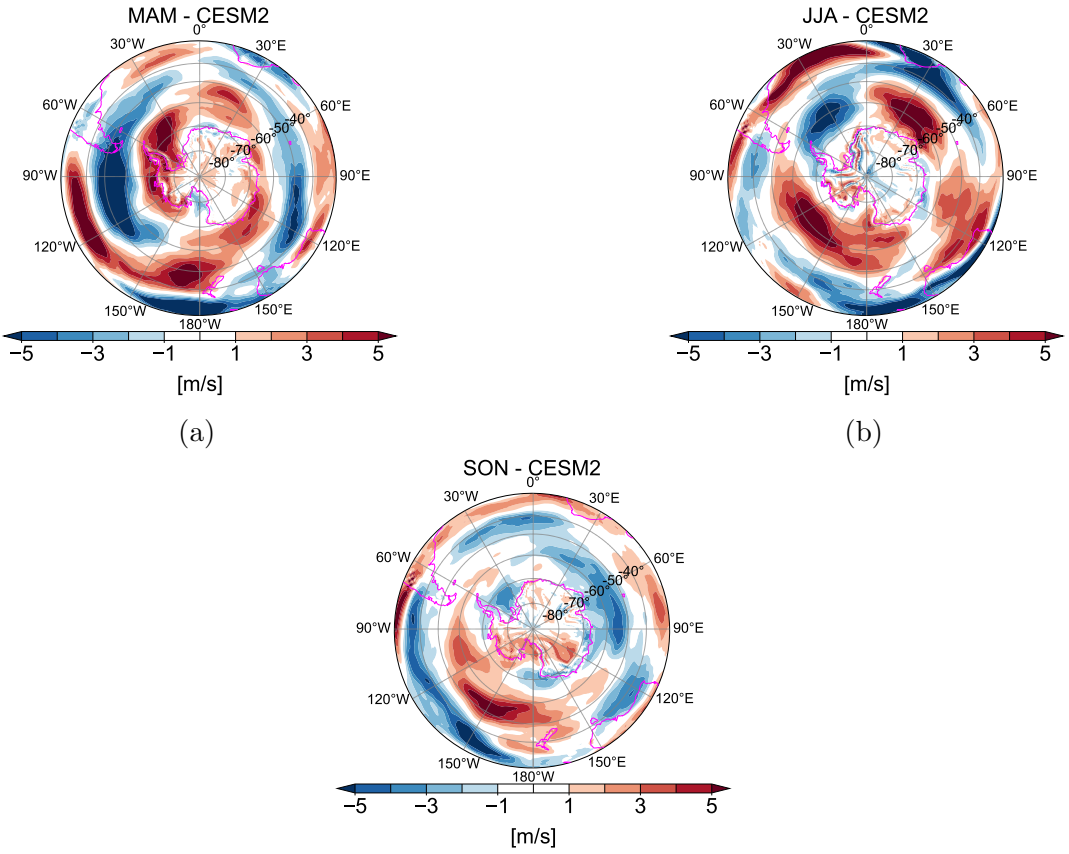
FIGURE A.15 – Différence relative moyenne de précipitations entre la simulation future et pré-industrielle pour **(a)**, l'automne et MIROC6, **(b)**, l'été et MIROC6, **(c)**, le printemps et MIROC6. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.



(a) (b)

(c)

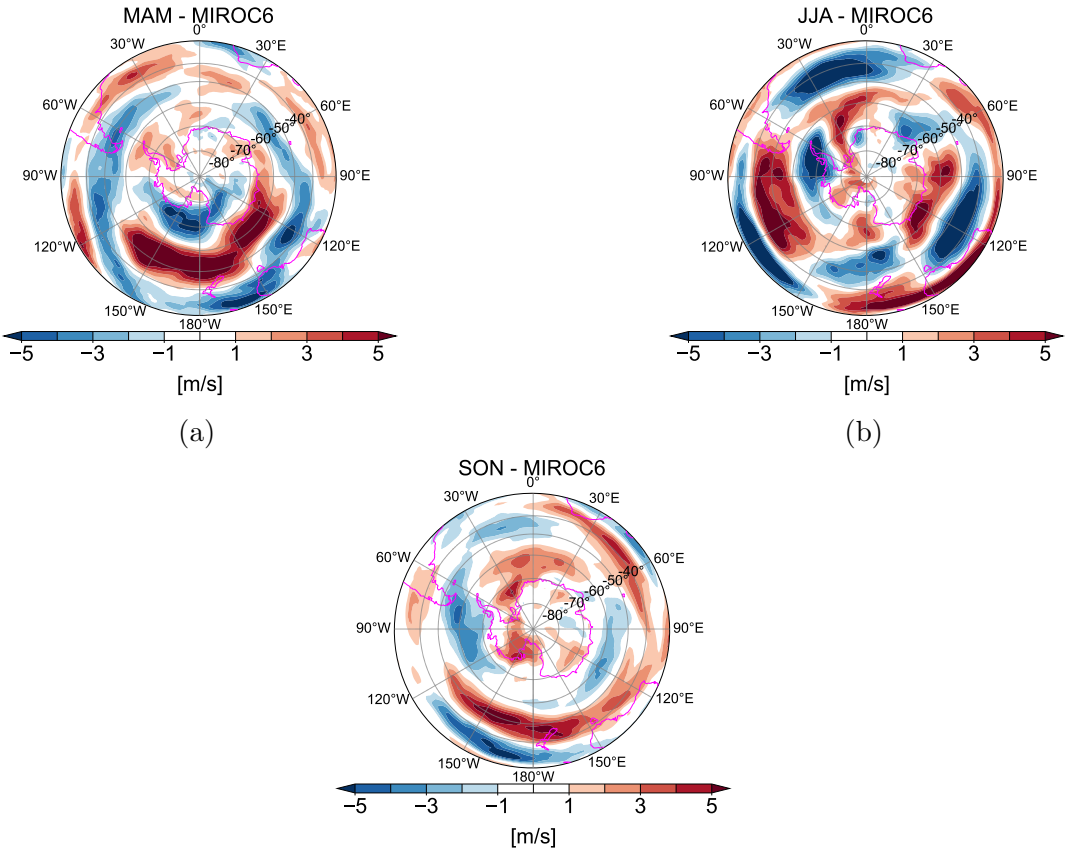
FIGURE A.16 – Différence relative moyenne de précipitations entre la simulation future et pré-industrielle pour **(a)**, l'automne et CanESM5, **(b)**, l'été et CanESM5, **(c)**, le printemps et CanESM5. Les hachures indiquent les résultats significatifs par rapport à une p-valeur de 0,05 et un *fdr* de 0,01.



(a) (b)

(c)

FIGURE A.17 – Différence moyenne de vent géostrophique zonal calculé sur base de la hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et CESM2, **(b)**, l'été et CESM2, **(c)**, le printemps et CESM2 (comparaison par rapport à [A.8]).

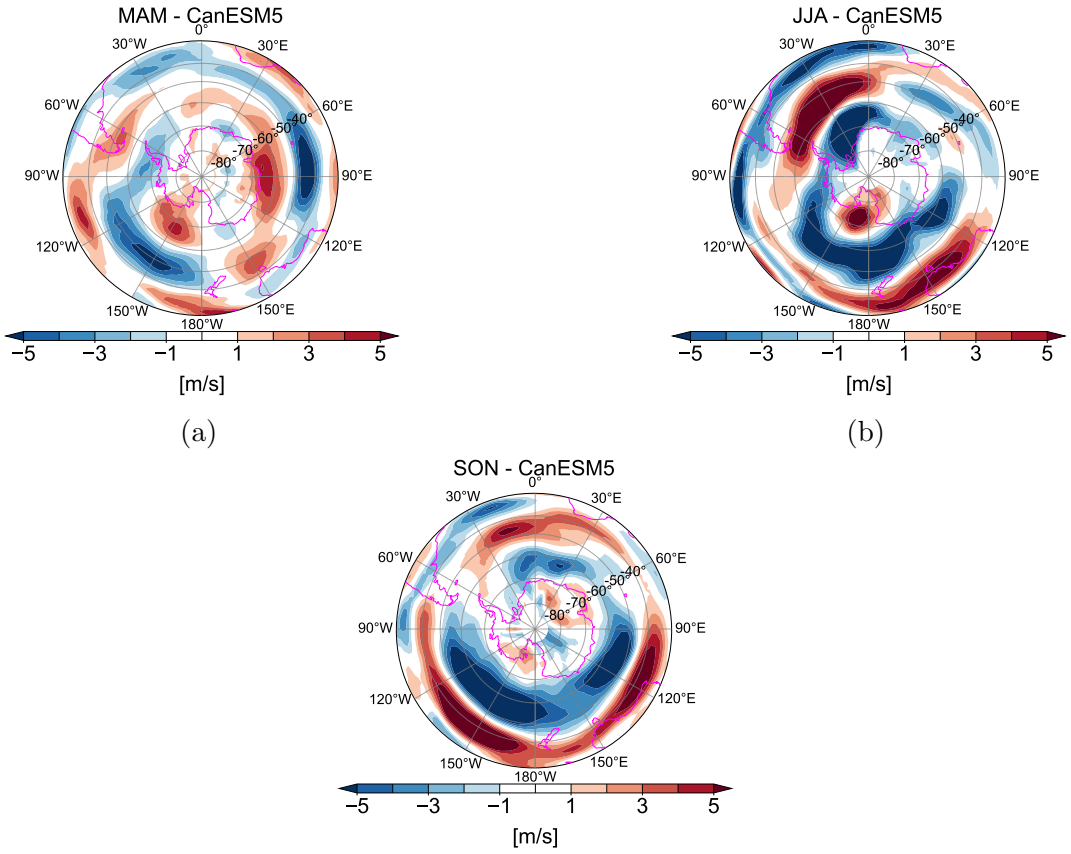


(a)

(b)

(c)

FIGURE A.18 – Différence moyenne de vent géostrophique zonal calculé sur base de la hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et MIROC6, **(b)**, l'été et MIROC6, **(c)**, le printemps et MIROC6 (comparaison par rapport à [A.9]).



(a) (b)

(c)

FIGURE A.19 – Différence moyenne de vent géostrophique zonal calculé sur base de la hauteur géopotentielle entre la simulation future et pré-industrielle à 500 hPa pour **(a)**, l'automne et CanESM5, **(b)**, l'été et CanESM5, **(c)**, le printemps et CanESM5 (comparaison par rapport à [A.10]).

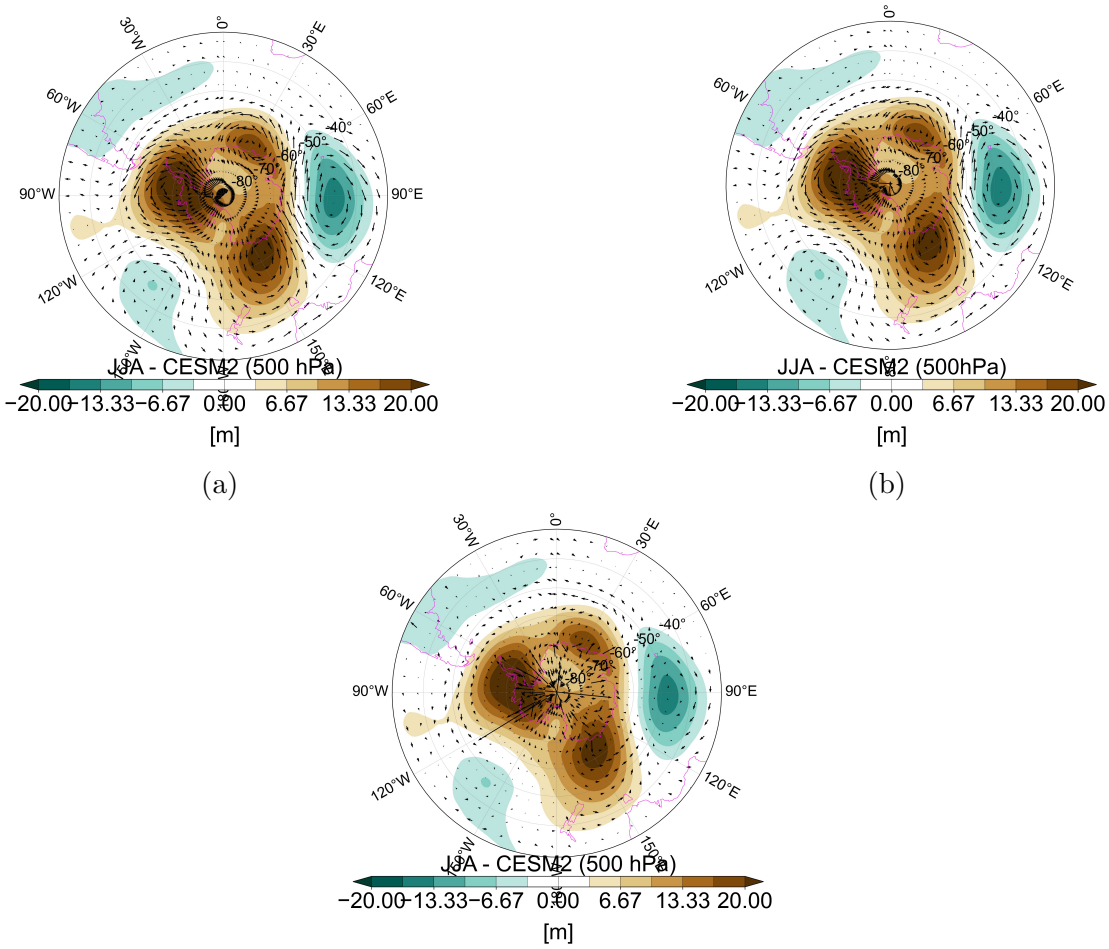


FIGURE A.20 – Pour la saison hivernale et le modèle CESM2 : **(a)**, données de hauteur géopotentielle et vecteurs de vent du modèle, **(b)**, données de hauteur géopotentielle du modèle et vecteurs de vent géostrophique calculé, **(c)**, différence entre les vecteurs de (a) et (b).

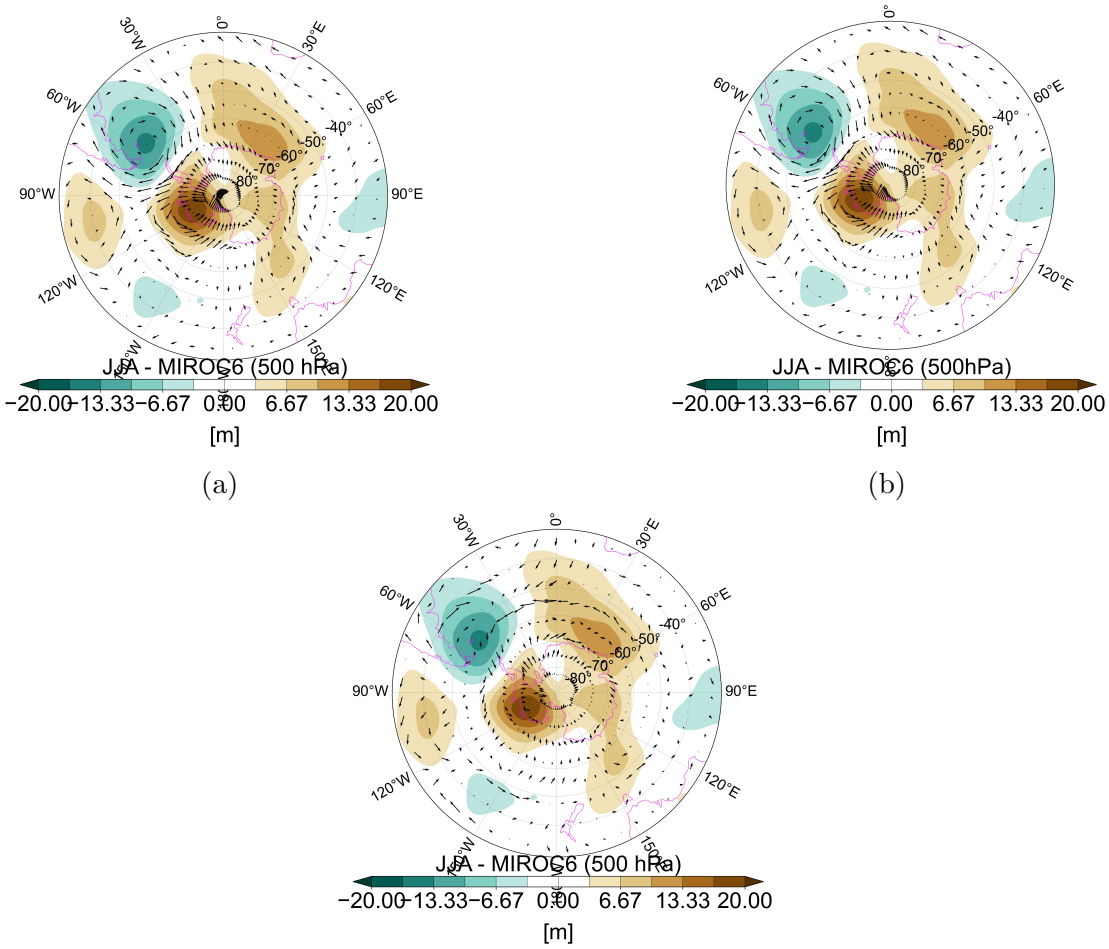


FIGURE A.21 – Pour la saison hivernale et le modèle MIROC6 : **(a)**, données de hauteur géopotentielle et vecteurs de vent du modèle, **(b)**, données de hauteur géopotentielle du modèle et vecteurs de vent géostrophique calculé, **(c)**, différence entre les vecteurs de (a) et (b).

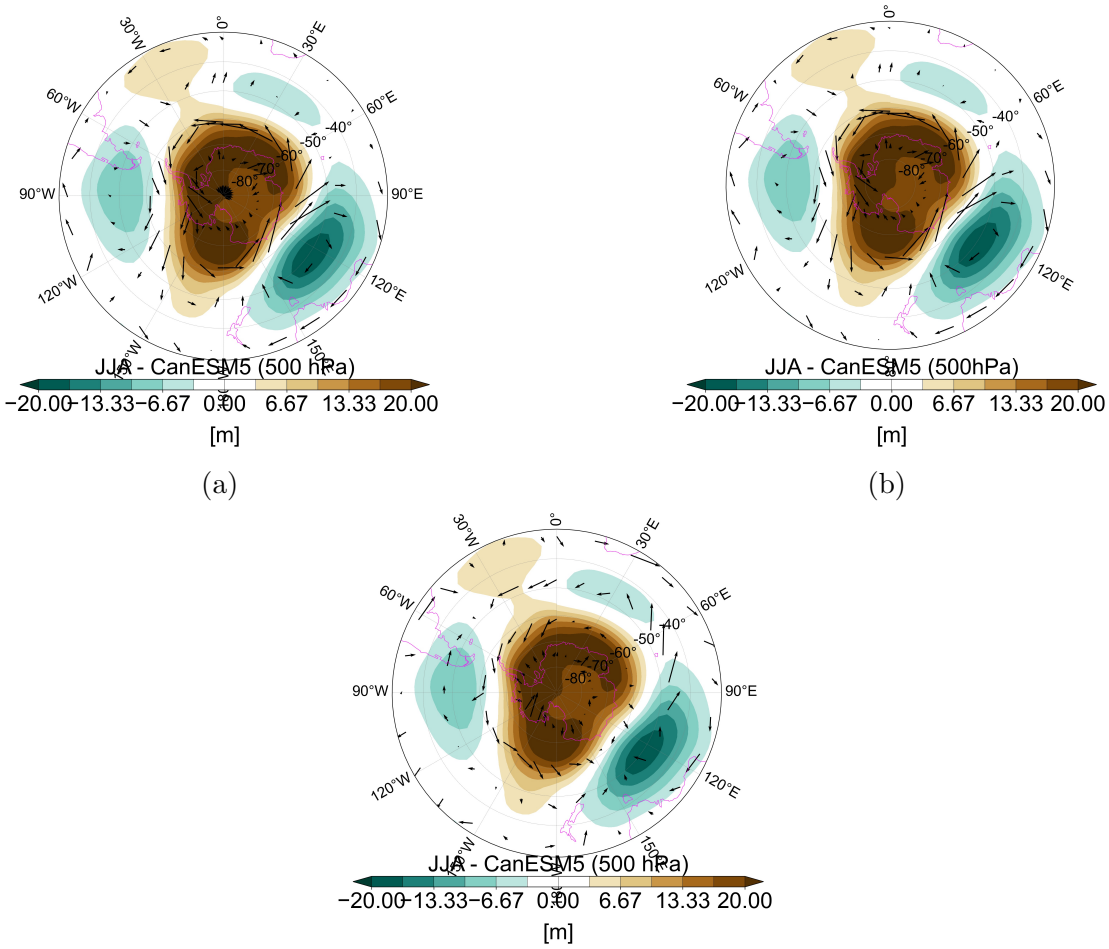


FIGURE A.22 – Pour la saison hivernale et le modèle CanESM5 : **(a)**, données de hauteur géopotentielle et vecteurs de vent du modèle, **(b)**, données de hauteur géopotentielle du modèle et vecteurs de vent géostrophique calculé, **(c)**, différence entre les vecteurs de (a) et (b).

UNIVERSITÉ CATHOLIQUE DE LOUVAIN
Faculté des sciences
Place des Sciences, 2 bte L6.06.01, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgique | www.uclouvain.be/sc