

Faculté des sciences

Influence de la variabilité dans l'océan Indien sur la glace de mer antarctique

Auteur: **Lucas FRISSON**

Promoteur: **Hugues GOOSSE**

Lecteurs: **François MASSONNET, Patrick MEYFROIDT**

Année académique 2024–2025

Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mon promoteur, le professeur Hugues Goosse, pour son encadrement, ses conseils éclairés et sa disponibilité tout au long de la réalisation de ce mémoire. Je remercie également chaleureusement l'assistante, Feba, pour son aide technique.

Mes remerciements s'adressent également au KAP Course, l'organisation étudiante dans laquelle je me suis pleinement investi tout au long de mon master et qui a enrichi mon expérience universitaire. Enfin, je tiens à remercier David Goggins et Alice pour leur soutien inconditionnel.

Résumé

Les tendances récentes de la glace de mer antarctique, marquées par une diminution record de son étendue depuis 2016, soulèvent des questions cruciales sur les facteurs pouvant influencer ces changements de régime. Ces transformations, attribuées à une combinaison complexe de mécanismes climatiques, mettent en évidence la nécessité de mieux comprendre les interactions entre les variabilités climatiques régionales et les processus polaires.

Dans ce contexte, le mémoire explore l'influence de la variabilité océanique dans l'océan Indien sur la dynamique de la glace de mer antarctique, en mettant particulièrement l'accent sur le rôle du Dipôle Subtropical de l'Océan Indien (SIOD) sur le secteur indien de l'Antarctique ainsi qu'aux mécanismes physiques associés. L'analyse couvre différentes saisons pour mieux cerner les schémas saisonniers de variabilité, tout en considérant l'impact des décalages temporels dans les réponses climatiques, tels que la persistance des anomalies d'une saison à l'autre. L'étude met également en lumière les interactions entre le SIOD et un autre mode climatique, le Southern Annular Mode (SAM), et discute des implications des événements climatiques extrêmes et des incertitudes associées au changement climatique.

Les résultats obtenus mettent en exergue les anomalies de température de surface de l'eau de mer (SST) associées à un phénomène SIOD et leurs effets sur la dynamique atmosphérique. Les anomalies de SST générées par les phases positives ou négatives du SIOD modifient la circulation atmosphérique dans l'océan Indien et au-delà. Ces modifications induisent la formation d'ondes de Rossby qui se propagent vers les latitudes polaires. Ces ondes influencent les patterns atmosphériques à grande échelle, notamment la répartition des vents et des systèmes de pression au large de l'Antarctique. Ces perturbations atmosphériques, en modifiant les flux thermiques et dynamiques, affectent directement les processus régissant la concentration de glace de mer.

Ces mécanisme complexe explique comment des phénomènes subtropicaux, comme le SIOD, exercent une influence sur la glace de mer antarctique. De plus, les analyses montrent que ces interactions varient selon les saisons, avec des réponses atmosphériques et océaniques plus marquées durant les périodes de forte activité du SIOD.

Table des matières

1	Introduction	7
2	Revue de la littérature	10
2.1	Variabilité climatique dans l’Océan Indien	10
2.1.1	Dipôle de l’Océan Indien (IOD) et Dipôle de l’Océan Indien subtropical (SIOD)	10
2.1.2	Impacts des dipôles de l’Océan Indien sur les systèmes océaniques et atmosphériques	13
2.2	La glace de mer en Antarctique	15
2.2.1	Dynamique et variabilité de la glace de mer	15
2.3	Téléconnexions entre l’Océan Indien et l’Antarctique	16
2.3.1	Lien entre les dipôles de l’Océan Indien et la glace de mer	16
2.3.2	Incertitudes et implications du changement climatique	19
3	Matériel et méthode	21
3.1	Données utilisées	21
3.2	Traitements des données	21
3.2.1	Calculs des anomalies	21
3.2.2	Filtrage spatial et saisonnier	22
3.3	Calcul des indices climatiques	23
3.3.1	Définition et calcul du SIOD	23
3.3.2	Définition et calcul de SAM	25
4	Résultats	27
4.1	Variabilité interannuelle de la concentration de glace de mer du secteur indien	27
4.2	Variabilité interannuelle du SIOD	28
4.3	Relations statistiques entre le SIOD et la glace de mer	29
4.3.1	Corrélation avec l’indice SIOD	29
4.4	Corrélation spatiale avec le SIOD	31
4.5	Mécanismes physiques sous-jacents, réponse atmosphérique	34
4.6	Implication de SAM dans le secteur indien	37
5	Discussion	40
5.1	Analyse critique des résultats	40
5.2	Rôle des mécanismes physiques et l’événement extrême de 2016	43
5.3	Interaction avec le Southern Annular Mode (SAM)	45
5.4	Implications des résultats	46
5.5	Limites de l’étude et travaux futurs	47
6	Conclusion	49

Liste des abréviations

Abréviation	Signification
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
IOD	Indian Ocean Dipole (Dipôle de l'Océan Indien)
SIOD	Subtropical Indian Ocean Dipole (Dipôle Subtropical de l'Océan Indien)
SAM	Southern Annular Mode (Mode Annulaire Austral)
SST	Sea Surface Temperature (Température de Surface de la Mer)
EOF	Empirical Orthogonal Function (Fonction Orthogonale Empirique)
PC1	Principal Component 1 (Première Composante Principale)
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
JFM	January-February-March (Janvier-Février-Mars)
AMJ	April-May-June (Avril-Mai-Juin)
OND	October-November-December (Octobre-Novembre-Décembre)
WTIO	Western Tropical Indian Ocean (Océan Indien Tropical Occidental)
SIC	Sea Ice Concentration (Concentration de Glace de Mer)
ACC	Antarctic Circumpolar Current (Courant Circumpolaire Antarctique)

Chapitre 1

Introduction

La cryosphère fait référence à l'ensemble des zones de la surface terrestre ou marine où l'eau se trouve sous forme solide. Elle joue un rôle fondamental dans le système climatique global. Elle inclut la neige saisonnière, les glaciers, les calottes glaciaires, les sols gelés en permanence (pergélisols), la glace de mer, ainsi que les glaces de rivières et de lacs. Ensemble, ces composantes couvrent environ 10 % de la surface terrestre et contiennent près de 80 % des réserves d'eau douce mondiales (Fitzharris et al., 1996). Leur importance réside dans leur capacité à moduler les flux énergétiques et hydrologiques à différentes échelles temporelles et spatiales.

La cryosphère agit comme un régulateur thermique grâce à la capacité des surfaces couvertes de neige ou de glace, qui possèdent un albédo élevé, à refléter une grande partie du rayonnement solaire incident, contribuant ainsi à maintenir des températures globales plus basses. Par exemple, la neige fraîche peut réfléchir jusqu'à 90 % du rayonnement solaire (Huybrechts, 2009). En outre, la fonte et la formation de glace influencent directement la circulation thermohaline mondiale en modifiant la salinité et la densité des eaux océaniques, un processus essentiel pour la redistribution de la chaleur à l'échelle planétaire.

Parmi les régions associées à la cryosphère, le continent Antarctique se distingue par son importance cruciale dans le système climatique mondial. Les composantes cryosphériques de l'Antarctique, telles que la calotte glaciaire et la glace de mer, jouent un rôle essentiel dans ce système. Elles agissent comme un puissant modulateur des échanges énergétiques entre l'atmosphère et l'océan, influençant la dynamique climatique à différentes échelles temporelles et spatiales. L'étendue de la glace de mer antarctique, marquée par une forte variabilité saisonnière, suit un cycle annuel caractérisé par une expansion hivernale jusqu'à environ 18 millions de kilomètres carrés et une réduction estivale à moins de 3 millions de kilomètres carrés (figure 1.1) (Parkinson, 2019 ; Sadai et al., 2020 ; OSI SAF, 2023).

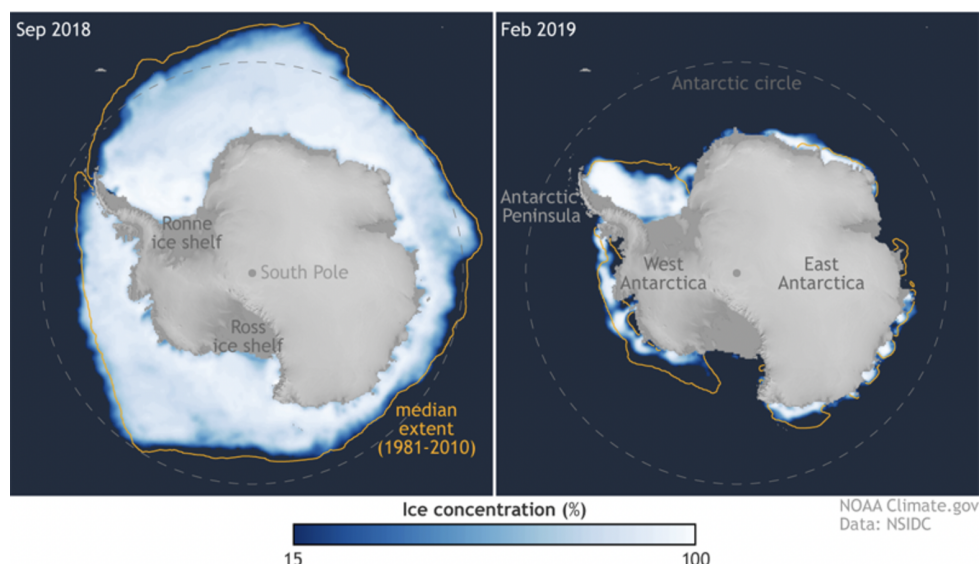


FIGURE 1.1 – Concentration de la glace de mer en septembre 2018 et en février 2019 (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2020)

Récemment, des transformations significatives ont été observées dans les régimes de la glace de mer antarctique, marquées par une diminution record de son étendue depuis 2016 (Himmich, 2024, Fretwell et Trathan, 2019). Cette diminution a été particulièrement marquée entre 2016 et 2023, une période caractérisée par des anomalies océaniques et atmosphériques inhabituelles (Purich et Doddridge, 2023). Ce phénomène fait suite à une tendance antérieure d'expansion graduelle de la glace de mer entre 1979 et 2015, principalement attribuée à la variabilité naturelle et à l'intensification des vents circumpolaires associés à la phase positive du Southern Annular Mode (SAM) (Meehl et al., 2016). Cependant, depuis 2016, la glace de mer antarctique semble être entrée dans un nouvel état, marqué par une couverture réduite et une variabilité accrue, conséquence probable de l'interaction de plusieurs facteurs, notamment le réchauffement des eaux océaniques profondes, la variabilité interne du SAM et les interactions avec des forçages tropicaux (Stuecker et al., 2017 ; Eayrs et al., 2021).

En 2016, la fonte spectaculaire a été précipitée par des anomalies atmosphériques et océaniques inhabituelles. Un événement El Niño majeur en 2015-2016 a contribué à des anomalies thermiques persistantes dans le sud du Pacifique, combinées à un SAM exceptionnellement négatif, favorisant des conditions atmosphériques chaudes et des vents atypiques (Stuecker et al., 2017). Cette transition a exposé l'océan à une absorption accrue de l'énergie solaire, accélérant ainsi le déclin de la glace de mer. En parallèle, des mécanismes de réchauffement océanique à long terme, potentiellement liés aux émissions de gaz à effet de serre, auraient intensifié le phénomène, provoquant une réduction rapide et persistante de la glace de mer, observée à travers toutes les saisons depuis lors (Purich et Doddridge, 2023 ; Meehl et al., 2016). Ces pertes rapides contrastent fortement avec l'augmentation graduelle des décennies précédentes, soulevant des questions cruciales sur les mécanismes sous-jacents et leurs implications à long terme pour la cryosphère (Eayrs et al., 2021 ; Bronselaer et al., 2018 ; Golledge et al., 2019).

La glace de mer antarctique est influencée par une combinaison complexe de mécanismes océan-atmosphère et de rétroactions internes. Parmi ces mécanismes, les interactions thermodynamiques jouent un rôle essentiel. Lors de la formation de glace, le rejet de sel dans les couches supérieures de l'océan augmente la densité de l'eau, favorisant la

convection et soutenant la circulation thermohaline. À l'inverse, la fonte de la glace libre de l'eau douce, réduisant la densité des eaux de surface, stabilisant la colonne d'eau et limitant les flux verticaux de chaleur vers la surface. Ces processus influencent directement l'extension et la durée de vie de la glace de mer (Lecomte et al., 2017 ; Fitzharris et al., 1996).

Les vents polaires et les courants océaniques jouent également un rôle crucial. Les vents circumpolaires antarctiques, en particulier, influencent le transport et la distribution de la glace en déplaçant les plaques de glace de mer vers des zones spécifiques. De plus, des masses d'eau comme l'eau circumpolaire profonde (Circumpolar Deep Water), caractérisée par sa température et sa salinité, transportent des eaux plus chaudes des profondeurs vers les couches supérieures, ce qui peut entraîner une fonte localisée. Ces échanges entre les courants océaniques, les masses d'eau et la glace sont amplifiés par les variations de stratification de la colonne d'eau, souvent liées aux apports d'eau douce issus des précipitations ou de la fonte des calottes glaciaires (Zunz et Goosse, 2015 ; Li et al., 2021).

La glace de mer antarctique est influencée par une multitude de modes de variabilité, parmi lesquels figurent le SAM (Southern Annular Mode) ou les phénomènes oscillatoires tels que l'ENSO (El Niño Southern Oscillation), les phénomènes dipolaires de l'océan Indien, comme l'IOD (Indian Ocean Dipole) et le SIOD (Subtropical Indian Ocean Dipole). Ces phénomènes sont associés à des perturbations des circulations atmosphériques et océaniques par des mécanismes de téléconnexion, engendrant des impacts saisonniers et interannuels significatifs. Par exemple, le SIOD et l'IOD, en générant des anomalies de température à la surface de l'eau de mer, entraînent des variations de la hauteur géopotentielle dans l'atmosphère. Ces variations modifient la circulation atmosphérique, influençant directement la distribution et l'évolution de la glace de mer dans certaines régions spécifiques (Dou et Zhang, 2023).

Ainsi, dans un contexte de changements rapides dans l'état et la dynamique de la glace de mer antarctique, il est essentiel de comprendre les différents facteurs qui influencent sa variabilité. Parmi ces facteurs, les téléconnexions reliant les tropiques aux régions polaires, et notamment leurs impacts sur la glace de mer, ont fait l'objet de nombreuses études. Cependant, l'influence des phénomènes dipolaires de l'océan Indien constitue un domaine de recherche encore partiellement exploré, laissant place à des opportunités d'approfondissement pour mieux comprendre leur rôle dans les dynamiques climatiques. Dans cette perspective, ce mémoire étudie l'influence du dipôle de l'océan Indien subtropical (SIOD) sur la variabilité de la glace de mer en Antarctique, en mettant l'accent sur le secteur indien de l'Antarctique, délimité par les méridiens 0°E et 110°E. En analysant cette influence à différentes saisons. L'étude examine également l'impact des événements extrêmes liés au SIOD, ainsi que, à titre comparatif, l'influence du Southern Annular Mode (SAM) dans cette région spécifique.

Cette recherche se distingue par son exploration d'un secteur géographique combiné à des périodes saisonnières encore peu étudiés dans la littérature scientifique. La première partie du mémoire est dédiée à un état des lieux de la littérature, établissant les bases de l'étude à partir des découvertes existantes et identifiant les axes de recherche encore à approfondir. Le chapitre trois décrit la méthodologie employée, en détaillant les étapes qui ont permis d'obtenir les résultats. Ces derniers sont présentés dans le quatrième chapitre, avant d'être discutés et mis en perspective avec les travaux antérieurs dans un dernier chapitre dédié à la discussion.

Chapitre 2

Revue de la littérature

2.1 Variabilité climatique dans l'Océan Indien

2.1.1 Dipôle de l'Océan Indien (IOD) et Dipôle de l'Océan Indien subtropical (SIOD)

Le Dipôle de l'Océan Indien (IOD), découvert indépendamment par Saji et al. (1999) et Webster et al. (1999), constitue un mode de variabilité climatique interannuelle dans l'océan Indien. Ce phénomène est défini par un gradient zonal des anomalies de température de surface de la mer (SST) entre la région ouest (proche des côtes est-africaines) et la région est (proche de l'Indonésie), dans la bande tropicale (10°S – 10°N). Les phases sont dites positives lorsque les SST sont plus élevées à l'ouest et plus faible à l'est comme visible sur la figure 2.1. Dans le cas contraire, l'IOD est en phase négative. (Saji et al., 1999 ; Webster et al., 1999 ; Schott et al., 2009).

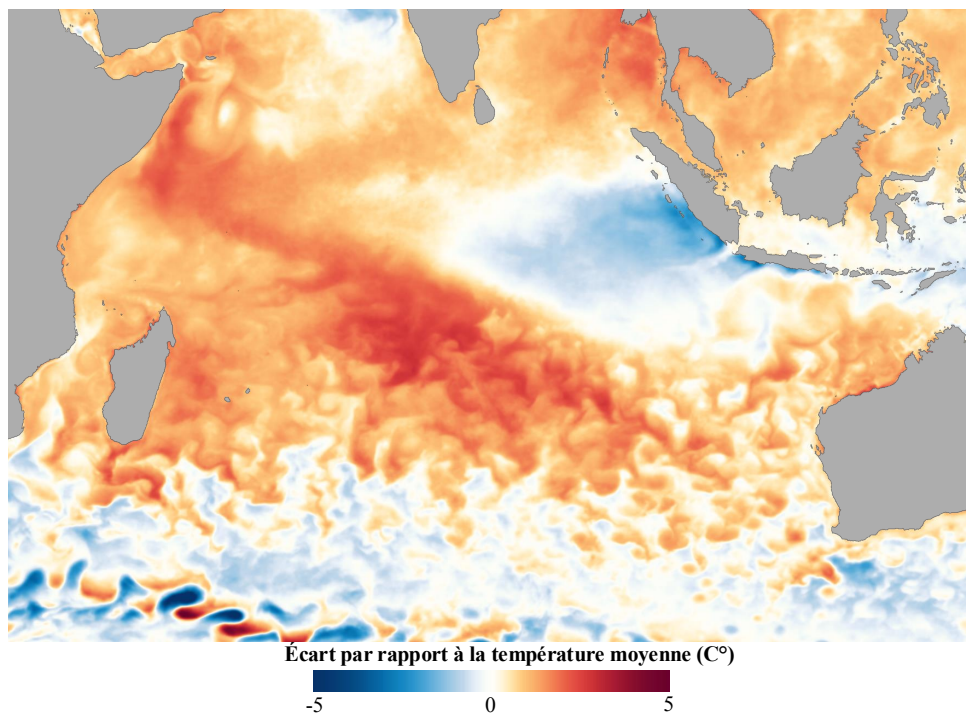


FIGURE 2.1 – Carte des écarts de température de surface de la mer en octobre 2019 dans l'océan Indien comparé à la moyenne de 1981-2010 (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2020)

Le cycle de l'IOD présente une saisonnalité bien définie. Il émerge généralement en juin, se développe progressivement durant les mois suivants, et atteint son maximum entre septembre et novembre, avant de s'affaiblir à l'approche de l'été austral. Ces fluctuations saisonnières sont largement déterminées par l'interaction complexe entre la dynamique océanique et atmosphérique, notamment les anomalies de vents d'est qui renforcent l'upwelling au large de l'Indonésie et contribuent à la rétroaction positive entre les SST et les anomalies de vents (Saji et al., 1999 ; Schott et al., 2009 ; Ibebuchi, 2023). Cette dynamique est soutenue par des variations de la thermocline, où des ondes de Kelvin et de Rossby jouent un rôle crucial dans la propagation et la modulation des anomalies thermiques dans l'océan Indien (Behera et Yamagata, 2001 ; Schott et al., 2009 ; Michel, 2012). Bien que l'IOD puisse se produire indépendamment de l'ENSO, des liens existent souvent entre ces deux phénomènes climatiques majeurs. Par exemple, un événement El Niño intense peut moduler les phases de l'IOD en synchronisant ou amplifiant ses effets par l'intermédiaire de la circulation atmosphérique globale (Schott et al., 2009 ; Cai et al., 2011). Toutefois, l'IOD conserve une dynamique propre grâce à ses mécanismes locaux de génération et d'entretien, notamment le couplage océan-atmosphère qui agit dans l'océan Indien lui-même (Morioka et al., 2013).

En complément de l'IOD, le Dipôle Subtropical de l'Océan Indien (SIOD), identifié initialement par Behera et Yamagata (2001), représente une autre manifestation significative de la variabilité climatique de l'océan Indien. Contrairement à l'IOD, qui se situe principalement dans les régions équatoriales, le SIOD se manifeste dans la région subtropicale sud (20°S – 40°S) visible sur la figure 2.2. Il est caractérisé par des anomalies opposées de SST entre la partie sud-ouest de l'océan Indien, proche de Madagascar, où les températures de surface de la mer deviennent anormalement chaudes ou froides, et une partie plus au nord-est, proche des côtes australiennes, où ces anomalies de température s'inversent (Reason, 2001 ; Morioka et al., 2013).

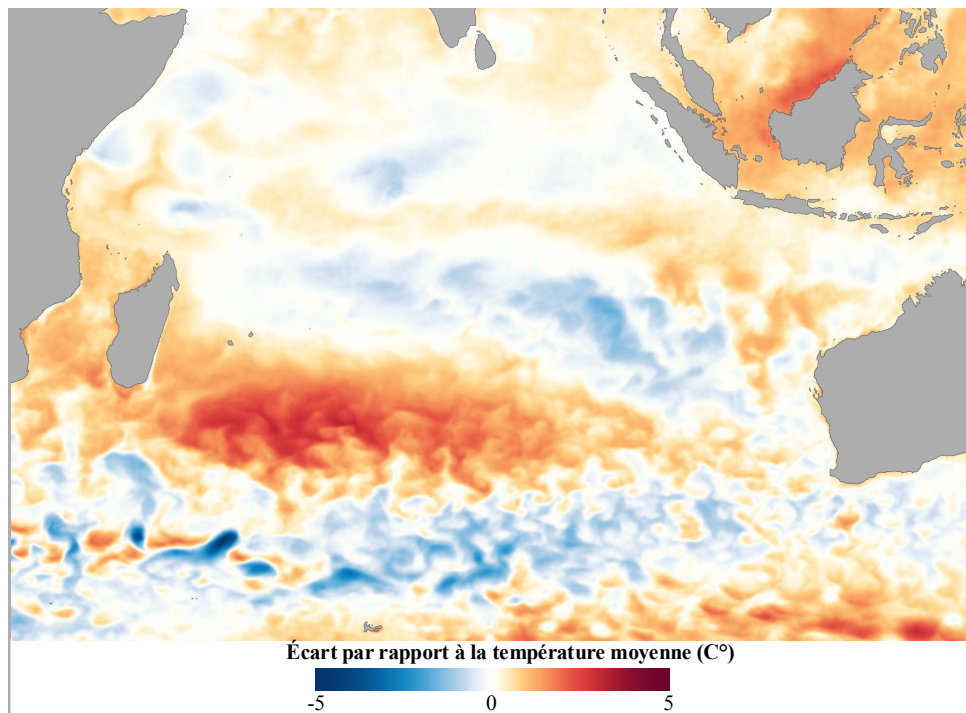


FIGURE 2.2 – Carte des écarts de température de surface de la mer en janvier 2017 par rapport à la moyenne dans l'Océan Indien comparé à moyenne de 1981-2010 (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2020)

Le Dipôle Subtropical de l’Océan Indien (SIOD) émerge principalement à travers des interactions dynamiques et thermodynamiques complexes entre l’atmosphère et l’océan. Les variations de l’anticyclone de Mascarene¹, un élément clé, influencent directement les flux de chaleur latente à la surface de l’océan. Lorsque cet anticyclone se renforce et se déplace vers le sud, des vents anormaux augmentent l’évaporation et le refroidissement au large de l’Australie, tout en réduisant ces processus près de Madagascar, créant ainsi le gradient thermique caractéristique du SIOD (Behera et Yamagata, 2001 ; Morioka et al., 201).

Ces anomalies thermiques sont amplifiées par un couplage océan-atmosphère actif, où les flux de chaleur latente et la radiation solaire interagissent avec une couche de mélange plus fine pendant l’été austral, ce qui rend les températures de surface de la mer particulièrement sensibles (Watanabe et al., 2010). Par ailleurs, des modes climatiques à grande échelle comme le Southern Annular Mode (SAM)² modulent la dynamique atmosphérique, influençant les courants océaniques et les upwellings dans l’océan Austral, ce qui contribue à la variabilité des SST dans le bassin subtropical (Lefebvre et Goosse, 2005 ; Xiao et al., 2024). Enfin, l’influence indirecte de phénomènes tropicaux comme El Niño peut modifier la dynamique régionale, renforçant ou modulant l’apparition du SIOD (Behera et Yamagata, 2001 ; Morioka et al., 2013).

Un aspect remarquable du SIOD est son développement saisonnier, synchronisé avec l’été austral. Il atteint généralement son pic d’intensité entre décembre et janvier, lorsque la profondeur de la couche mélangée de l’océan est la plus faible, permettant aux flux de chaleur d’avoir un impact maximal sur les températures de surface (Morioka et al., 2013). Ce verrouillage saisonnier est également lié à des modifications dans la position et l’intensité de la cellule de Hadley dans l’hémisphère sud, influençant ainsi la dynamique atmosphérique régionale.

Une distinction fondamentale entre le SIOD et l’IOD réside dans leur relation avec l’ENSO. Tandis que l’IOD est fréquemment influencé par l’ENSO, le SIOD montre une plus grande indépendance vis-à-vis de ce phénomène tropical, bien que des interactions occasionnelles puissent être observées. Ces interactions, souvent modérées, sont généralement influencées par des perturbations atmosphériques extratropicales ou des anomalies de circulation dans l’océan Indien (Behera et Yamagata, 2001 ; Dou et Zhang, 2023). De plus, le SIOD interagit avec d’autres modes climatiques extratropicaux, comme l’Oscillation Circumpolaire Antarctique qui n’est pas un mode stationnaire et qui présente une variabilité temporelle marquée. Sa présence et son influence ne sont donc pas systématiquement observées sur l’ensemble des périodes étudiées. Cette variabilité peut entraîner des interactions climatiques intermittentes et une modulation non linéaire des effets du SIOD dans certaines régions. (Dou et Zhang, 2023).

1. L’anticyclone de Mascarene est un système semi-permanent de haute pression situé dans l’océan Indien Sud, approximativement entre 25°S et 35°S, et 40°E à 110°E. Il joue un rôle clé dans la circulation atmosphérique en modulant les vents dominants et les flux de chaleur. Alimenté par la subsidence dans la cellule de Hadley, cet anticyclone influence le transport d’humidité depuis l’océan vers les continents via les alizés, et impacte significativement le climat des régions adjacentes (Xulu et al., 2020).

2. Le SAM, également appelé Oscillation Circumpolaire Antarctique, est le principal mode de variabilité atmosphérique dans l’hémisphère sud au-delà de 20°S. Il se caractérise par des fluctuations de la pression atmosphérique entre les latitudes moyennes (40°S) et polaires (60°S). En phase positive, les vents d’ouest circumpolaires se renforcent et migrent vers le pôle, provoquant une remontée d’eau (upwelling) près de l’Antarctique et une descente d’eau (downwelling) autour de 45°S. En phase négative, ces phénomènes s’inversent, perturbant la circulation atmosphérique et océanique. Ces dynamiques influencent également les températures de surface et les interactions atmosphère-océan dans les différentes régions du bassin (Lefebvre et al., 2004).

Les impacts des dipôles de l’océan indien s’étendent bien au-delà de celui ci. Ils influencent significativement les précipitations, les régimes climatiques locaux et les circulations atmosphériques à l’échelle de l’hémisphère sud et les régions polaire. Ces effets, perceptibles notamment en Afrique australe et en Australie occidentale, se manifestent à travers des anomalies de précipitations, de température, ainsi que des modifications dans la fréquence et l’intensité des tempêtes et cyclones. Ces impacts sont explorés en détail dans la section suivante (Dong et al., 2022).

2.1.2 Impacts des dipôles de l’Océan Indien sur les systèmes océaniques et atmosphériques

Les anomalies de température de surface de la mer (SST) associées à ses phases positive et négative modifient les régimes climatiques régionaux et globaux de manière significative. Par exemple, lors d’une phase positive, l’IOD intensifie la convection dans l’ouest de l’océan Indien, ce qui renforce les précipitations sur l’Afrique de l’Est et provoque des inondations conséquentes dans des zones comme la Corne de l’Afrique (Saji et al., 1999). En revanche, la subsidence atmosphérique dans la région orientale du bassin entraîne une diminution marquée des précipitations en Indonésie et en Australie du Nord, amplifiant les sécheresses et augmentant les risques de feux (Cai et al., 2011 ; Dong et al., 2022). Les anomalies sont dues à des changements dans la subsidence et la convection atmosphériques provoqués par les gradients de SST entre l’ouest et l’est de l’océan Indien.

Les impacts du Dipôle Subtropical de l’Océan Indien (SIOD) viennent compléter ceux de l’IOD, avec une dynamique spécifique dans les latitudes méridionales. Le SIOD, Lors d’une phase positive, des anomalies chaudes dans le sud-ouest et froides dans le nord-est modifient les flux atmosphériques, ce qui entraîne des impacts significatifs sur les précipitations en Afrique australe et dans le sud de l’océan Indien. Ces effets sont largement dus aux interactions entre les variations des vents dominants, les échanges thermiques atmosphère-océan, et des phénomènes comme le Southern Annular Mode (SAM) (Behera et Yamagata, 2001 ; Morioka et al., 2012). Par exemple, un SIOD positif peut intensifier l’anticyclone de Mascarene et influencer les courants océaniques, modulant ainsi les précipitations dans les zones subtropicales (Schott et al., 2009 ; Wang et al., 2018 ; Dou et Zhang, 2023).

L’IOD et le SIOD jouent un rôle clé dans la modification de la circulation atmosphérique globale en générant des ondes de Rossby. Ces ondes, qui se propagent depuis les tropiques vers les latitudes moyennes et polaires (figure 2.1), sont essentielles dans la redistribution de l’énergie et des anomalies climatiques à travers l’hémisphère sud (Zi et al., 2023)

(a) JJA, IOD

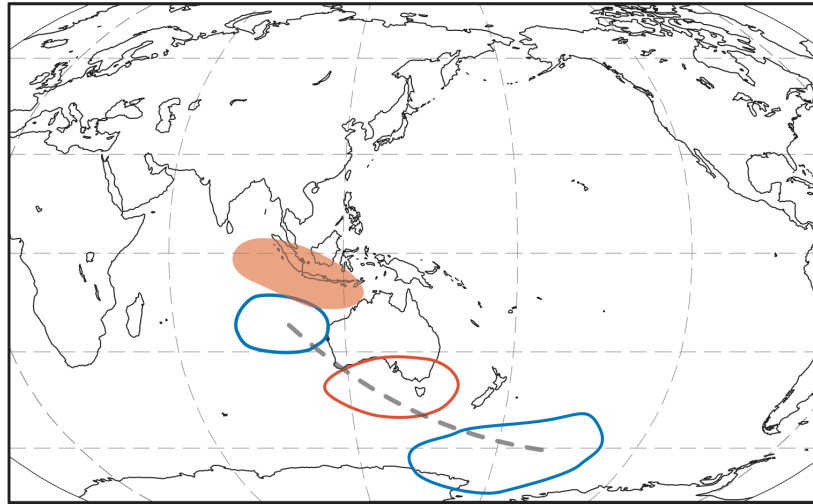


FIGURE 2.3 – Illustration schématique des trains d’ondes typiques associés à un IOD positif. Les zones ombrées rouge indiquent des régions où la convection tropicale est réduite. Les contours bleus (rouges) indiquent des hauteurs anormalement basses (élevées) aux niveaux supérieurs (Cai et al., 2011).

Pendant une phase positive de l’IOD, des anomalies de convection intense au-dessus de l’ouest de l’océan Indien agissent comme une source de forçage pour les ondes de Rossby stationnaires, qui se propagent vers l’est et le pôle. Ces anomalies de convection, associées à des variations de température de surface de la mer (SST), induisent des divergences dans les vents de surface qui modifient la vorticité atmosphérique et déclenchent la formation de ces trains d’ondes (McIntosh et Hendon, 2017 ; Morioka et al., 2012).

Les ondes de Rossby ainsi générées influencent les jets d’ouest de l’hémisphère sud, modulant la variabilité climatique jusqu’en Antarctique. Par exemple, ces ondes interagissent avec les circulations zonales telles que le SAM (Southern Annular Mode), amplifiant les effets des anomalies climatiques sur les systèmes polaires (Dou et Zhang, 2023 ; Behera et Yamagata, 2001). Pendant les phases positives de l’IOD ou du SIOD, des trains d’ondes sont également responsables de l’établissement d’anomalies de hauteur géopotentielle qui influencent la circulation atmosphérique sur les océans Indien et Austral, affectant ainsi la dynamique de la glace de mer antarctique (Xiao et al., 2024 ; Nuncio et Yuan, 2015). Ces mécanismes sont développés dans la section 2.3.1

Pour le SIOD, les anomalies de SST dans le sud-ouest de l’océan Indien créent des schémas d’évaporation différenciés, amplifiant les gradients thermiques et générant des forçages similaires pour les ondes de Rossby. Ces ondes sont souvent associées à des impacts plus localisés, mais elles contribuent néanmoins à moduler les précipitations et les températures dans les zones subtropicales et extratropicales (Behera et Yamagata, 2001 ; Schott et al., 2009).

Ces mécanismes illustrent le rôle critique des ondes de Rossby comme médiateurs des téléconnexions entre les tropiques et les pôles. Ils soulignent également comment les phénomènes tels que l’IOD et le SIOD influencent non seulement les circulations atmosphériques régionales mais aussi les processus climatiques à l’échelle hémisphérique. L’impact de l’IOD et du SIOD sur la cryosphère, notamment sur la glace de mer en Antarctique, est particulièrement remarquable et varie suivant de nombreux facteurs distincts. La section 2.3 se focalise sur les effets de l’IOD et du SIOD sur le système polaire antarctique

2.2 La glace de mer en Antarctique

2.2.1 Dynamique et variabilité de la glace de mer

Contrairement à la glace de mer arctique, la glace antarctique présente une variabilité saisonnière plus marquée et moins symétrique, avec une forte expansion hivernale suivie d'une fonte presque complète pendant l'été (Eayrs et al., 2021). Cette dynamique est contrôlée par des processus thermodynamiques et dynamiques complexes, modulés par des circulations atmosphériques et océaniques à grande échelle.

La glace de mer antarctique montre une hétérogénéité spatiale et temporelle significative. Depuis l'ère des satellites (1979), une tendance générale à l'augmentation de l'étendue de la glace a été observée jusqu'en 2014, suivie d'une diminution rapide à partir de 2016, illustrant une transition vers un nouvel état de faible étendue de glace (Purich et Doddridge, 2023). Ces variations régionales incluent une augmentation marquée dans la mer de Ross, associée à des vents méridionaux froids. Une diminution constante dans les mers d'Amundsen et de Bellingshausen, influencée par l'advection d'air chaud et les téléconnexions tropicales (Li et al., 2021).

Les circulations atmosphériques, telles que le Mode Annulaire Austral (SAM), exercent un contrôle prédominant sur la glace de mer antarctique à travers des effets mécanique et thermique. En phase positive, les vents plus forts induisent une dérive Ekman nordique de la glace, éloignant la glace du continent Antarctique et provoque une diminution de l'épaisseur de la glace près du continent, en particulier dans la mer de Weddell. Une augmentation de l'étendue de la glace est observée dans la mer de Ross et la mer d'Amundsen, car les vents transportent la glace plus loin au nord. Concernant les effets thermique, le SAM positif est associé à des températures plus froides dans la mer de Ross et des températures plus chaudes dans la mer de Weddell. Cela conduit à un refroidissement dans certaines régions et un réchauffement dans d'autres, contribuant au schéma dipolaire de la glace avec une augmentation dans les mers de Ross et Amundsen et diminution dans les mers de Weddell et Bellingshausen. Lors d'une phase négative, les vents d'ouest s'affaiblissent et se déplacent vers l'équateur. La dérive Ekman est réduite, limitant le transport de la glace vers le nord. Ainsi, l'épaisseur et la concentration de la glace augmentent près du continent, car la glace reste plus confinée. (Lefebvre et Goosse., 2005).

L'océan joue également un rôle crucial dans la variabilité de la glace de mer par des échanges thermiques et dynamiques. Comme les effets d'upwelling d'eaux chaudes circum-polaires, favorisé par des vents forts, peut limiter la formation de glace dans certaines régions. L'effet du courant Circumpolaire Antarctique (ACC) est également important, Ce courant influence les variations régionales de la glace de mer en modifiant la salinité et la température des eaux de surface (Hobbs et al., 2016).

Depuis 2016, l'Antarctique a connu des baisses record de l'étendue de la glace de mer (figure 2.4), attribuées à des interactions complexes entre le réchauffement des eaux sous-jacentes et des anomalies de circulation atmosphérique (Purich et Doddridge, 2023).

Cette perte résulte d'une combinaison exceptionnelle de facteurs. D'une part, un advection atmosphérique d'air chaud vers le sud, particulièrement marquée durant le printemps austral de 2016, a précipité la fonte de la glace. D'autre part, le mode annulaire austral (SAM) est passé en phase négative en novembre 2016, provoquant un affaiblissement inhabituel des vents d'ouest de moyenne latitude, ce qui a exposé davantage les régions de

glace à un réchauffement. Ce phénomène souligne l'influence des anomalies atmosphériques régionales et des connexions tropicales, qui ont renforcé ces changements en modifiant les circulations atmosphériques globales (Eayrs et al., 2021).

Ces baisses mettent en évidence l'importance des rétroactions entre la glace de mer, l'atmosphère et l'océan et expose la nécessité de recherches supplémentaires pour comprendre les mécanismes de ces changements.

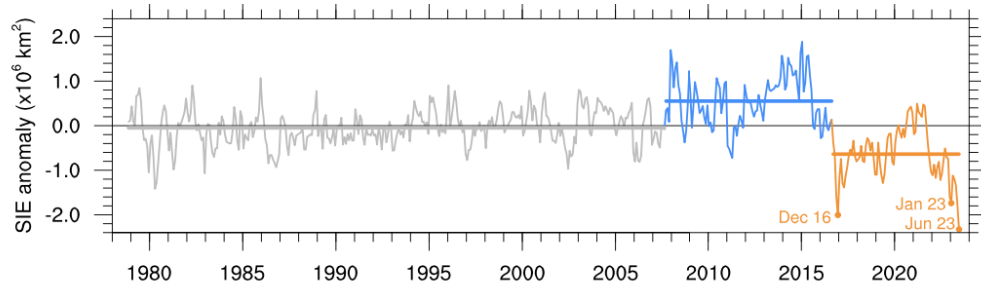


FIGURE 2.4 – Anomalie mensuelle d'étendue de glace de mer (km^2), (Purich et Doddridge, 2023)

2.3 Téléconnexions entre l'Océan Indien et l'Antarctique

2.3.1 Lien entre les dipôles de l'Océan Indien et la glace de mer

L'Indian Ocean Dipole (IOD) et le Subtropical Indian Ocean Dipole (SIOD) sont des modes climatiques influençant l'océan Indien et les systèmes climatiques globaux, y compris la variabilité de la glace de mer antarctique. Ces phénomènes, par des mécanismes dynamiques complexes, modifient les circulations atmosphériques et océaniques qui affectent la répartition et l'étendue de la glace de mer antarctique, en particulier durant l'été et le printemps australs (Kohyama et Hartmann, 2015 ; Tao et al., 2020).

Les schémas d'anomalies de convection induit par ces dipôles génèrent des ondes de Rossby. Ces ondes se propagent vers les latitudes australes, modifiant les schémas de pression atmosphérique et influençant les flux de chaleur et d'humidité au-dessus de l'Antarctique. Ces mécanismes ont un effet direct sur les variations de la glace de mer.

La figure 2.5 illustre les corrélations entre les anomalies de glace de mer antarctique en été austral et les indices climatiques ENSO et IOD, tout en isolant leurs effets respectifs grâce aux corrélations partielles. Les résultats montrent que l'ENSO, représenté par l'indice NINO 3.4, influence fortement les anomalies de glace de mer dans le Pacifique Sud et l'Atlantique Sud, suivant un schéma dipolaire. Une corrélation positive est observée dans l'Atlantique Sud, autour de 60°E , 30°O , tandis qu'une corrélation négative apparaît dans le Pacifique Sud. Ce modèle souligne que, lorsque l'ENSO est actif, la glace de mer augmente dans l'Atlantique et diminue dans le Pacifique.

Lorsqu'on examine l'influence de l'IOD, on observe des signaux positifs plus marqués au niveau de la mer de Wedell, tandis que les signaux négatifs au niveau de la mer de Ross s'affaiblissent. Cela indique que l'IOD a un effet indépendant sur les anomalies de glace, en particulier dans ces deux régions. En supprimant l'effet de l'ENSO (corrélations partielles), les signaux négatifs du Pacifique Sud disparaissent, confirmant que cette région

est principalement influencée par l'ENSO. Par ailleurs, les signaux positifs en Atlantique diminuent légèrement et se déplacent vers l'est, révélant que l'influence de l'IOD sur la glace de mer est principalement spatialisée dans l'Atlantique Sud. Ces résultats démontrent que, même si l'ENSO domine dans le Pacifique, l'IOD joue un rôle clé dans la variabilité régionale de la glace de mer antarctique, en particulier dans l'Atlantique, où ses effets se manifestent indépendamment.

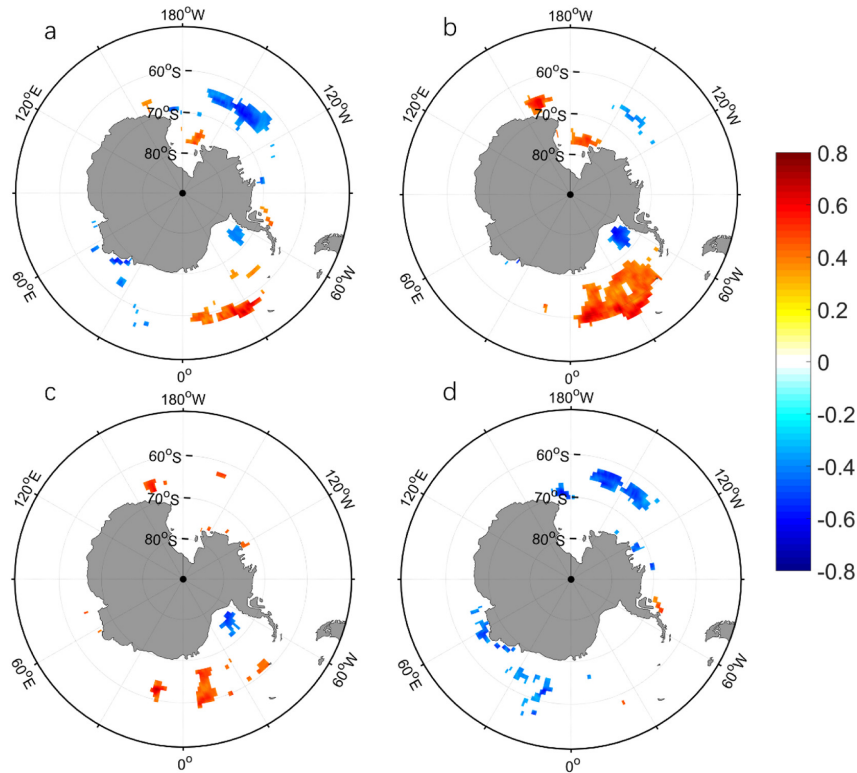


FIGURE 2.5 – (a) Distribution des coefficients de corrélation entre la glace de mer antarctique d'été et NINO 3.4 et (b) IOD (c). Distribution des coefficients de corrélation partielle entre la glace de mer de l'Antarctique d'été et IOD et (d) ENSO. Les régions colorées ont passé le test-t avec un niveau de confiance de 90%. Toutes les données ont été détrendées (Feng et al., 2019).

Concernant le SIOD, qui affecte les SST dans les latitudes subtropicales de l'océan Indien sud, joue également un rôle crucial. Ce mode se manifeste par des SST chaudes près de l'Australie et froides autour de 60°E en haute latitude. Une phase positive du SIOD stimule des trains d'ondes planétaires qui se propagent vers le sud, modifiant la circulation atmosphérique surtout autour de la mer de Ross et de manière plus limitées dans le secteur de Bellingshausen et de Weddell. Ces anomalies atmosphériques entraînent des changements dans le budget énergétique de surface dans ces régions. Une étude a été réalisée afin de quantifier l'influence du SIOD sur les tendances de la glace de mer antarctique. Cette étude permet une quantification des tendances de SIC liées au SIOD. La figure met en évidence la part des tendances observées de la concentration de la glace de mer (SIC) qui peut être expliquée par le SIOD (figure 2.5)(Feng et al., 2019).

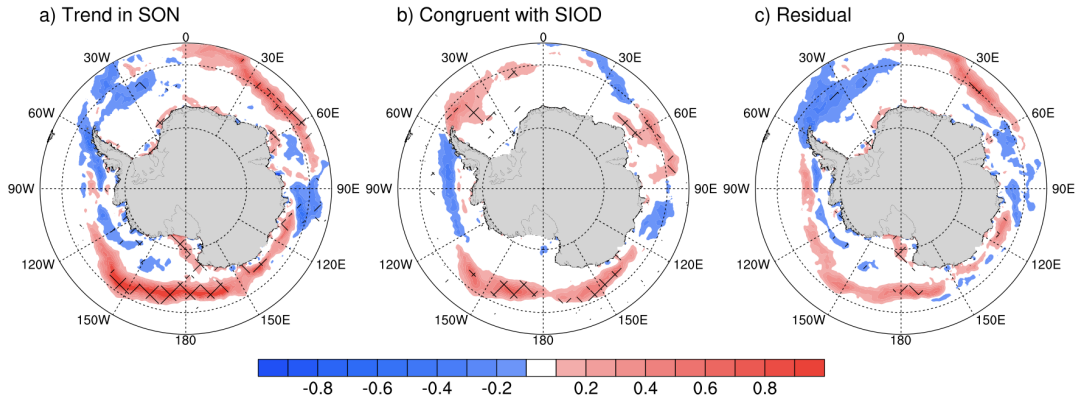


FIGURE 2.6 – Distribution spatiale des tendances du SIC antarctique au printemps de 1979 à 2014. (b) La proportion des tendances attribuée au SIOD et (c) les tendances résiduelles après avoir éliminé les effets du SIOD. Les croix marquent les tendances supérieures au niveau de confiance de 95 % (Dou et Zhang, 2023)

La Figure 2.6 illustre le rôle du Southern Indian Ocean Dipole (SIOD) dans les tendances de la concentration de glace de mer (SIC) en Antarctique pendant le printemps austral (1979–2014). La carte des tendances globales montre une augmentation significative de la SIC dans la mer de Ross et l’océan Indien sud, et une diminution dans la mer de Weddell et de Bellingshausen. Environ 60 % de la tendance positive dans la mer de Ross est attribuée au SIOD, tandis que son influence est limitée ailleurs. Une fois les effets du SIOD soustraits, les tendances négatives dans la mer de Weddell et de Bellingshausen persistent, indiquant que d’autres facteurs climatiques ont un rôle conséquent dans ces régions. Cette figure souligne que le SIOD joue un rôle clé mais non exclusif dans la variabilité spatiale et temporelle de la glace de mer antarctique.

En effet, l’influence de l’IOD et du SIOD ne peut être entièrement isolée des autres modes climatiques tels que l’ENSO (El Niño–Southern Oscillation) et le mode annulaire austral (SAM). Ces modes interagissent et modulent les effets de l’IOD et du SIOD sur les glaces de mer antarctiques. Par exemple, pendant des événements combinés d’ENSO et d’IOD, les centres d’action atmosphérique peuvent se déplacer plus au nord, réduisant ainsi l’influence directe sur l’Antarctique (Feng et al., 2019 ; Nuncio et Yuan, 2015 ; Wu, 2008).

Finalement, il est également nécessaire de comprendre l’importance du décalage temporel de ces phénomènes. Des études récentes ont montré que les phases de l’IOD au printemps (septembre à novembre) ont un impact significatif sur les anomalies de glace de mer en été austral (décembre à février). Ce phénomène s’explique en partie par le lag time (temps de décalage) entre les variations des SST associées à l’IOD et leurs effets sur les régimes atmosphériques des hautes latitudes. Ce décalage permet aux anomalies de l’IOD de persister dans le système climatique, prolongeant ainsi leur influence sur les conditions environnementales australes (Xiao et al., 2024).

2.3.2 Incertitudes et implications du changement climatique

Ainsi, ces découvertes mettent en exergue l'importance de la compréhension de l'influence du bassin indien sur la variabilité de la glace de mer antarctique. C'est pourquoi de nombreuses études se sont focalisées sur l'étude des mécanismes globaux mais aussi sur les différentes entités qui interagissent ensemble et contribuent à ce schéma global.

Malgré ces avancées, des incertitudes subsistent quant à l'ampleur exacte des impacts de l'IOD et du SIOD sur la glace de mer antarctique. Les interactions avec d'autres modes climatiques, comme l'ENSO et le SAM, rendent difficile l'attribution directe des anomalies de glace de mer aux événements IOD/SIOD isolés (Nuncio et Yuan, 2015; Yu et al., 2023). Par ailleurs, la durée limitée des observations satellitaires, couvrant seulement les dernières décennies, entravant l'évaluation des tendances à plus long terme et des cycles multi-décennaux (Xiao et al., 2024).

Une tendance récente met en lumière une diminution de l'influence des anomalies de température de surface de la mer (SST) dans l'ouest de l'océan Indien tropical (WTIO) sur la glace de mer antarctique. Avant 2000, le WTIO jouait un rôle dominant en modulant un schéma tri-polaire caractérisé par une diminution de la glace près de la mer d'Amundsen et une augmentation sur ses flancs. Cette influence s'exerçait principalement via des téléconnexions atmosphériques générées par des ondes de Rossby initiées dans les tropiques, modifiant les circulations de pression et les flux thermiques (Zhang et al., 2024).

Cependant, depuis 2000, une diminution marquée de la variabilité des SST du WTIO a été observée, entraînant un affaiblissement des schémas tri-polaires caractéristiques des anomalies de glace antarctique. Cette réduction est attribuée en partie au réchauffement climatique, qui modifie les gradients de température et les mécanismes de convection dans l'océan Indien. Les projections des modèles climatiques suggèrent que cette tendance pourrait s'accroître au 21^{ème} siècle, réduisant davantage l'impact interannuel du WTIO sur la glace de mer antarctique et laissant place à des influences directes du réchauffement global (Zhang et al., 2024).

Les modèles climatiques ajoutent une autre source d'incertitude. Ils peinent souvent à capturer la variabilité régionale de la glace antarctique, sous-estimant parfois les tendances observées ou ne reproduisant pas les relations complexes entre les téléconnexions tropicales et les réponses polaires (Dou et Zhang, 2023). Ces écarts soulignent la nécessité de meilleures résolutions spatiales et de représentations plus fidèles des processus océaniques et atmosphériques dans les modèles.

Le changement climatique semble exercer une influence significative sur la glace de mer antarctique, bien que ces effets demeurent complexes et varient considérablement selon les régions. Alors que l'étendue totale de la glace de mer antarctique a légèrement augmenté depuis les années 1970, cette tendance masque des dynamiques régionales divergentes qui révèlent des mécanismes de changement climatique interconnectés.

Dans certaines régions comme la péninsule antarctique, les effets du réchauffement climatique sont particulièrement visibles. Cette zone connaît un réchauffement accéléré, avec une augmentation marquée des températures au cours des dernières décennies. Cette région a connu une des augmentations de température les plus rapides de la planète, entraînant une réduction de l'étendue de la glace de mer et un raccourcissement de la durée saisonnière. Cet effet est particulièrement marqué sur la côte ouest de la péninsule antarctique, où la diminution de la glace de mer a des conséquences sur la stabilité des

plateformes glaciaires adjacentes, comme l'effondrement de la plateforme Larsen B en 2002 (ASOC, 2009).

En revanche, d'autres régions comme la mer de Ross présentent une augmentation de l'étendue de la glace de mer. Cette tendance contraste avec les observations faites ailleurs en Antarctique et peut être attribuée à des facteurs régionaux encore mal compris, notamment des modifications des conditions atmosphériques et océaniques (ACE CRC, 2014). Cependant, malgré cette légère expansion régionale, les tendances globales indiquent une diminution future de la glace de mer antarctique en réponse au réchauffement climatique continu (Lucas et al., 2015).

La glace de mer joue un rôle crucial dans l'équilibre thermique de l'océan Austral et de l'atmosphère. Elle reflète une grande partie du rayonnement solaire grâce à ses capacités reflectives élevées. Une réduction de la couverture de glace entraînerait une absorption accrue de chaleur par l'océan, amplifiant ainsi le réchauffement local (Lucas et al., 2015). Par ailleurs, cette évolution affecterait également directement les écosystèmes marins dépendants de la glace de mer (ASOC, 2009 ; ACE CRC, 2014).

Chapitre 3

Matériel et méthode

3.1 Données utilisées

Les données des températures de surface de l’eau de mer (SST) proviennent des ensembles d’observations du Met Office Hadley Centre (HadISST). Ces données sont largement utilisées dans la recherche climatique en raison de leur haute résolution spatiale et de leur longue couverture temporelle.

Les données sur les concentrations de glace de mer ont été obtenues auprès du National Snow and Ice Data Center (NSIDC).

Les données des hauteurs géopotentielles à 850 hPa proviennent de l’European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Le niveau de pression de 850 hPa, situé à environ 1,5 km au-dessus de la surface terrestre, à cette altitude, L’influence directe de la surface (reliefs, frottements avec le sol, température locale) est réduite. La circulation atmosphérique moyenne devient plus représentative des phénomènes à grande échelle (comme les vents dominants ou les systèmes de pression).

Toutes les données utilisées dans cette étude s’étendent de 1979 à 2023 avec une résolution mensuelle et sont disponibles sous format NetCDF (Network Common Data Form). Le format NetCDF est un standard largement utilisé dans les climatologie pour stocker des données multidimensionnelles, telles que les variables climatiques (temps, latitude, longitude, altitude). Ce format permet une manipulation efficace des données spatio-temporelles.

3.2 Traitements des données

3.2.1 Calculs des anomalies

Pour calculer les anomalies, une climatologie mensuelle a d’abord été établie en prenant la moyenne des valeurs pour chaque variable sur toute la période d’étude (1979–2023), mois par mois (par exemple, une moyenne pour tous les mois de janvier, une autre pour février, etc.). Cela permet de capturer le cycle saisonnier moyen propre à chaque variable. Ensuite, les anomalies ont été calculées en soustrayant cette climatologie mensuelle des valeurs brutes correspondantes pour chaque mois. Par exemple, pour un mois donné, la climatologie est déterminée à l’aide de la formule suivante :

$$\text{sst_climatology} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \text{sst}_{\text{season},i} \quad (3.1)$$

où N est le nombre d'années disponibles pour la saison et $sst_{season,i}$ est la température de surface de la mer (SST) pour chaque année i de cette saison.

Les anomalies sont obtenues en utilisant :

$$anomalie = sst_{brute} - sst_{climatology}$$

3.2.2 Filtrage spatial et saisonnier

Dans cette étude, nous cherchons à analyser l'influence de l'océan Indien sur la variabilité de la glace de mer en Antarctique. Toutefois, nous nous concentrons spécifiquement sur le secteur indien de l'Antarctique, délimité par des latitudes (-90° à -50°) et longitudes ($0^\circ E$ à $110^\circ E$) précises. La littérature scientifique a déjà bien documenté les influences climatiques sur d'autres régions de l'Antarctique, telles que la mer d'Amundsen ou la mer de Weddell. Cette focalisation permet de mieux isoler les interactions spécifiques entre l'océan Indien et cette région particulière de l'océan.

En plus du filtrage spatial, un filtrage saisonnier a été appliqué, car les phénomènes climatiques oscillatoires, tels que le Dipôle Subtropical de l'Océan Indien (SIOD), présentent une variabilité marquée selon les saisons. Par exemple, le SIOD tend à se manifester plus intensément durant certaines périodes de l'année, notamment au printemps et en été austral. Ce filtrage saisonnier permet de mieux identifier les corrélations pertinentes et d'éviter les biais introduits par des périodes où l'influence du SIOD est moins significative.

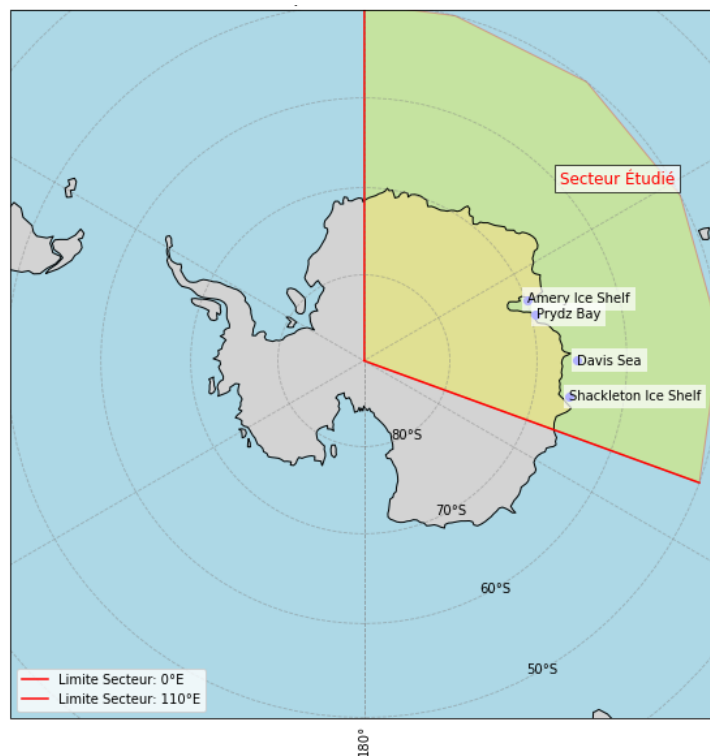


FIGURE 3.1 – Carte de l'Antarctique avec la délimitation du secteur Indien défini

3.3 Calcul des indices climatiques

3.3.1 Définition et calcul du SIOD

Le SIOD (Subtropical Indian Ocean Dipole) est défini dans cette étude comme le premier mode empirique orthogonal (EOF1) des anomalies de température de surface de la mer (SST) dans le secteur de l’océan Indien. Afin de garantir la robustesse et la pertinence de notre méthodologie, nous avons réalisé une validation en comparant nos résultats avec ceux issus de la littérature scientifique récente. Cette validation poursuit deux objectifs : d’une part, vérifier l’exactitude de notre méthodologie, notamment le calcul des EOF et l’utilisation des données, et d’autre part, évaluer l’influence des choix méthodologiques, comme la période de référence ou les données de SST utilisées, sur les résultats obtenus.

Pour cela, nous avons reproduit une figure issue de l’étude de Xiao et al. (2024), présentant le pattern spatial du EOF1 des anomalies de SST dans la même région. La Figure 3.1 illustre ainsi notre propre résultat et le compare directement à celui de l’article de référence. Les deux figures montrent des structures dipolaires similaires, ce qui valide la méthodologie adoptée dans cette étude. Cette comparaison confirme que nos calculs sont corrects et que les techniques employées pour le calcul des EOF sont robustes. De plus, elle démontre que les choix des données (par exemple, la source des SST) et la période de référence (1979-2022) sont pertinents pour identifier la variabilité spatiale caractéristique du SIOD.

L’analyse EOF est une méthode statistique utilisée pour identifier les principaux modes de variabilité dans des données spatio-temporelles (Hannachi et al., 2007). Dans ce contexte, elle décompose les anomalies de SST en un ensemble de modes spatiaux (ou patterns) et de séries temporelles associées. Cette décomposition est effectuée de manière à ce que le premier mode (EOF1) capture la plus grande fraction de variance dans les anomalies de SST, le deuxième mode (EOF2) la deuxième plus grande, et ainsi de suite. Mathématiquement, l’analyse EOF repose sur une décomposition en valeurs propres de la matrice de covariance des anomalies de SST. Cela permet de transformer les données initiales en une combinaison de modes (ou patterns) indépendants, classés par ordre d’importance (variance expliquée) (Roundy, 2015 ; Tippet et L’Heureux, 2020).

$$C\mathbf{e} = \lambda\mathbf{e} \tag{3.2}$$

Où :

- C , est la matrice de covariance,
- $\mathbf{e}$, est le vecteur propre (EOF),
- λ , est la valeur propre, représentant la variance expliquée par chaque EOF.

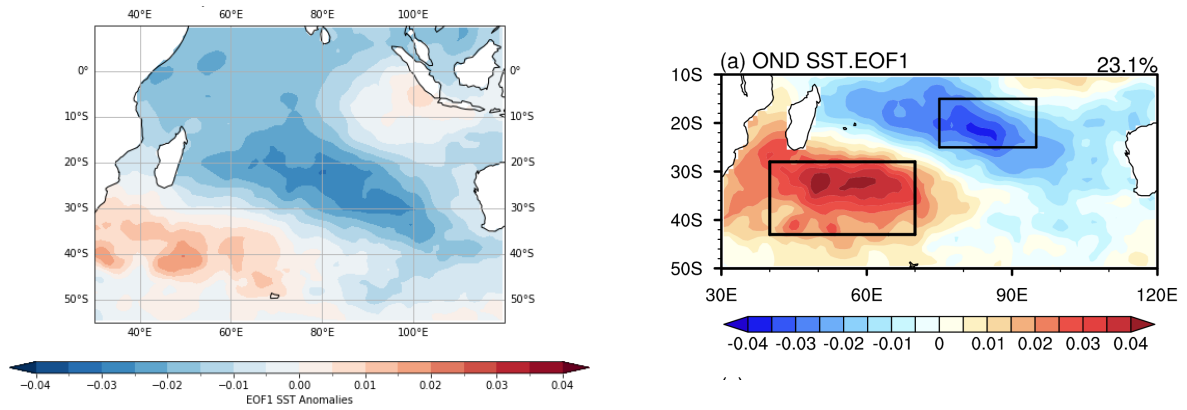


FIGURE 3.2 – Comparaison de l'EOF 1 des anomalies de température de surface de l'eau de mer avec la figure (droite) tirée d'un article scientifique (C. Xiao, et al., 2024)

La figure 3.2 illustre le pattern spatial de l'EOF 1 des anomalies de SST obtenu dans notre analyse et le compare à celui tiré d'un article scientifique récent (Xiao et al., 2024). Les deux figures montrent des structures dipolaires similaires, confirmant que les calculs effectués dans cette étude produisent des résultats cohérents avec les travaux existants.

L'EOF 1 capture la variabilité spatiale typique du SIOD positif, où une anomalie de SST positive dans le sud ouest (35°S , 50°E) de l'océan Indien subtropical est accompagnée d'une anomalie négative plus au nord ouest de celle-ci, au niveau du 20°S , 90°E . Afin de bien analyser les EOF, qui sont la base de notre étude. L'interprétation des résultats de l'analyse en composantes empiriques (EOF) nécessite une attention particulière, car les EOF ne représentent pas directement des anomalies fixes, mais plutôt des modes de variabilité dominants. La première EOF (EOF1) représente la fraction maximale de variance expliquée par un seul mode spatial. Les valeurs associées sont normalisées et peuvent avoir des signes positifs ou négatifs selon une convention mathématique. Par conséquent, le signe des EOF est arbitraire. Un schéma dipolaire avec une zone bleue à l'ouest et une rouge à l'est peut tout aussi bien apparaître avec les couleurs inversées.

L'amplitude temporelle de l'EOF détermine à chaque moment si le schéma spatial (EOF) s'exprime avec un signe positif ou négatif. Pour comprendre si, en moyenne, une des phases (SIOD positif ou négatif) domine, il faut analyser la série temporelle de la PC associée. La PC1 nous renseigne également sur l'intensité de la phase.

Une valeur positive de PC1 indique que le pattern spatial associé à l'EOF 1 est dominant pendant une période donnée, avec des SST plus chaudes à l'ouest et plus froides à l'est. Cela correspond à une phase positive du SIOD. Une valeur négative de PC1, en revanche, reflète une inversion du schéma dipolaire, caractéristique d'une phase négative du SIOD, où les SST sont plus chaudes à l'est et plus froides à l'ouest. Cette analyse temporelle via PC1 permet de suivre l'évolution interannuelle du SIOD, offrant des informations sur la fréquence et l'amplitude des événements positifs et négatifs au cours de la période étudiée.

3.3.2 Définition et calcul de SAM

Le Mode Annulaire Austral (SAM, pour Southern Annular Mode) est l'un des principaux modes de variabilité climatique de l'hémisphère sud. Dans cette étude, le SAM a été défini et calculé en suivant une méthodologie similaire à celle utilisée pour le SIOD, en utilisant l'analyse en fonctions orthogonales empiriques (EOF), appliquée aux anomalies de hauteurs géopotentielle à 850 hPa.

SAM est défini comme le premier mode de variabilité (EOF1) des anomalies de hauteurs géopotentielle à 850 hPa, calculées sur toute la période d'étude (1979–2023). Ce niveau de pression est particulièrement adapté à l'analyse du SAM, car il se situe suffisamment éloigné de la surface pour minimiser les effets de friction et capture les schémas atmosphériques moyens influencés par les circulations méridionales.

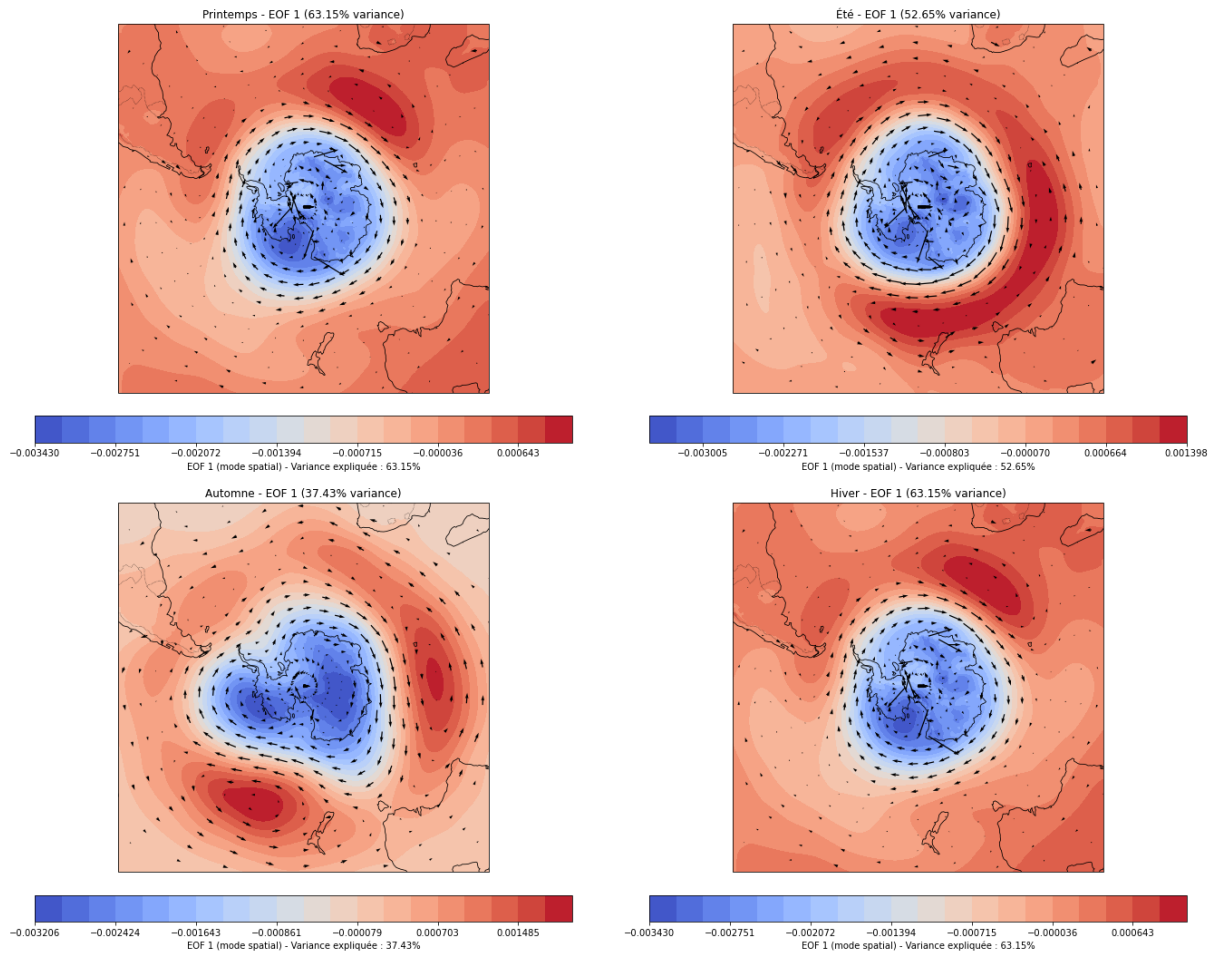


FIGURE 3.3 – EOF 1 des anomalies de hauteurs géopotentielle dans l'hémisphère sud à 850 hpa et les vecteurs vents associés

L'EOF1 représente la configuration dominante des anomalies de hauteurs géopotentielle à 850 hpa dans l'hémisphère sud, caractérisée par une opposition entre les latitudes Antarctique et latitude adjacentes plus faibles. Ce schéma spatial traduit la variabilité du gradient de pression atmosphérique entre ces deux régions, qui est le fondement physique du SAM. Lorsque le SAM est en phase positive, les hauteurs géopotentielle diminuent dans les régions polaires et augmentent dans les latitudes moyennes, renforçant ainsi la circulation zonale. En phase négative, ce gradient est inversé, avec des hauteurs géopotentielle

tielles plus élevées au-dessus de l'Antarctique.

Calcul des Composantes du Vent Géostrophique : Le vent géostrophique est calculé à partir du gradient de géopotential et du paramètre de Coriolis. Les composantes zonale (u_g) et méridienne (v_g) du vent géostrophique sont données par les relations suivantes : Pour la composante zonale du vent géostrophique (u_g) :

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial Z}{\partial y} \quad (3.3)$$

Pour la composante méridienne du vent géostrophique (v_g) :

$$v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial Z}{\partial x} \quad (3.4)$$

Où :

- Z représente le champ de géopotential,
- $f = 2 \cdot \omega \cdot \sin(\varphi)$ est le paramètre de Coriolis,
 - ω est la vitesse angulaire de la Terre ($\approx 7.2921 \times 10^{-5}$ rad/s),
 - φ est la latitude.

Chapitre 4

Résultats

4.1 Variabilité interannuelle de la concentration de glace de mer du secteur indien

L'analyse du premier mode des EOF (Empirical Orthogonal Functions) permet d'identifier les principaux modes de variabilité dans les anomalies de concentration de glace de mer (SIC). Cette analyse met en évidence les régions où les fluctuations sont les plus marquées. La visualisation des EOF au cours des quatre saisons permet d'évaluer si les structures spatiales des anomalies de SIC persistent ou évoluent tout au long de l'année. Les résultats montrent que les différentes saisons présentent des structures distinctes. Pour le printemps austral et l'hiver austral, ces deux saisons, caractérisées par une étendue maximale de la glace de mer, montrent des anomalies principalement situées à des latitudes élevées, autour de 60°S et au-delà, bien au large des côtes antarctiques. Concernant l'été austral et l'automne austral, durant ces périodes, l'étendue de la glace de mer est plus réduite. Les anomalies se concentrent alors plus près des côtes.

Par ailleurs, dans le secteur indien, une structure dipolaire émerge pour les saisons de printemps, d'été et d'hiver. Cette structure présente une inversion marquée autour de 90°E . L'automne austral présente, au contraire, une structure uniforme sur la totalité de son secteur. Cette analyse établit une base de référence pour comprendre comment ces concentrations varient naturellement pour chaque saison. La figure 4.1 nous permet de comprendre les patterns spatiaux récurrents de notre secteur étudié.

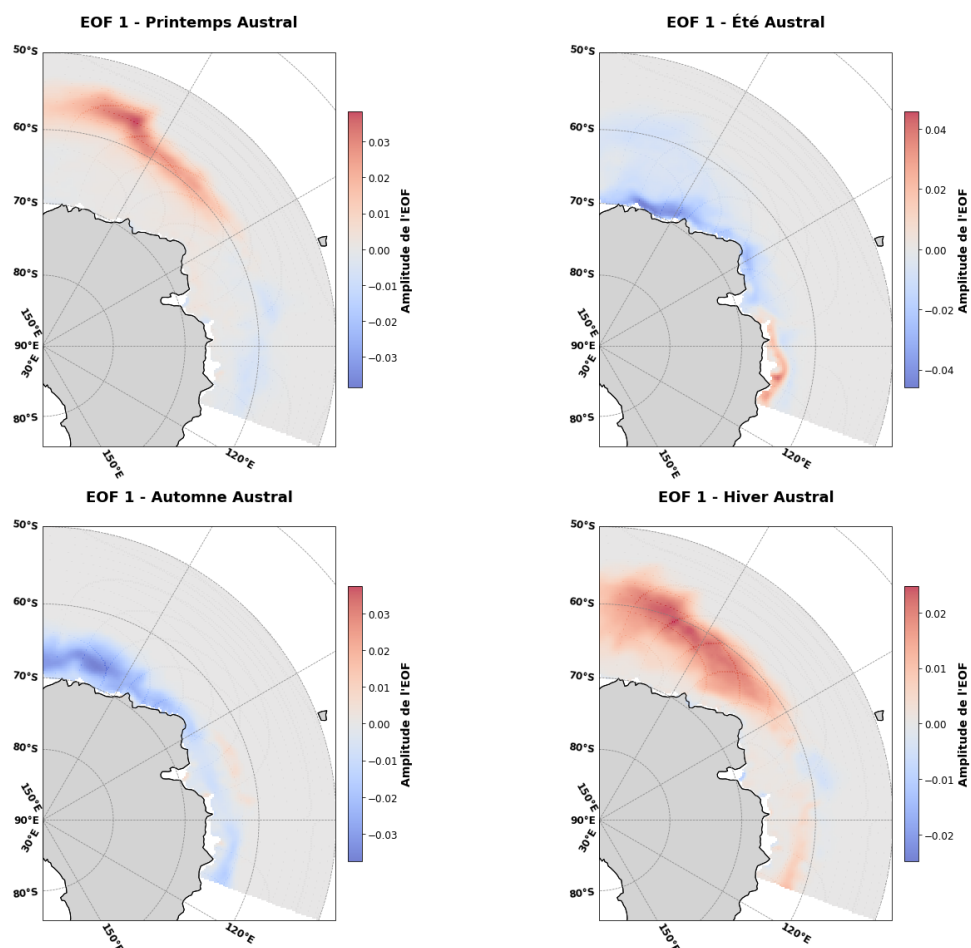


FIGURE 4.1 – Premier mode EOF des anomalies de concentration de glace de mer des quatre saisons.

4.2 Variabilité interannuelle du SIOD

La figure ci-dessous présente les premiers modes empiriques orthogonaux (EOF 1) des anomalies de SST associés aux quatre saisons. Ces EOF révèlent des variations saisonnières distinctes dans la dynamique du SIOD :

Printemps et été : Ces deux saisons montrent des schémas dipolaires particulièrement marqués, conformes à la structure caractéristique du SIOD. Ces schémas indiquent que le SIOD est le plus actif et influence fortement la variabilité des SST durant ces périodes.

Automne et hiver : Pendant ces saisons, le schéma dipolaire est nettement moins marqué. Les anomalies de SST sont plus diffuses, suggérant une atténuation des processus physiques à l'origine du SIOD.

Les EOF 1 expliquent une part importante de la variance totale des SST du bassin indien, allant de 21 % à 29 %, ce qui démontre leur rôle prépondérant dans la variabilité spatiale et temporelle de cette région. De plus, les EOF suivantes présentent des valeurs très faibles de variance expliquée, soulignant l'importance de notre EOF 1 et, ainsi, du rôle du SIOD dans l'océan Indien.

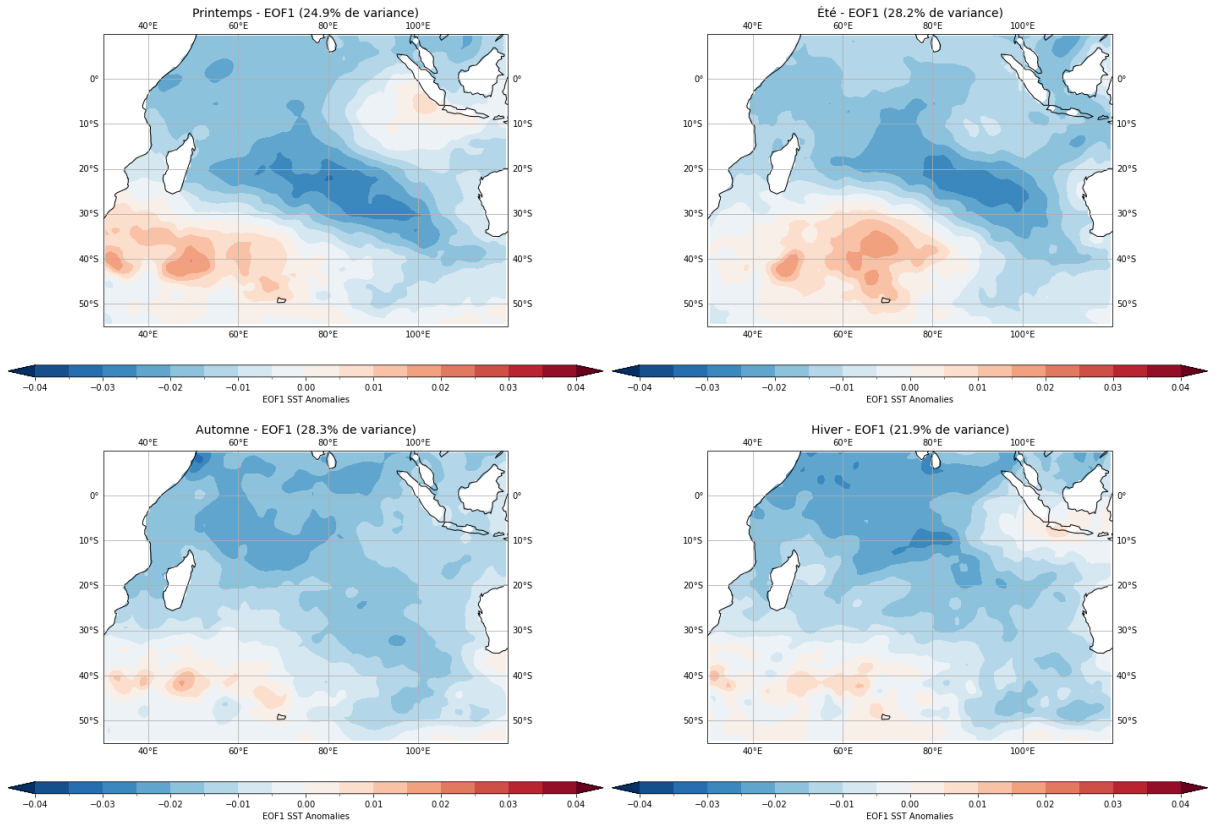


FIGURE 4.2 – Premier mode EOF des anomalies de température de surface de l'eau de mer des quatre saisons.

4.3 Relations statistiques entre le SIOD et la glace de mer

4.3.1 Corrélation avec l'indice SIOD

Il est pertinent d'examiner les corrélations entre le SIOD et les anomalies de concentration de glace de mer dans le secteur indien de l'Antarctique, aux deux saisons où le SIOD atteint son intensité maximale, ainsi qu'avec les données de glace de la même saison et de la saison suivante. Ces analyses permettent d'évaluer l'existence d'une relation immédiate ou différée entre le SIOD et les variations de glace de mer.

Dans cette optique, la notion de lag time (temps de décalage) joue un rôle clé. Ce délai reflète la latence des processus atmosphériques et océaniques, tels que la propagation des anomalies de vent et de température ou encore les modifications des circulations induites par le SIOD, pour qu'ils influencent la dynamique thermodynamique et mécanique de la glace de mer antarctique. Par exemple, les anomalies de température de surface de la mer (SST) observées durant une phase du SIOD au printemps peuvent continuer à moduler les circulations atmosphériques et les flux thermiques jusqu'à la saison estivale suivante. Cette persistance des anomalies justifie l'examen des corrélations entre les variables climatiques du SIOD et les concentrations de glace de mer à des intervalles temporels successifs.

Les corrélations entre le SIOD et la glace de mer au printemps (OND) et à l'été suivant (JFM) indiquent l'importance de ce lag time. Une corrélation significative dans ces contextes suggère que l'influence du SIOD sur les mécanismes climatiques des hautes

latitudes persiste au-delà de la saison où il atteint son pic d'intensité. En revanche, des corrélations faibles ou absentes pourraient refléter une atténuation rapide des processus liés au SIOD ou des réponses régionales hétérogènes. L'analyse des graphiques fournit également des informations sur les différentes phases du SIOD, la temporalité des événements extrêmes du SIOD ainsi que les tendances à long terme du SIOD.

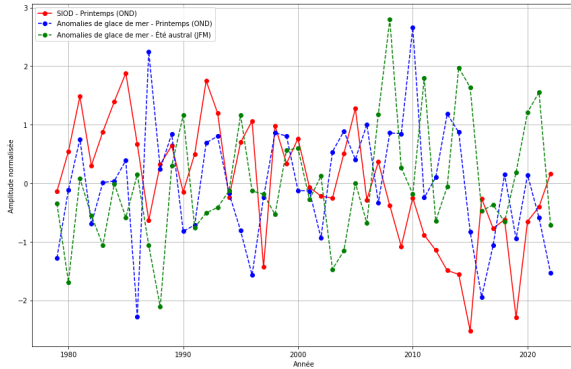


FIGURE 4.3 – Séries temporelles de l'indice SIOD au printemps et des anomalies de concentration de glace de mer pour le printemps austral (OND) et l'été austral (JFM).

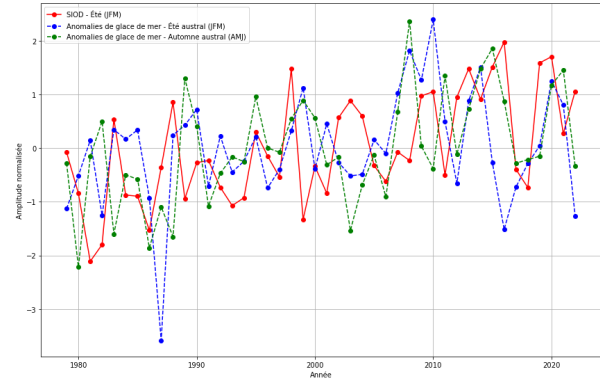


FIGURE 4.4 – Séries temporelles de l'indice SIOD en été austral et des anomalies de concentration de glace de mer pour l'été austral (JFM) et l'automne austral (AMJ).

- Valeurs pour les tests de corrélations pour l'indice SIOD au printemps :
 - Concentration de glace de mer au printemps austral (OND) : 0,04 (p-value : 0,7993)
 - Concentration de glace de mer en été austral (JFM) : -0,38 (p-value : 0,0426)
- Valeurs pour les tests de corrélations pour l'indice SIOD en été austral :
 - Concentration de glace de mer en été austral (JFM) : 0,15 (p-value : 0,3236)
 - Concentration de glace de mer en automne austral (AMJ) : 0,24 (p-value : 0,1849)

Les figures 4.3 et 4.4 présentent les graphiques des séries temporelles de l'indice SIOD au printemps et en été, ainsi que des séries temporelles des anomalies de concentration de glace de mer pour les saisons de printemps (OND), d'été (JFM) et d'automne (AMJ) dans le secteur indien.

Les valeurs de corrélation fournissent des indications sur le sens (positif ou négatif) et l'intensité de la relation entre les deux variables. Une corrélation positive signifie qu'une augmentation de la première variable est associée à une augmentation de la seconde, tandis qu'une corrélation négative indique une relation inverse. Plus la valeur absolue de la corrélation est proche de 1, plus la relation est forte ; à l'inverse, des valeurs proches de 0 traduisent une relation faible ou inexistante.

Parmi toutes les combinaisons étudiées, seules celles correspondant à SIOD OND - SIC JFM et SIOD JFM - SIC AMJ présentent des valeurs de corrélation légèrement significatives, respectivement -0,38 et 0,24. La valeur de -0,38 indique une relation négative modérée entre le SIOD durant les mois d'octobre-novembre-décembre et les anomalies de concentration de glace de mer en janvier-février-mars. À l'inverse, la valeur de 0,24 révèle une relation positive plus faible entre le SIOD en janvier-février-mars et les anomalies de SIC en avril-mai-juin.

L'analyse cartographique permet de comprendre comment ces valeurs de corrélation se traduisent spatialement.

4.4 Corrélation spatiale avec le SIOD

Les figures de corrélation spatiale illustrent la relation entre la série temporelle de la première composante principale (PC1) des anomalies de température de surface de la mer (SST), représentant le SIOD en phase positive, et les anomalies de concentration de glace de mer (SIC) pour la saison analysée. Ces cartes permettent d'identifier les régions spécifiques du secteur indien de l'Antarctique où le SIOD exerce une influence notable sur la glace de mer.

Chaque point de la grille correspond à une valeur de corrélation entre les anomalies de concentration de glace de mer et la série temporelle du SIOD. Ces valeurs, affichées sur la carte, sont représentées par des variations de couleurs qui indiquent à la fois le signe (positif ou négatif) et l'intensité de la corrélation. Ainsi, les zones de couleur mettent en évidence les schémas spatiaux des interactions entre ces deux variables climatiques, en indiquant le signe de la corrélation, ce qui permet de déterminer si l'on observe plutôt une augmentation ou une diminution de la concentration de glace de mer.

Pour renforcer la robustesse des résultats, un test statistique de significativité, basé sur les valeurs t de Student, a été appliqué à chaque point de la carte. Ce test permet de distinguer les corrélations significatives des fluctuations aléatoires. Cette approche garantit que les schémas spatiaux identifiés reflètent des mécanismes physiques pertinents, tout en réduisant les risques de surinterprétation des résultats.

$$t = r \cdot \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad (4.1)$$

où :

- r est la valeur de corrélation entre la PC1 des anomalies SST et les anomalies SIC pour chaque point spatial,
- n le nombre d'années de données disponibles,
- t la statistique t de Student qui permet de vérifier la significativité de la corrélation.

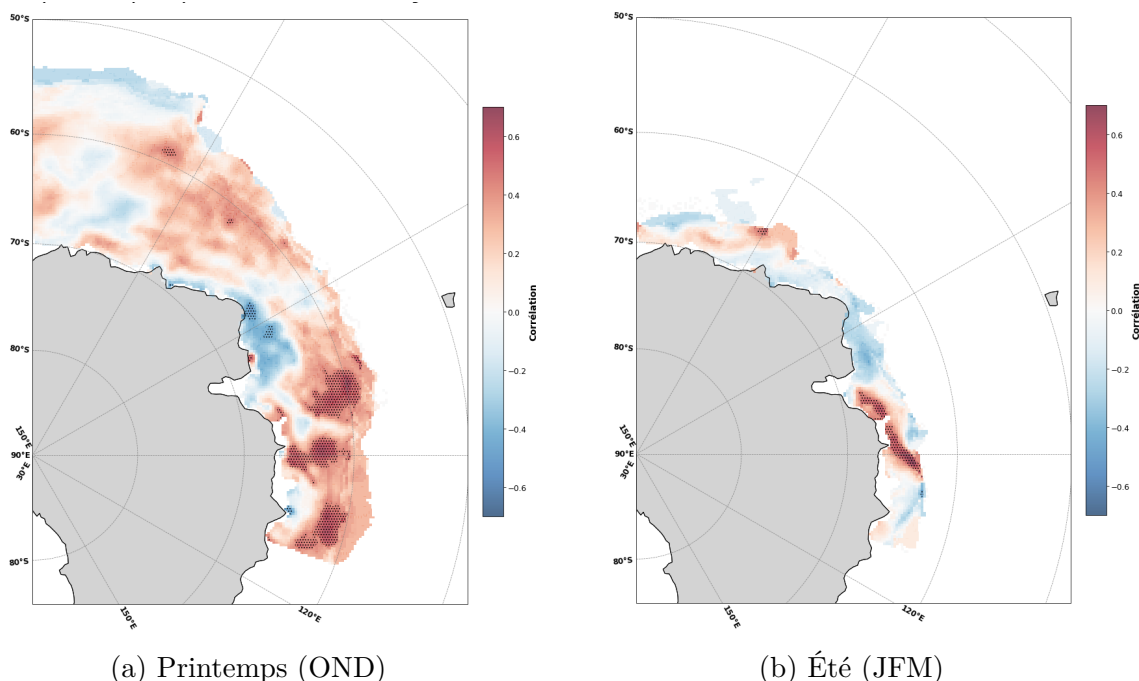


FIGURE 4.5 – Corrélation entre le SIOD au printemps et les anomalies de concentration de glace de mer : (a) au printemps (OND) et (b) en été (JFM).

La figure 4.5 illustre la corrélation entre le dipôle subtropical de l’océan Indien (SIOD) et les anomalies de concentration de glace de mer dans le secteur indien durant le printemps austral (OND), ainsi que pendant la saison suivante, l’été austral (JFM).

Concernant les corrélations printemps-printemps, période au cours de laquelle le SIOD émerge et se renforce, les résultats ne révèlent pas de tendances uniformes sur l’ensemble du secteur. Toutefois, une région positivement corrélée et statistiquement significative apparaît légèrement à l’est de la mer de Davis, entre 60°E et 110°E . Une corrélation positive avec un phénomène SIOD indique que cette zone est associée à des anomalies positives de concentration de glace de mer, traduisant ainsi une croissance dans ce secteur.

Durant l’été austral (janvier-février-mars), l’étendue de la glace de mer est naturellement réduite en raison des températures élevées et de la fonte saisonnière. Cette diminution limite les corrélations entre les indices climatiques, tels que le SIOD, et les anomalies de glace de mer en raison du moindre volume de données exploitables pour établir des relations statistiques significatives. Néanmoins, un secteur positivement corrélé se distingue au niveau de la baie de Prydz et de la mer de Davis, entre 65°S et 70°S , ainsi qu’entre 70°E et 95°E . Cette corrélation positive suggère une augmentation de la concentration de glace de mer dans cette région.

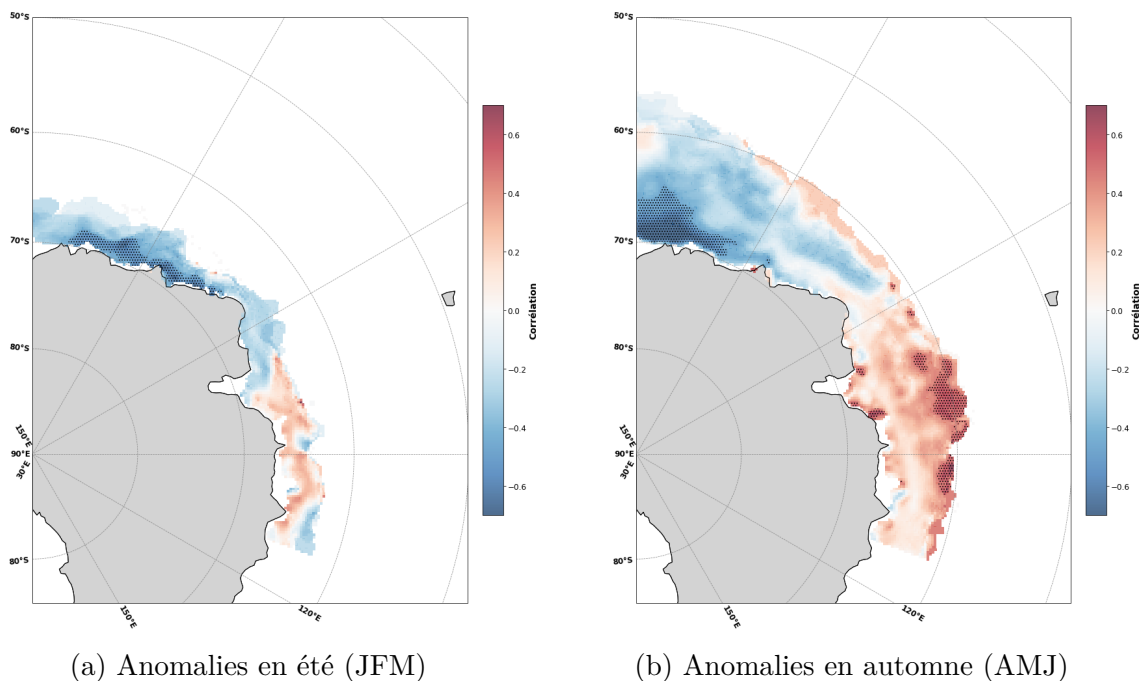


FIGURE 4.6 – Corrélation entre le SIOD en été et les anomalies de concentration de glace de mer : (a) en été (JFM) et (b) en automne (AMJ).

La figure 4.6 illustre la corrélation entre le dipôle subtropical de l’océan Indien (SIOD) et les anomalies de concentration de glace de mer dans le secteur indien durant l’été austral (JFM) ainsi que pendant la saison suivante, l’automne austral (AMJ).

Concernant la corrélation été-été, période au cours de laquelle la glace de mer atteint son minimum d’extension, un secteur négativement corrélé et significatif le long des côtes sur une grande partie du secteur étudié se démarque entre 0°E et 70°E. Une corrélation négative implique que cette région observe une réduction de sa concentration de glace de mer en réaction à un événement positif du SIOD en été.

En ce qui concerne la corrélation avec la saison suivante, l’automne austral, saison où l’extension de la glace de mer est en croissance constante avant d’atteindre son pic en septembre, un dipôle distinct apparaît : un secteur négativement corrélé entre 0°E et 60°E et un secteur positivement corrélé entre 60°E et 110°E. Ce schéma dipolaire indique une zone de croissance à l’est et une zone de décroissance à l’ouest en réaction à un phénomène de SIOD positif.

Les résultats de l’analyse des cartes de corrélation montrent que les relations entre le SIOD et la concentration de glace de mer (SIC) ne présentent pas de tendance uniforme à travers les saisons. Cette relation varie considérablement selon les régions du secteur étudié, alternant entre des corrélations positives et négatives, correspondant respectivement à des zones où la concentration de glace de mer est en croissance ou en décroissance. Cette variabilité spatiale marquée suggère que l’influence des mécanismes atmosphériques diffère significativement d’une sous-région à une autre.

De plus, le phénomène SIOD émerge et se renforce au printemps, atteint son pic en été, puis décline progressivement au cours des mois suivants. En revanche, le cycle de la glace de mer atteint son minimum d’extension en été. Ce décalage temporel entre les deux phénomènes signifie qu’ils ne sont pas synchronisés dans leurs phases maximales ou minimales respectives. Par ailleurs, lorsque la couverture de glace est minimale en été, sa

variabilité est réduite, ce qui limite davantage les possibilités d'interactions fortes entre les deux variables.

Néanmoins, un secteur se distingue par une corrélation plus marquée que les autres : situé entre 60°E et 100°E, il présente une corrélation positive et significative de manière récurrente. Cela suggère que cette région connaît une augmentation de la concentration de glace de mer en réponse à une phase positive du SIOD.

Enfin, malgré l'absence d'un schéma de corrélation uniforme sur l'ensemble du secteur indien, un pattern dipolaire se distingue pour la saison d'été et la saison suivante. Ce schéma apparaît en été sous une forme préliminaire et se renforce notablement en automne.

Ces résultats conduisent à une analyse des mécanismes physiques sous-jacents qui mènent à ces différentes corrélations.

4.5 Mécanismes physiques sous-jacents, réponse atmosphérique

Les figures 4.7 et 4.8 illustrent les corrélations entre l'indice SIOD positif durant les saisons de printemps et d'été et les anomalies des hauteurs géopotentielles observées au printemps, en été et en automne. Lors des phases positives du SIOD, des anomalies de températures de surface de la mer (SST) créent un gradient thermique entre l'ouest et l'est de l'océan Indien. Ce gradient thermique favorise une convection accrue dans l'ouest et une subsidence atmosphérique dans l'est, modifiant ainsi la circulation régionale. Ces perturbations se propagent ensuite vers les latitudes australes sous forme d'ondes de Rossby, influençant les anomalies des hauteurs géopotentielles.

Ces anomalies permettent de déduire la direction et l'intensité des vents géostrophiques associés, en analysant les gradients de pression atmosphérique. Cela aide à identifier leur origine et leur trajectoire. En général, les vents provenant des régions tropicales sont plus chauds et humides, tandis que ceux en provenance des régions polaires, se dirigeant vers le nord, sont plus froids. Ces variations atmosphériques témoignent de l'influence du SIOD sur les systèmes de circulation à grande échelle dans l'hémisphère sud.

Ces cartes reflète des valeurs de corrélation. Une corrélation positive indique la présence d'une zone anticyclonique, tandis qu'une corrélation négative correspond à une zone dépressionnaire. Puisque notre SIOD est en phase positive, une corrélation positive (négative) se traduit par des anomalies des hauteurs géopotentielles également positives (négatives).

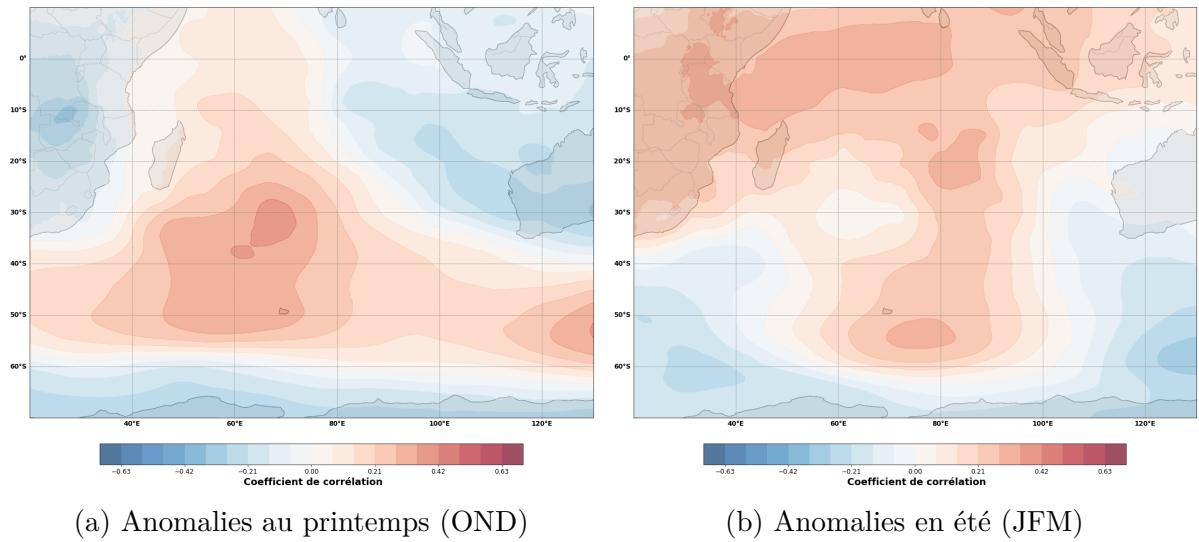


FIGURE 4.7 – Corrélation entre le SIOD au printemps et les anomalies des hauteurs géopotentielle : (a) au printemps (OND) et (b) en été (JFM).

Au printemps (figure 4.7(a)), la carte met en évidence une forte corrélation positive associée à une zone anticyclonique située près des côtes antarctiques, entre les méridiens 40°E et 80°E.

En raison de la circulation antihoraire caractéristique des anticyclones dans l'hémisphère sud, des vents polaires sont dirigés vers la mer de Davis. Ces vents, transportant de l'air froid, favorisent une augmentation de la concentration de glace de mer dans cette région. Cette observation est confirmée par la figure 4.5(a), qui met en évidence une zone de croissance de la glace de mer entre 70°E et 110°E.

En été (figure 4.7(b)), la carte révèle un schéma dipolaire plus marqué, caractérisé par une zone anticyclonique en face de la baie de Prydz et de la mer de Davis, et une zone dépressionnaire plus à l'est. Cette configuration génère des vents polaires froids soufflant vers la baie de Prydz et la mer de Davis (entre 80°E et 100°E). Ces vents froids du sud entraînent une légère augmentation de la concentration de glace de mer dans ce secteur, comme l'illustre la figure 4.5(b).

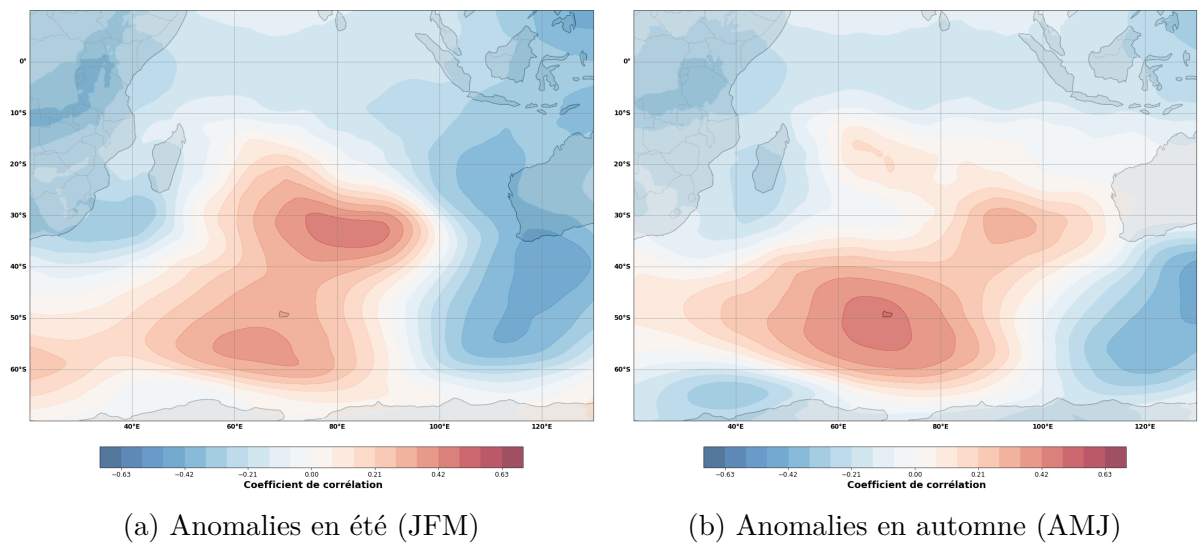


FIGURE 4.8 – Corrélation entre le SIOD en été et les anomalies des hauteurs géopotentielle : (a) en été (JFM) et (b) en automne (AMJ).

Les cartes de corrélation entre le SIOD en été et les anomalies des hauteurs géopotentielle en été et en automne, présentées dans la figure 4.8, mettent en évidence un schéma dipolaire caractéristique à proximité des côtes antarctiques.

En été (figure 4.8(a)), une zone anticyclonique est observée entre les méridiens 40°E et 90°E , accompagnée d'une zone dépressionnaire de 90°E à 130°E . Ce schéma provoque des vents du nord à l'ouest de l'anticyclone, en raison de la circulation antihoraire autour des systèmes anticycloniques dans l'hémisphère sud. Ces vents transportent de l'air chaud et humide en provenance des régions tropicales, ce qui contribue à la diminution de la concentration de glace de mer dans la région, comme le montre la figure 4.6(a).

En automne (figure 4.8(b)), une configuration similaire apparaît avec une zone anticyclonique entre 30°E et 90°E et une zone dépressionnaire adjacente. Ce schéma entraîne des vents froids provenant du pôle, particulièrement marqués dans la baie de Prydz et la mer de Davis. Ces vents, en transportant de l'air froid, expliquent l'augmentation de la concentration de glace de mer dans cette région, corroborant les résultats de la figure 4.6(b).

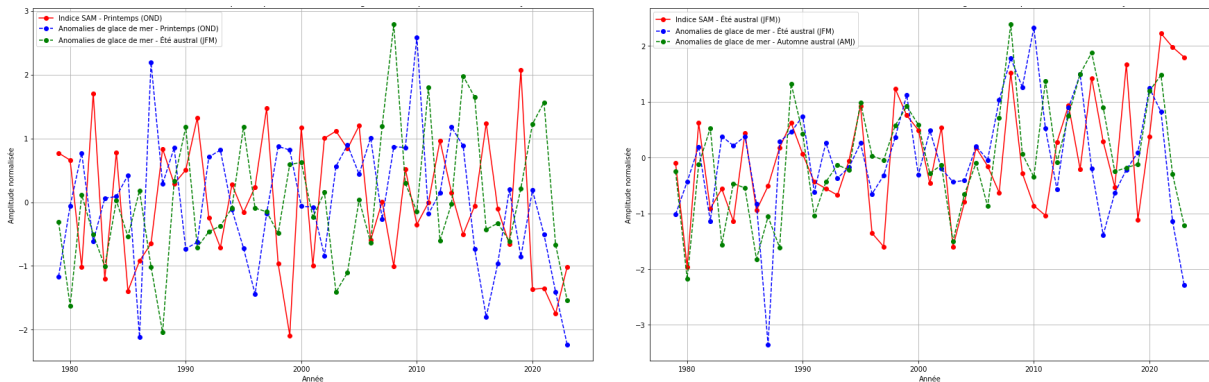
Ainsi, les schémas observés dans les figures 4.7 et 4.8 montrent une forte cohérence entre les anomalies des hauteurs géopotentielle et les variations de concentration de glace de mer (figures 4.5 et 4.6). Les vents associés au dipôle (du nord ou du sud) jouent un rôle clé dans ces variations, en influençant directement la température de l'air qui atteint les zones antarctiques.

4.6 Implication de SAM dans le secteur indien

Comme mentionné dans la revue de la littérature, les modes climatiques de l’océan Indien présentent une grande diversité et une grande complexité. L’analyse des EOF des anomalies de hauteurs géopotentielles dans l’hémisphère sud révèle que le pattern spatial dominant correspond sensiblement au Southern Annular Mode (SAM) (figure 3.3). Cette observation soulève des interrogations quant au rôle du SAM dans la variabilité de la glace de mer du secteur indien étudié, comparativement à l’effet du SIOD.

Nous étudions ce phénomène SAM car il représente l’EOF 1 des anomalies de hauteurs géopotentielles, tout comme le SIOD correspond à l’EOF 1 des anomalies de SST de l’océan Indien. Notre étude se base ainsi sur les deux modes dominants de variabilité dans le secteur étudié : le SAM, associé aux circulations atmosphériques, et le SIOD, principalement lié aux anomalies de SST. Ces deux modes de variabilité, en tant que structures dominantes, offrent une perspective intégrée pour analyser les interactions entre l’atmosphère et l’océan, ainsi que leurs impacts sur la glace de mer.

Afin d’examiner cette relation, la méthodologie utilisée pour le SIOD est reprise. Un calcul de corrélation entre l’indice SAM et les anomalies de concentration de glace de mer du secteur indien est effectué. Cette démarche s’inscrit dans le cadre de notre étude des deux modes dominants de variabilité climatique dans le secteur étudié : le SAM, qui correspond à l’EOF 1 des anomalies de hauteurs géopotentielles, et le SIOD, associé à l’EOF 1 des anomalies de SST de l’océan Indien.



(a) Séries temporelles de l’indice SAM au printemps et anomalies de glace de mer pour le printemps austral (OND) et l’été austral (JFM). (b) Séries temporelles de l’indice SAM en été austral et anomalies de glace de mer pour l’été austral (JFM) et l’automne austral (AMJ).

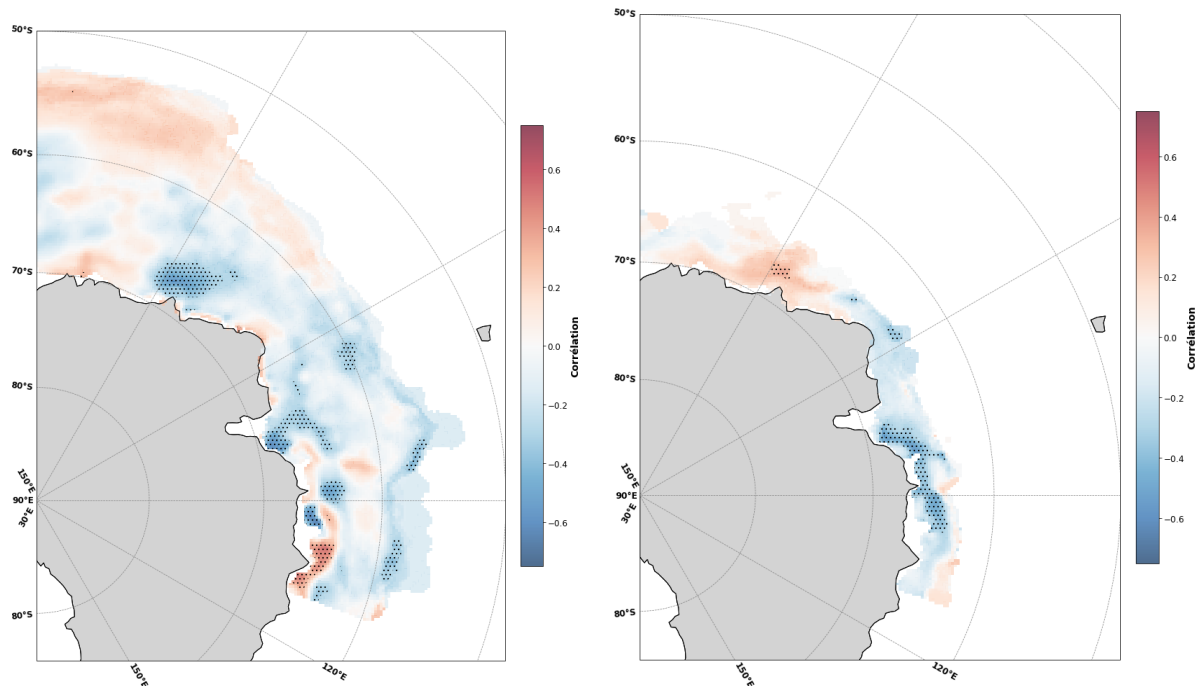
FIGURE 4.9 – Corrélation entre les séries temporelles de l’indice SAM et les anomalies de concentration de glace de mer : (a) au printemps et (b) en été austral.

- Valeurs pour les tests de corrélations pour l’indice SAM au printemps :
 - Concentration de glace de mer au printemps austral (OND) : -0,19 (p-value : 0,1789)
 - Concentration de glace de mer en été austral (JFM) : -0,28 (p-value : 0,0396)
- Valeurs pour les tests de corrélations pour l’indice SAM en été :
 - Concentration de glace de mer en été austral (JFM) : 0,37 (p-value : 0,0169)
 - Concentration de glace de mer en automne austral (AMJ) : 0,58 (p-value : 0,0024)

L’analyse des corrélations entre l’indice SAM et les anomalies de glace de mer met en évidence l’effet significatif du SAM sur les saisons estivales et automnales. En été, la

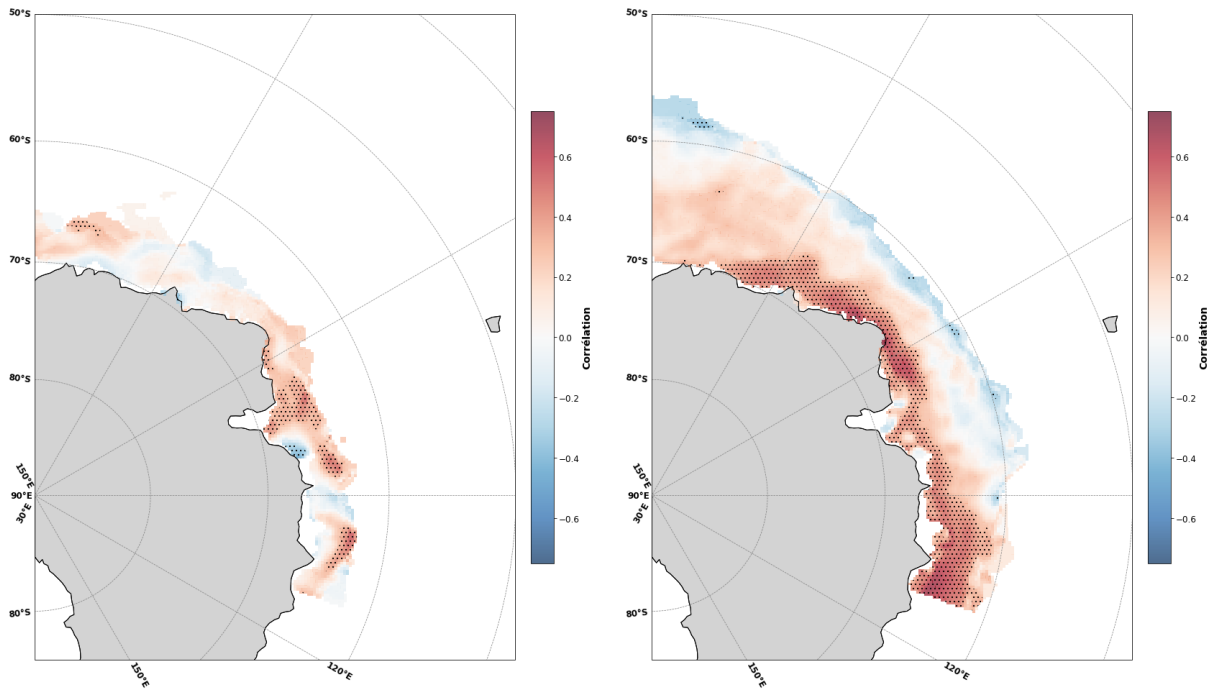
corrélation atteint 0,37, tandis qu'en automne, elle s'élève à 0,58, indiquant une relation positive notable. Ces valeurs suggèrent que le SAM joue un rôle déterminant dans la variabilité de la glace de mer durant ces périodes. Il devient alors intéressant d'examiner comment ces corrélations positives se manifestent spatialement.

Des cartes de corrélations spatiales entre l'indice SAM et les anomalies de concentration de glace de mer (SIC) ont été produites, en utilisant une méthodologie similaire à celle appliquée pour le SIOD. Ces cartes permettent d'identifier les zones géographiques où l'influence du SAM est la plus marquée.



(a) Corrélation entre SAM au printemps et les anomalies de glace de mer au printemps (OND). (b) Corrélation entre SAM au printemps et les anomalies de glace de mer en été (JFM).

FIGURE 4.10 – Corrélation entre l'indice SAM au printemps et les anomalies de concentration de glace de mer : (a) au printemps (OND) et (b) en été (JFM).



(a) Corrélation entre SAM en été et les anomalies de glace de mer en été (JFM). (b) Corrélation entre SAM en été et les anomalies de glace de mer en automne (AMJ).

FIGURE 4.11 – Corrélation entre l'indice SAM en été et les anomalies de concentration de glace de mer : (a) en été (JFM) et (b) en automne (AMJ).

Deux patterns spatiaux ressortent clairement sur les cartes de corrélation spatiale. En particulier, des corrélations significatives apparaissent dans le secteur de la baie de Prydz et de l'Amery Ice Shelf, ainsi qu'une zone notable sur la quasi-intégralité de la zone côtière du secteur indien en automne. Ce résultat est cohérent avec les patterns d'anomalies de géopotentiels visibles sur la figure 3.3 pour la saison d'automne, qui montrent un centre de pression situé en face du secteur indien. En fonction de son signe, ce centre de pression peut induire soit un renforcement des vents d'ouest, soit un affaiblissement de ces vents côtiers.

Une anomalie positive (anticyclone) reflète une intensification des vents d'ouest, induisant une dérive d'Ekman qui génère une divergence des masses d'eau près des côtes antarctiques. Cette dérive explique une augmentation de l'extension géographique de la glace de mer dans ces régions, bien que l'épaisseur de la glace près des côtes puisse diminuer en raison des contraintes mécaniques liées au transport.

Chapitre 5

Discussion

L'objectif principal de cette étude est d'explorer l'impact du Dipôle Subtropical de l'Océan Indien (SIOD) sur la variabilité interannuelle de la glace de mer dans le secteur indien de l'Antarctique. En s'appuyant sur des calculs de corrélations et des analyses des mécanismes physiques, cette recherche a permis de mettre en lumière les interactions entre les processus subtropicaux et polaires.

Les résultats obtenus montrent comment le secteur indien réagit au phénomène SIOD. Ils mettent en évidence les saisons d'influence du SIOD, l'impact des décalages temporels, ainsi que les schémas de hauteurs géopotentielles induits. De plus, ces résultats révèlent les différences de réponse entre les sous-régions du secteur étudié. Dans un second temps, l'analyse comparative de l'effet du SAM dans notre région étudiée est exposée. Ce choix repose sur le fait que le SIOD correspond à l'EOF 1 des anomalies de SST dans l'océan Indien, tandis que le SAM représente l'EOF 1 des anomalies de hauteurs géopotentielles dans l'hémisphère sud. Cette étude s'appuie donc sur les deux modes dominants de variabilité climatique de la région étudiée.

Ainsi, cette section vise à interpréter les résultats dans un cadre plus large, en les comparant avec les connaissances existantes et en explorant leurs implications climatiques. L'objectif est d'approfondir la compréhension des processus observés, tout en identifiant les limitations et les pistes pour des recherches futures.

5.1 Analyse critique des résultats

Les résultats mettent en évidence une variabilité marquée de la glace de mer antarctique dans le secteur indien, reflétant des fluctuations saisonnières significatives. Le SIOD, qui se manifeste principalement au printemps et en été australs, joue un rôle clé dans la modulation des conditions atmosphériques à ce moment-là, influençant ainsi la concentration de glace de mer dans le secteur indien. Dans un premier temps, l'analyse en composantes principales (EOF) constitue la base de cette étude, en révélant les principaux motifs spatiaux des secteurs analysés.

L'analyse de l'EOF 1 appliquée aux anomalies de concentrations de glace de mer (fig. 4.1) met en évidence la variabilité saisonnière de ces concentrations. Elle permet d'identifier les régions du secteur indien les plus sensibles aux tendances de croissance ou de décroissance. Une zone spécifique, située entre les longitudes 0° et 60° , se distingue par une sensibilité marquée aux anomalies de concentration au fil des saisons. Tandis que la variabilité des anomalies de glace de mer est moins marquée à l'est du secteur indien.

Si l'on compare cette région avec les secteurs identifiés sur les cartes de corrélation spatiale entre le SIOD et les anomalies de concentration de glace de mer (fig. 4.5 et 4.6), on observe peu de correspondance avec les zones d'influence significative du SIOD. En effet, ces cartes montrent que les régions principalement impactées par le SIOD se situent plutôt à l'est du secteur étudié, entre 60°E et 110°E, notamment autour de l'Amery Ice Shelf, de la mer de Davis et du Shackleton Ice Shelf.

Cela s'explique par le fait que le premier EOF capte la variabilité dominante des anomalies de concentration de glace de mer, mais celle-ci n'est pas nécessairement liée au SIOD. Ce premier mode peut refléter des processus atmosphériques ou océaniques locaux qui dominent certaines régions, indépendamment du SIOD. Par ailleurs, le signal spécifique du SIOD pourrait se manifester dans un EOF inférieur (comme l'EOF 2 ou EOF 3), qui explique une part moins importante de la variance totale mais pourrait mieux correspondre aux zones corrélées observées sur la carte de corrélation.

Concernant l'analyse de l'EOF 1 des anomalies de température de surface de l'eau de mer de l'océan Indien, celle-ci met en lumière des informations cruciales sur la temporalité du phénomène SIOD. Les résultats confirment les conclusions de la littérature scientifique en identifiant deux saisons marquées par un pattern spatial typique des anomalies opposées dans la zone subtropicale de l'océan Indien (20°S–40°S), caractéristiques du SIOD. Ce filtrage saisonnier précise notre étude en excluant les EOF 1 des saisons d'automne et d'hiver pour mieux cibler les périodes où le SIOD se développe et atteint son pic.

Il est dès lors intéressant de comprendre comment ces deux variables interagissent entre elles à travers des tests de corrélation. Pour ce faire, l'indice SIOD tiré des PC1 calculées de 1979 à 2023 pour les saisons de printemps et d'été est corrélé statistiquement dans un premier temps et spatialement dans un second temps avec les anomalies de concentrations de glace de mer. Les corrélations statistiques permettent de comprendre la temporalité de l'indice SIOD, son intensité au fil du temps, ses tendances, et les événements extrêmes du SIOD, comme le printemps austral 2016. Cet événement est caractérisé par une phase négative exceptionnelle du SIOD, visible sur la figure 4.3, qui a contribué à une fonte spectaculaire de la glace de mer. Cet événement est approfondi dans la section suivante. Ces corrélations statistiques (figures 4.3 et 4.4) éclairent également l'analyse de la relation linéaire entre un phénomène SIOD et l'ensemble du secteur étudié.

Pour comprendre l'influence d'une relation linéaire avec un secteur, il convient d'examiner à nouveau le phénomène IOD. L'IOD (Indian Ocean Dipole) influence de manière relativement uniforme certains secteurs. Comme le montre la figure 5.1, qui présente une régression linéaire entre l'IOD et les anomalies de concentration de glace de mer, une réponse cohérente est observée dans plusieurs régions. En particulier, les secteurs de la mer de Weddell et de la mer d'Amundsen-Ross présentent une réaction uniforme au phénomène IOD durant le printemps austral.

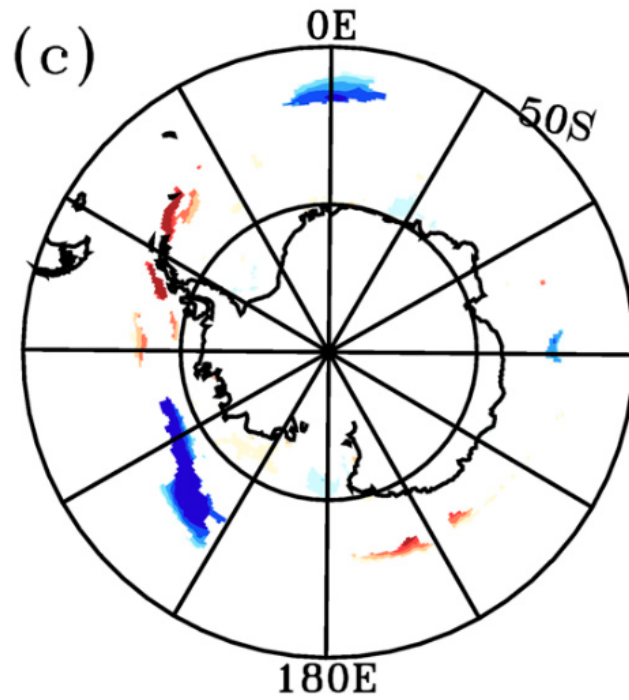


FIGURE 5.1 – Régressions de l'IOD sur les anomalies de glace de mer au printemps austral (Nuncio et Yuan, 2015).

Concernant le SIOD, le secteur indien ne répond pas de manière uniforme à un phénomène SIOD. Il présente plutôt des fluctuations sur l'ensemble du secteur, comme visible sur les figures de la section 4.4. Néanmoins, certaines sous-régions se démarquent et réagissent de manière cohérente, notamment le secteur situé entre les méridiens 60°E et 100°E, qui apparaît significativement et positivement corrélé à un SIOD positif à travers les différentes saisons.

5.2 Rôle des mécanismes physiques et l'événement extrême de 2016

Comme indiqué dans la littérature, le SIOD influence significativement les schémas de vent autour de plusieurs secteurs de l'Antarctique, notamment le secteur indien étudié. Cela est clairement illustré dans les figures 4.7 et 4.8, qui montrent les corrélations spatiales entre le SIOD et les anomalies de hauteurs géopotentielle. Ces figures confirment nos observations sur la glace de mer : le schéma dipolaire des corrélations met en évidence un modèle d'onde de Rossby. Ce dernier altère les hauteurs géopotentielle et, par conséquent, modifie les schémas de vent au niveau de l'Antarctique.

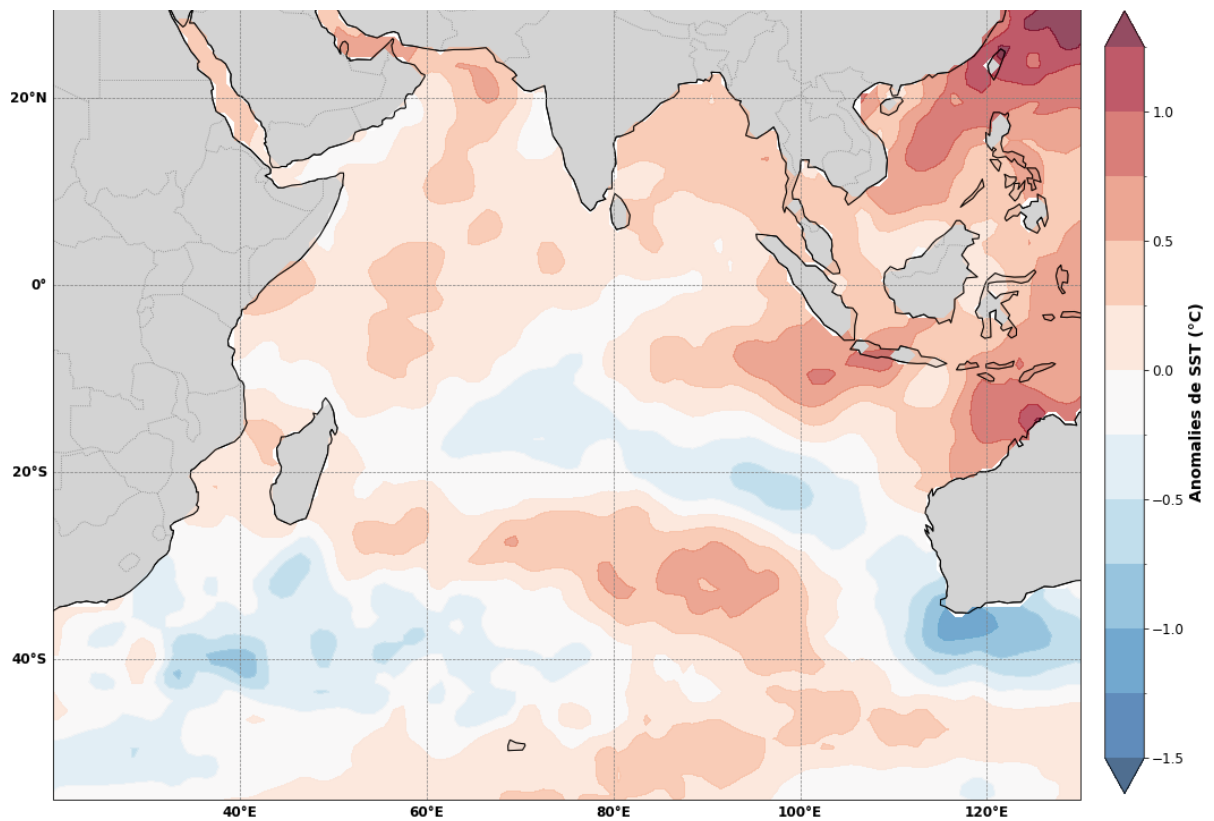


FIGURE 5.2 – Carte des anomalies des températures de surface (SST) au printemps 2016.

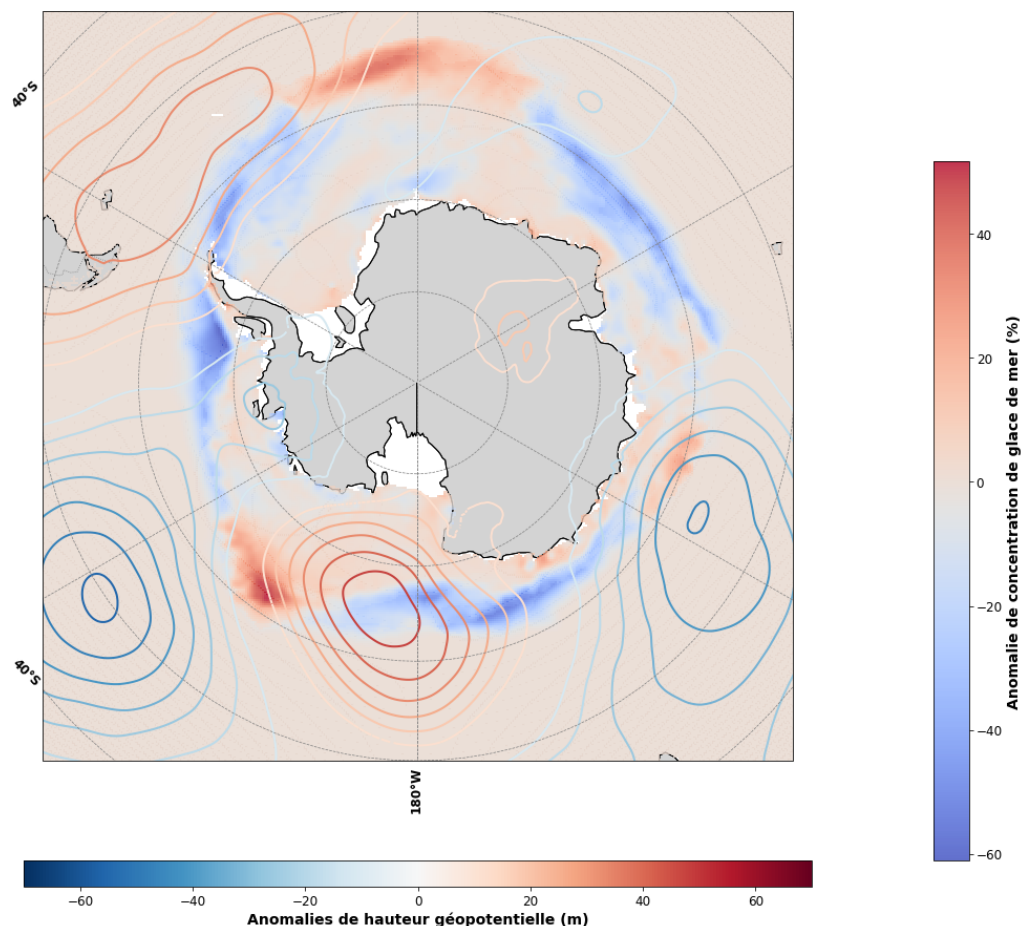


FIGURE 5.3 – Carte des anomalies de concentration de glace de mer (%) et de hauteur géopotentielle au printemps 2016.

En 2016, l'Antarctique a connu une diminution spectaculaire de la concentration de glace de mer (SIC) au printemps austral. Cette anomalie s'est manifestée dans plusieurs régions, notamment la mer de Weddell, l'océan Indien sud et une partie de la mer de Ross, comme l'illustre la figure 5.3. De nombreux facteurs climatiques ont été impliqués dans cet événement, tels que l'ENSO (El Niño-Oscillation Australe), le mode annulaire austral (SAM), ainsi que d'autres oscillations atmosphériques (Zhu et Song, 2023). Cependant, Dou et Zhang (2023) soulignent que la phase négative exceptionnelle du SIOD a également joué un rôle important, en influençant les schémas de hauteurs géopotentielles, comme observé précédemment et illustré dans les figures 5.2 et 5.3. Le SIOD négatif du printemps 2016 a créé des anomalies distinctes de hauteurs géopotentielles autour de l'Antarctique, affectant les régimes de vents et de glace sur la quasi-totalité du secteur antarctique.

Ces schémas de vent jouent un rôle crucial dans la variabilité de la glace de mer antarctique, car ils influencent directement les apports d'air chaud ou froid selon les configurations des anticyclones ou des dépressions, comme montré dans les figures 5.2 et 5.3. Pendant une phase négative du SIOD, des anomalies positives de hauteurs géopotentielles (anticycloniques) se développent généralement au-dessus de la mer de Weddell et de Ross. Ces anticyclones modifient les vents de surface en favorisant un flux venant du nord, ce qui transporte de l'air chaud et humide depuis les latitudes moyennes vers les hautes latitudes. En conséquence, ces vents inhibent l'arrivée d'air froid provenant du sud, réduisant ainsi les conditions propices à la formation de glace, comme observé dans la figure 5.3.

Les anomalies de concentration de glace de mer visible sur la figure 5.3 correspondent de manière notable aux positions des dépressions et des anticyclones. L'anticyclone situé au niveau de la mer de Ross, flanqué de dépressions des deux côtés, amène de l'air chaud provenant des tropiques sur son flanc droit, engendrant des anomalies négatives de SIC. Par ailleurs, sur son flanc gauche, il transporte de l'air plus froid en provenance du pôle, ce qui entraîne des anomalies positives de SIC. Ces interactions expliquent les variations observées dans la concentration de glace de mer en fonction des régions influencées par ces structures atmosphériques.

Concernant le secteur indien étudié, les anomalies de hauteurs géopotentielles sont moins marquées. On peut néanmoins observer un léger système dépressionnaire entre 0°E et 60°E, associé à une circulation cyclonique entraînant des courants plus chauds provenant de l'océan Indien et engendrant des anomalies négatives de concentration de glace de mer, une zone de décroissance.

5.3 Interaction avec le Southern Annular Mode (SAM)

La variabilité de la glace de mer dans le secteur étudié résulte de l'interaction entre plusieurs téléconnexions climatiques majeures, notamment le Dipôle Subtropical de l'Océan Indien (SIOD) et le Southern Annular Mode (SAM). Le SAM est le mode dominant de variabilité atmosphérique dans l'hémisphère sud, comme confirmé par le biais de l'EOF 1 réalisé dans la section 3.3.2, et module les anomalies de pression et les schémas de circulation atmosphérique, influençant directement la dynamique de la glace de mer. Les interactions entre ces deux modes ajoutent une complexité significative à la compréhension des mécanismes sous-jacents.

Les études de Lefebvre et al. (2004) montrent que le SAM exerce une double influence, à la fois mécanique et thermique, sur la glace de mer. Lors de phases positives du SAM, le renforcement des vents d'ouest entraîne un déplacement d'Ekman vers le nord, favorisant une remontée d'eau profonde près du continent Antarctique et un affaissement des eaux autour de 45°S. Cela affecte directement la distribution et l'épaisseur de la glace de mer. Une réduction de l'épaisseur de la glace est observée à proximité du continent en raison d'un transport accéléré vers le nord. Cet effet est particulièrement marqué dans le secteur de la mer de Weddell. En automne et hiver, les anomalies de température associées à un SAM positif induisent une diminution de la couverture de glace, notamment dans les secteurs de Weddell et autour de la péninsule antarctique, mais augmentent la glace dans les mers de Ross et Amundsen, créant une réponse dipolaire (Lefebvre et Goosse, 2005).

Les cartes de corrélations spatiales visibles dans la section 4.6 éclairent sur les régions du secteur indien influencées par le SAM aux mêmes saisons que l'analyse SIOD. On peut noter dans un premier temps que les zones influencées par le SAM ne correspondent pas aux zones influencées par le SIOD. Le SAM agit principalement aux latitudes plus élevées, proches des côtes, par des mécanismes liés aux vents zonaux et aux flux thermiques (Behera et Yamagata, 2001 ; Lefebvre et al., 2004). L'analyse statistique des corrélations spatiales révèle que ces deux modes agissent régionalement de manière indépendante.

De plus, les résultats de l'analyse de corrélation croisée entre les séries temporelles de l'indice SAM et SIOD, visibles sur la figure 5.4, montrent des corrélations faibles pour les deux saisons étudiées, à savoir le printemps (OND) et l'été (JFM), sur la période 1979-2023.

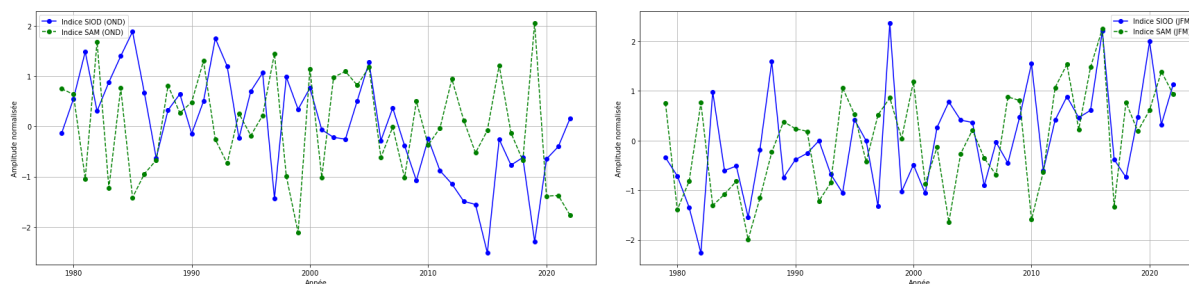


FIGURE 5.4 – Séries temporelles de l'indice SIOD et de l'indice SAM pour la saison de printemps et la saison d'été.

Au printemps (OND), la corrélation calculée entre les indices SAM et SIOD est de -0,20 (p-value = 0,1930). Bien que cette valeur suggère une légère relation linéaire entre ces deux indices, elle n'est pas statistiquement significative.

En été (JFM), la corrélation est légèrement plus élevée, atteignant 0,25 (p-value = 0,0978). Cependant, elle reste faible et n'atteint pas un seuil de significativité statistique.

Ces résultats montrent qu'au cours de la période étudiée, il n'existe pas de corrélation linéaire forte ni statistiquement significative entre les indices SAM et SIOD pour les saisons d'été et de printemps. Bien que certains événements extrêmes puissent parfois renforcer les interactions entre le SIOD et le SAM, les résultats suggèrent que leurs contributions respectives à la variabilité de la glace de mer sont globalement indépendantes.

5.4 Implications des résultats

L'étude de l'implication du SIOD dans la variabilité saisonnière de la glace de mer antarctique, en particulier dans le secteur indien, s'inscrit dans une démarche scientifique visant à identifier les facteurs influençant les fluctuations de la glace de mer antarctique, un élément clé du système climatique global.

Ce travail s'insère également dans un contexte plus large visant à comprendre les multiples mécanismes qui ont conduit la glace de mer de l'Antarctique à entrer dans un nouvel état de faible étendue. Au cours des sept dernières années, la glace de mer antarctique a enregistré trois records historiques de minimum d'étendue estivale, suscitant une attention croissante au sein de la communauté scientifique (Purich et Doddridge, 2023). La section 5.2 se penche sur l'implication d'un événement SIOD négatif extrême dans la forte diminution de glace de mer en 2016, confirmant l'influence conséquente du SIOD qui a amplifié les pertes de glace en intensifiant les schémas de fonte localisée et en perturbant les circulations atmosphériques habituelles. Concernant le secteur indien, les corrélations entre le SIOD et la concentration de glace de mer révèlent des schémas spatiaux plus complexes. Néanmoins, certaines zones, notamment l'est de ce secteur (60°E-110°E), montrent une réponse significative aux phases du SIOD.

En effet, la section 4.4 permet de comprendre les zones significativement corrélées ainsi que la direction de la corrélation à un phénomène SIOD positif. Si la corrélation est positive, cela traduit une augmentation de la concentration de la glace de mer dans ce secteur et inversement. En particulier, le secteur de la baie de Prydz et de la mer de Davis observe une croissance de la concentration de la glace de mer lors des deux saisons étudiées. En été, un schéma dipolaire semble émerger et se renforcer en automne, avec une

décroissance dans l'ouest du secteur et une croissance à l'est.

Ces résultats mettent en lumière l'importance du SIOD dans la variabilité interannuelle de la glace de mer. Ils soulignent également la complexité croissante des dynamiques climatiques dans un contexte de réchauffement global.

5.5 Limites de l'étude et travaux futurs

Cette étude se concentre tout d'abord sur l'analyse des corrélations entre le Subtropical Indian Ocean Dipole et les variations saisonnières de la glace de mer dans le secteur indien de l'Antarctique. Les résultats obtenus mettent en évidence non seulement la direction de ces corrélations – identifiant ainsi les zones de croissance et de décroissance de la glace en réponse à un phénomène SIOD –, mais également le mécanisme physique sous-jacent responsable de ces anomalies, notamment la modification des schémas atmosphériques.

Cependant, les liens entre le SIOD et d'autres phénomènes climatiques, tels que l'ENSO (El Niño Southern Oscillation), restent partiellement compris. Par exemple, leur co-occurrence fréquente complique l'attribution des anomalies de glace de mer dans le secteur étudié, ou des anomalies de température de surface de la mer, à l'un ou l'autre de ces phénomènes. Il serait donc pertinent d'examiner l'effet combiné de ces interactions avec d'autres phénomènes connus pour influencer les conditions climatiques de l'Antarctique.

Dans cette étude, l'analyse en composantes empiriques orthogonales (EOF) est utilisée pour identifier les principaux schémas de variabilité dans les données climatiques. Cette méthode repose sur l'hypothèse que les schémas identifiés sont linéairement indépendants, autrement dit, qu'ils n'interfèrent pas entre eux. Néanmoins, dans les systèmes climatiques, les variables interagissent souvent de manière complexe et non linéaire. Cela signifie que l'EOF peut passer à côté de certains liens ou interactions importants. Par exemple, des phénomènes tels que le SIOD et l'ENSO peuvent agir conjointement, mais leurs effets combinés risquent d'être sous-représentés dans une analyse basée uniquement sur l'EOF. Ainsi, bien que cette méthode soit utile, elle présente des limites pour appréhender toute la complexité des relations climatiques.

De plus, l'accélération du réchauffement de l'océan Indien, anticipée par les modèles climatiques, constitue un facteur déterminant pour les téléconnexions influençant les motifs de glace de mer en Antarctique, en particulier les phénomènes oscillatoires de l'océan Indien, tels que l'IOD (Indian Ocean Dipole) et le SIOD (Southern Indian Ocean Dipole). Cette variabilité intrinsèque de l'océan Indien est de plus en plus explorée, et des études récentes ont démontré son influence significative sur concentration de la glace de mer antarctique de l'est à travers un schéma dipolaire .

Dans un contexte de réchauffement global, il est essentiel d'approfondir la compréhension des impacts à long terme de ces téléconnexions, notamment en explorant comment les variations saisonnières et interannuelles de ces schémas dipolaires évolueront sous divers scénarios climatiques (Ma et al., 2025 ; Huang et al., 2021).

Enfin, de nombreuses études soulignent l'influence du changement climatique sur les phénomènes climatiques, notamment sur l'amplitude des anomalies associées à ces oscillations, ainsi que sur la fréquence et l'intensité des événements (Schott et al., 2009). Par conséquent, la prévisibilité et l'influence du SIOD pourraient devenir de plus en plus

complexes. L'étude de l'impact du changement climatique sur le dipôle de l'océan Indien subtropical constitue donc une piste pertinente pour mieux comprendre l'évolution et les tendances futures de ce phénomène.

Chapitre 6

Conclusion

L'étude de la glace de mer et de ses facteurs de variabilités sont essentiels en raison de leur rôle central dans le système climatique global. La glace de mer influence fortement les échanges énergétiques entre l'atmosphère et l'océan, elle participe à la circulation thermohaline mondiale et contribue ainsi à la régulation du climat. Dans un contexte où les régimes de glace de mer en Antarctique subissent des changements significatifs, comme l'illustrent les baisses record d'étendue observées ces dernières années, ces recherches deviennent d'autant plus cruciales. Comprendre les mécanismes complexes qui contrôlent ces variations permettra de mieux anticiper les trajectoires futures des changements climatiques et leurs impacts potentiels.

Concernant la méthodologie employée dans cette étude, elle repose sur une approche largement utilisée dans les travaux scientifiques pour identifier et analyser les interactions entre le SIOD, le SAM, et la variabilité de la glace de mer antarctique. Tout d'abord, l'analyse EOF (Empirical Orthogonal Function) a été utilisée pour caractériser et définir les phénomènes climatiques SIOD et SAM, en extrayant les principaux modes de variabilité spatiale et temporelle des anomalies de température de surface de la mer (SST) et des hauteurs géopotentielle. Pour affiner l'analyse, un filtrage saisonnier a été appliqué afin d'isoler les périodes où le signal du SIOD est le plus marqué.

À partir de ces analyses, des graphiques de corrélation spatiale ont été élaborés pour examiner les relations entre les indices climatiques (SIOD et SAM) et la concentration de glace de mer (SIC) dans le secteur indien de l'Antarctique.

Cette recherche a permis de mettre en évidence l'influence du Dipôle Subtropical de l'Océan Indien (SIOD) sur la variabilité de la glace de mer dans ce secteur. Contrairement à d'autres phénomènes climatiques tels que le SAM ou l'ENSO, le SIOD n'exerce pas une influence uniforme et unilatérale. Cependant, des corrélations significatives et récurrentes ont été observées : l'est du secteur indien (60°E - 110°E), notamment entre la baie de Prydz et la mer de Davis (60°E - 90°E), semble particulièrement sensible aux fluctuations du SIOD. Cette région affiche une augmentation de la concentration de glace de mer en réaction à un SIOD positif. Par ailleurs, durant l'été et l'automne, la partie ouest du secteur indien (0°E - 60°E) présente des corrélations négatives avec le SIOD, impliquant une diminution de la glace de mer lors d'un SIOD positif, et inversement.

Un des mécanismes clés identifiés repose sur la propagation des ondes de Rossby depuis les latitudes subtropicales jusqu'aux abords de l'Antarctique. Ces ondes modifient les hauteurs géopotentielle dans la région polaire, altérant ainsi les schémas des vents dominants. Ces perturbations influencent directement les trajectoires des masses d'air,

intensifiant ou réduisant le transport d'air chaud des latitudes moyennes vers les régions polaires, ou d'air froid des pôles vers les latitudes moyennes. Comme illustré dans la section 4.5, une région positivement corrélée à un SIOD positif correspond à une zone anticyclonique, tandis qu'une corrélation négative indique une zone dépressionnaire. Ces configurations influencent les conditions propices ou défavorables à la formation de glace de mer. Il convient également de noter que l'influence sur le secteur indien de l'Antarctique ne se limite pas au SIOD. Le Mode Annulaire Austral (SAM), phénomène dominant dans l'hémisphère sud, joue également un rôle significatif en impactant d'autres régions de ce secteur. Bien que le SAM semble découplé du SIOD, ces deux phénomènes peuvent néanmoins interagir. Par ailleurs, le Dipôle de l'Océan Indien (IOD), via des mécanismes similaires à ceux du SIOD, contribue également à la variabilité de la glace de mer antarctique.

En définitive, cette étude contribue à une meilleure compréhension des interactions entre les oscillations subtropicales et polaires, ainsi que des impacts du SIOD sur la glace de mer antarctique. Toutefois, elle met également en lumière des pistes de recherches futures, notamment sur les réponses spécifiques des sous-régions, l'étude des événements extrêmes liés au SIOD, et l'influence croissante du changement climatique sur la variabilité du bassin antarctique.

Dans un contexte de réchauffement global et de changements climatiques, les études sur les facteurs de variabilité de la glace de mer restent fondamentales pour anticiper leurs impacts à l'échelle planétaire.

Bibliographie

- [1] ACE CRC. Antarctic Sea Ice and Climate Change. *Position Analysis*, 2014. Antarctic Climate and Ecosystems Cooperative Research Centre, Hobart, Tasmania, Australia. <https://www.acecrc.org.au>.
- [2] ASOC. The Antarctic and Climate Change. *Information Paper submitted to the XXIX ATCM*, 2009, pp. 3–8. <https://www.ats.aq>
- [3] Behera, S. K., & Yamagata, T. Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, 2001, **28**(2), 327–330. <https://doi.org/10.1029/2000GL011451>.
- [4] Bronselaer, B., Winton, M., Griffies, S. M., et al. Change in future climate due to Antarctic meltwater. *Nature*, 2018, **564**, 53–58. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0712-z>.
- [5] Cai, W., Van Rensch, P., Cowan, T., & Hendon, H. H. Teleconnection pathways of ENSO and the IOD and the mechanisms for impacts on Australian rainfall. *Journal of Climate*, 2011, **24**, 3910–3935. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4129.1>.
- [6] Dong, R., Guan, Y., Zhou, W., Wu, X., & Guo, C. The Southern Indian Ocean Dipole and its effects on precipitation in China. *Preprints*, 2022, DOI : <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-1992940/v1>.
- [7] Dou, J., & Zhang, R. Impact of Sea Surface Temperature in the Extratropical Southern Indian Ocean on Antarctic Sea Ice in Austral Spring. *Journal of Climate*, 2023. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0655.1>.
- [8] Eayrs, C., Holland, D. M., Francis, D., et al. Understanding the seasonal cycle of Antarctic sea ice extent in the context of longer-term variability. *Reviews of Geophysics*, 2019, **57**(3), 1037–1064. <https://doi.org/10.1029/2018RG000631>.
- [9] Fitzharris, B. B., Allison, I., Braithwaite, R. J., et al. The Cryosphere : Changes and Their Impacts. *IPCC Second Assessment Report*, 1996, pp. 243–260.
- [10] Fretwell, P. T., & Trathan, P. N. Emperors on thin ice : three years of breeding failure at Halley Bay. *Antarctic Science*, 2019, **31**, 133–138. <https://doi.org/10.1017/S0954102019000099>
- [11] Feng, J., Zhang, Y., Cheng, Q., et al. Analysis of summer Antarctic sea ice anomalies associated with the spring Indian Ocean dipole. *Global and Planetary Change*, 2019, **181**, 102982. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.102982>.
- [12] Golledge, N. R., Keller, E. D., Gomez, N., et al. Global environmental consequences of twenty-first-century ice-sheet melt. *Nature*, 2019, **566**, 65–72. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-0889-9>.
- [13] Hannachi, A., Jolliffe, I. T., & Stephenson, D. B. (2007). Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science : A review. *Int. J. Climatol.*, **27**(9), 1119–1152. <https://doi.org/10.1002/joc.1499>

- [14] Himmich, K. Antarctic Sea Ice : A Seasonal Perspective. *Ph.D. Thesis*, Sorbonne Université, Paris, 2024. <https://theses.hal.science/tel-04649995v1>.
- [15] Hobbs, W. R., Massom, R., Stammerjohn, S., et al. A review of recent changes in Southern Ocean sea ice, their drivers and forcings. *Global and Planetary Change*, 2016, **143**, 228–250. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.06.008>.
- [16] Huang, B., Su, T., Qu, S., et al. Strengthened relationship between tropical Indian Ocean dipole and subtropical Indian Ocean dipole after the late 2000s. *Geophysical Research Letters*, 2021, **48**, e2021GL094835. <https://doi.org/10.1029/2021GL094835>.
- [17] Huybrechts, P. (2009). Cryosphere. In *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, pages 221–226. Journal Abbreviation : Encyclopedia of Earth Sciences Series.
- [18] Ibebuchi, C. C. Circulation patterns linked to the positive subtropical Indian Ocean dipole. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2023, **40**(1), 110–128. <https://doi.org/10.1007/s00376-022-2017-2>.
- [19] Kohyama, T., & Hartmann, D. L. Antarctic sea ice response to weather and climate modes of variability. *Journal of Climate*, 2015, DOI : <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0301.1>
- [20] Lecomte, O., Goosse, H., Fichefet, T., et al. Vertical ocean heat redistribution sustaining sea-ice concentration trends in the Ross Sea. *Nature Communications*, 2017, **8**, 258. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00347-4>.
- [21] Lefebvre, W., & Goosse, H. Influence of the Southern Annular Mode on the sea ice-ocean system : The role of the thermal and mechanical forcing. *Ocean Science*, 2005, **1**, 145–157. <https://doi.org/10.5194/os-1-145-2005>.
- [22] Li, X., Cai, W., Meehl, G. A., et al. Tropical teleconnection impacts on Antarctic climate changes. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2021, **2**(5), 302–320. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00204-5>.
- [23] Lucas, M., Gihwala, K., & Viskich, M. Antarctica and the Southern Ocean – Earth’s ‘freezer’. *Quest Magazine*, 2015, October issue, pp. 16–19. <https://www.questmagazine.co.za>
- [24] Ma, W., Li, X., Zhang, L., Hou, Y., & Man, K. Sea ice dipole around East Antarctica induced by remote forcing from the Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 2025, **130**, e2024JD042435. <https://doi.org/10.1029/2024JD042435>
- [25] McIntosh, P. C., & Hendon, H. H. Understanding Rossby wave trains forced by the Indian Ocean Dipole. *Climate Dynamics*, 2018, **50**(7), 2783–2798. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3771-1>.
- [26] Michel, C. Rôle du déferlement des ondes de Rossby dans la variabilité climatique aux latitudes tempérées. *Ph.D. Thesis*, Institut National Polytechnique de Toulouse, 2012. <https://theses.hal.science/tel-04282309v1>.
- [27] Meehl, G. A., Arblaster, J. M., et al. Antarctic sea-ice expansion between 2000 and 2014 driven by tropical Pacific decadal climate variability. *Nature Geoscience*, 2016, **9**(7), 590–595. <https://doi.org/10.1038/ngeo2751>.
- [28] Morioka, Y., Tozuka, T., & Yamagata, T. How is the Indian Ocean Subtropical Dipole excited? *Climate Dynamics*, 2013, **41**, 1955–1968. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1584-9>.
- [29] NOAA (2025). Global Data Viewer – Surface Data. NOAA National Visualization Laboratory. Disponible sur <https://www.nnvl.noaa.gov/view/globaldata.html>, consulté le 10 décembre 2024.

- [30] OSI-SAF. 2023. Global Sea Ice Concentration. <https://osi-saf.eumetsat.int/products/osi-401-d>
- [31] Parkinson, C. L. A 40-y record reveals gradual Antarctic sea ice increases followed by decreases at rates far exceeding the rates seen in the Arctic. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2019, **116**(29), 14414–14423. <https://doi.org/10.1073/pnas.1906556116>.
- [32] Purich, A., & Doddridge, E. W. Record low Antarctic sea ice coverage indicates a new sea ice state. *Communications Earth & Environment*, 2023, **4**(1), 314. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00961-9>.
- [33] Reason, C. Subtropical Indian Ocean SST dipole events and Southern Africa rainfall. *Geophysical Research Letters*, 2001, **28**(11), 2225–2228. <https://doi.org/10.1029/2000GL012735>.
- [34] Roundy, P. E. On the interpretation of EOF analysis of ENSO, atmospheric Kelvin waves, and the MJO. *Journal of Climate*, 2015, **28**, 1148–1161. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00398.1>.
- [35] Sadai, S., Condrón, A., DeConto, R., & Pollard, D. Future climate response to Antarctic Ice Sheet melt caused by anthropogenic warming. *Science Advances*, 2020, **6**,. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz1169>.
- [36] Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., & Yamagata, T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, **401**, 360–363. <https://doi.org/10.1038/43854>.
- [37] Schott, F. A., Xie, S.-P., & McCreary, J. P. Indian Ocean circulation and climate variability. *Reviews of Geophysics*, 2009, **47**, RG1002. <https://doi.org/10.1029/2007RG000245>.
- [38] Stuecker, M. F., Bitz, C. M., & Armour, K. C. Conditions leading to the unprecedented low Antarctic sea ice extent during the 2016 austral spring season. *Geophysical Research Letters*, 2017, **44**(17), 9008–9019. <https://doi.org/10.1002/2017GL074691>.
- [39] Tao, L., Yang, X.-Q., Fang, J., & Sun, X. PDO-related wintertime atmospheric anomalies over the midlatitude North Pacific : Local versus remote SST forcing. *Journal of Climate*, 2020, **33**, 6989–7010. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0143.1>.
- [40] Tippett, M. K., & L’Heureux, M. L. Low-dimensional representations of Niño 3.4 evolution and the spring persistence barrier. *npj Climate and Atmospheric Science*, 2020, **3**, 24. <https://doi.org/10.1038/s41612-020-0128-y>.
- [41] Wang, L., Liu, Y., Chen, S., & Sheng, H. Characteristics of Southern Indian Ocean Dipole variation and its relationship with ENSO events. *Transactions of Atmospheric Sciences*, 2018, **41**, 344–354. <https://doi.org/10.13878/j.cnki.dqkxxb.20170221003>.
- [42] Watanabe, M., Suzuki, T., O’ishi, R., Komuro, Y., Watanabe, S., Emori, S., et al. Improved Climate Simulation by MIROC5 : Mean States, Variability, and Climate Sensitivity. *Journal of Climate*, 2010, **23**(23), 6312–6335. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3679.1>.
- [43] Webster, P. J., Moore, A. M., Loschnigg, J. P., & Leben, R. R. Coupled ocean–atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. *Nature*, 1999, **401**, 356–360. <https://doi.org/10.1038/43848>.
- [44] Wu, Q. Observed impact of subtropical-midlatitude South Atlantic SST anomalies on the atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters*, 2008, **35**, L22803. <https://doi.org/10.1029/2008GL035488>.

- [45] Xiao, C., Duan, A., Yao, Y., Tang, Y., & Wang, Q. Role of the Subtropical Southern Indian Ocean in the Interannual Variability of Antarctic Summer Sea Ice. *Atmospheric Research*, 2024, DOI : <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2024.107723>.
- [46] Xulu, N. G., Chikoore, H., Bopape, M. J. M., & Nethengwe, N. S. Climatology of the Mascarene High and its influence on weather and climate over Southern Africa. *Climate*, 2020, **8**, 86. <https://doi.org/10.3390/cli8070086>.
- [47] Yu, L., Zhong, S., Vihma, T., et al. A change in the relation between the Subtropical Indian Ocean Dipole and the South Atlantic Ocean Dipole indices in the past four decades. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2023, **23**, 345–353. <https://doi.org/10.5194/acp-23-345-2023>.
- [48] Zhang, L., Leung, M. Y.-T., Yao, F., Zhang, G., & Wang, D. Response of the Indian Ocean Meridional Overturning Circulation to the Subtropical Indian Ocean Dipole. *Journal of Climate*, 2024, **37**(23), 6349–6365. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-23-0643.1>.
- [49] Zhu, Z., & Song, M. Impacts of Observed Extreme Antarctic Sea Ice Conditions on the Southern Hemisphere Atmosphere. *Atmosphere*, 2023, **14**, 36. <https://doi.org/10.3390/atmos14010036>.
- [50] Zi, Y., Xiao, Z., Lu, G., & Xu, J. A sub-seasonal oscillation of sea surface temperature in the Southern Indian Ocean during DJF and its excitation mechanism. *Climate Dynamics*, 2023, **60**, 3927–3945. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06538-0>.
- [51] Zunz, V., & Goosse, H. What are the mechanisms that currently control the evolution of the Antarctic sea ice? *PREDANTAR Project Report*, 2015.

Table des figures

1.1	Concentration de la glace de mer en septembre 2018 et en février 2019 (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2020)	8
2.1	Carte des écarts de température de surface de la mer en octobre 2019 dans l’océan Indien comparé à la moyenne de 1981-2010 (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2020)	10
2.2	Carte des écarts de température de surface de la mer en janvier 2017 par rapport à la moyenne dans l’Océan Indien comparé à moyenne de 1981-2010 (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2020)	11
2.3	Illustration schématique des trains d’ondes typiques associés à un IOD positif. Les zones ombrées rouge indiquent des régions où la convection tropicale est réduite. Les contours bleus (rouges) indiquent des hauteurs anormalement basses (élevées) aux niveaux supérieurs (Cai et al., 2011). .	14
2.4	Anomalie mensuelle d’étendue de glace de mer (km^2), (Purich et Doddridge, 2023)	16
2.5	(a) Distribution des coefficients de corrélation entre la glace de mer antarctique d’été et NINO 3.4 et (b) IOD (c). Distribution des coefficients de corrélation partielle entre la glace de mer de l’Antarctique d’été et IOD et (d) ENSO. Les régions colorées ont passé le test-t avec un niveau de confiance de 90%. Toutes les données ont été détrendées (Feng et al., 2019). .	17
2.6	Distribution spatiale des tendances du SIC antarctique au printemps de 1979 à 2014. (b) La proportion des tendances attribuée au SIOD et (c) les tendances résiduelles après avoir éliminé les effets du SIOD. Les croix marquent les tendances supérieures au niveau de confiance de 95 % (Dou et Zhang, 2023)	18
3.1	Carte de l’Antarctique avec la délimitation du secteur Indien défini	22
3.2	Comparaison de l’EOF 1 des anomalies de température de surface de l’eau de mer avec la figure (droite) tirée d’un article scientifique (C. Xiao, et al., 2024)	24
3.3	EOF 1 des anomalies de hauteurs géopotentielles dans l’hémisphère sud à 850 hpa et les vecteurs vents associés	25
4.1	Premier mode EOF des anomalies de concentration de glace de mer des quatre saisons.	28
4.2	Premier mode EOF des anomalies de température de surface de l’eau de mer des quatre saisons.	29
4.3	Séries temporelles de l’indice SIOD au printemps et des anomalies de concentration de glace de mer pour le printemps austral (OND) et l’été austral (JFM).	30

4.4	Séries temporelles de l'indice SIOD en été austral et des anomalies de concentration de glace de mer pour l'été austral (JFM) et l'automne austral (AMJ).	30
4.5	Corrélation entre le SIOD au printemps et les anomalies de concentration de glace de mer : (a) au printemps (OND) et (b) en été (JFM).	32
4.6	Corrélation entre le SIOD en été et les anomalies de concentration de glace de mer : (a) en été (JFM) et (b) en automne (AMJ).	33
4.7	Corrélation entre le SIOD au printemps et les anomalies des hauteurs géopotentielles : (a) au printemps (OND) et (b) en été (JFM).	35
4.8	Corrélation entre le SIOD en été et les anomalies des hauteurs géopotentielles : (a) en été (JFM) et (b) en automne (AMJ).	35
4.9	Corrélation entre les séries temporelles de l'indice SAM et les anomalies de concentration de glace de mer : (a) au printemps et (b) en été austral. . . .	37
4.10	Corrélation entre l'indice SAM au printemps et les anomalies de concentration de glace de mer : (a) au printemps (OND) et (b) en été (JFM).	38
4.11	Corrélation entre l'indice SAM en été et les anomalies de concentration de glace de mer : (a) en été (JFM) et (b) en automne (AMJ).	39
5.1	Régressions de l'IOD sur les anomalies de glace de mer au printemps austral (Nuncio et Yuan, 2015).	42
5.2	Carte des anomalies des températures de surface (SST) au printemps 2016.	43
5.3	Carte des anomalies de concentration de glace de mer (%) et de hauteur géopotentielle au printemps 2016.	44
5.4	Séries temporelles de l'indice SIOD et de l'indice SAM pour la saison de printemps et la saison d'été.	46

